

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Пермский государственный университет**

На правах рукописи

**КАТАЕВ**

**Валерий Николаевич**

**ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО  
АНАЛИЗА В КАРСТОВЕДЕНИИ**

Специальность 04.00.01  
общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Пермь - 1999

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>5</b>
<b>Глава 1. МЕТОДОЛОГИЯ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ</b> .....	<b>17</b>
<b>1.1. Карстосфера: общие понятия и структура</b> .....	<b>17</b>
1.1.1. Задачи современного карстоведения.....	17
1.1.2. Анализ понятий о карстосфере. Методологическая суть понятия «карстосфера».....	20
<b>1.2. Развитие взглядов на структуру и гидрогеологию карстосферы</b> .....	<b>28</b>
1.2.1. Карстогенетическая роль структурообразующих элементов.....	29
1.2.2. Вертикальная гидродинамическая зональность карстосферы.....	40
<b>1.3. Карстовые массивы и бассейны: основные понятия и методы исследования</b> .....	<b>47</b>
1.3.1. Основы системного подхода к исследованиям карстовых массивов. Терминологические аспекты.....	47
1.3.2. Структурные элементы и уровни их исследований.....	57
1.3.3. Трещинная проницаемость карстовых массивов и спелеогенез.....	66
1.3.4. Модель деформационно-напряженного состояния карстосферы.....	82
<b>1.4. Типы карстогенетических обстановок</b> .....	<b>101</b>
1.4.1. Структурно-тектонические и литологические характеристики обстановок интенсивного и глубинного карстообразования.....	101
1.4.2. Типизация обстановок карстообразования (на примере территории Пермского Приуралья).....	114
<b>Глава 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНОГО И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД</b> .....	<b>119</b>
<b>2.1. Вещественный состав, структурно-текстурные ассоциации и закарстованность пород</b> .....	<b>119</b>
2.1.1. Состав пород, их физико-механические свойства и закарстованность.....	120
2.1.2. Структурно-текстурные особенности пород и закарстованность.....	129
<b>2.2. Соотношение минералогического состава, структурно-текстурных неоднородностей микроуровня, макротрещин и карстовых форм</b> .....	<b>134</b>
2.2.1. Минералогический состав пород, трещины и карстовые формы.....	136
2.2.2. Особенности деформаций элементов микроструктур при тепловом и механическом воздействиях.....	146
2.2.3. Структурно-текстурные особенности пород на микроуровне, их анализ.....	157

<b>2.3. Распределение трещин в пласте осадочных горных пород. Элементы анализа трещинной структуры.....</b>	<b>177</b>
2.3.1. Трещиноватость приповерхностных зон карстовых массивов.....	177
2.3.2. Распределение трещин в горизонтально залегающих пластах.....	192
2.3.3. Распределение тектонических трещин в деформированном пласте горных пород.....	200
2.3.4. Трещины бортового отпора и закарстованность.....	210

### **Глава 3. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ.....217**

<b>3.1. Анализ соотношений полей напряжений, тектонической трещиноватости и закарстованности в породах складчатых структур.....</b>	<b>217</b>
3.1.1. Карст и складчатые дислокации (особенности латеральной зональности).....	220
3.1.2. Аспекты анализа соотношения структурного плана территории, трещиноватости и закарстованности.....	233
3.1.3. Напряжения и трещиноватость в породах складок поперечного изгиба.....	247
3.1.4. Напряжения и трещиноватость в породах складок продольного сжатия.....	262

<b>3.2. Структурно-кинематический анализ карстовых массивов.....</b>	<b>273</b>
3.2.1. Общие положения анализа.....	273
3.2.2. Анализ трещинно-карстовой структуры карбонатных массивов (на примере юго-восточной части поднятия Мендип, Англия).....	275
3.2.3. Анализ трещинно-карстовой структуры сульфатно-карбонатных массивов (на примере массива Ледяная гора, Предуралье).....	299

### **Глава 4. КАРСТОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ НА ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ.....319**

<b>4.1. Проблемы картирования, районирования и типизации закарстованных территорий.....</b>	<b>319</b>
4.1.1. Современное состояние проблем картирования, районирования и типизации закарстованных территорий.....	319
4.1.2. Степень карстоопасности и её оценка.....	324
4.1.3. Общие положения оценочно-прогностических действий.....	329

<b>4.2. Методические аспекты карстологического районирования и типизации...338</b>	<b>338</b>
4.2.1. Границы таксонов.....	342
4.2.2. Типы сочетаний карстующихся и перекрывающих отложений.....	343
4.2.3. Признаки карстологической оценки.....	345
4.2.4. Количественные показатели оценки закарстованных территорий.....	352

<b>4.3. Районирование и типизация территорий по степени карстоопасности.....357</b>	<b>357</b>
4.3.1. Среднемасштабное районирование закарстованных территорий (на примере юга Пермской области).....	358

4.3.2. Крупномасштабная карстологическая оценка «закрытых» территорий (на примере территории Чаньвинского промузла, Западный Урал).....	371
4.3.3. Карстологическая оценка территории по степени трещиноватости (на примере территории полей пещер Воронцовская и Долгая, Западный Кавказ).....	381
4.3.4. Общая оценка техногенного прессинга в карстовых регионах (на примере территории Пермского Приуралья).....	385
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>406</b>
<b>Библиографический список.....</b>	<b>432</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Карстоведение, как наука, переживает этап переосмысления классических традиционных понятий, установившихся в 50-60-х годах XX в. Современные теоретические исследования не имеют ревизионного характера, но направлены на создание целостной, фундаментальной основы карстоведения. Иными словами, современная карстологическая мысль направлена на создание общей теории карста. В основе общей теории лежат представления о карстовом массиве, как о динамичной природной или природно-технической системе, характеризующейся комплексом взаимосвязанных геолого-гидрогеологических, структурно-тектонических, техногенных элементов, результат взаимодействия которых проявляется закономерно во времени и пространстве.

Региональные исследования расширили традиционные представления о литологических разностях карстующихся пород, о зональности и глубинности карстопроявлений, химизме карстового процесса, его гидродинамике и механизме образования карстовых форм. Все это повлекло за собой необходимость а) систематизации терминов, понятий и категорий, используемых в карстоведении, б) углубления и расширения методологических основ науки, в) утверждения новых подходов при решении задач хозяйственного освоения закарстованных территорий.

*Актуальность темы.* На сегодняшний день наиболее проблемными являются исследования в области механизма и закономерностей, прогноза места, интенсивности и времени развития карстового процесса. Одним из наиболее важных направлений фундаментальных исследований является установление закономерностей пространственного распределения структурных форм массивов и их соответствующей карстогенетической роли. Естественно, что эти исследования необходимо обеспечить методической базой.

Активность карстовых процессов, их направленность обусловлена в первую очередь агрессивностью поверхностных и подземных вод, контролируемых во времени и пространстве структурными факторами, формирующими конкретные условия циркуляции подземных вод. Исследователей уже не удовлетворяет констатация наличия тех или иных водопроводящих форм в массиве и даже определение их усредненных гидродинамических параметров. Практика современного анализа карстовых и

карстово-технических систем требует рассмотрения не только форм карста, но процессов с неизменным установлением их механизмов, закономерностей и направленности, что достигается в первую очередь выявлением характера соотношения структурных форм и выявлением взаимодействия их поверхностей с природными или техногенными растворами. Соотношение структурных форм устанавливается с достаточной степенью достоверности на основе комплексного анализа геологической, структурно-тектонической, геоморфологической, гидрогеологической, эволюции массива. Установление характера физико-химических взаимодействий пород и растворов невозможно без использования тонких физических и физико-химических методов, позволяющих проследить процесс взаимодействия от микроуровня. Исследователь в целях повышения эффективности прогноза должен иметь представление о причинах, определяющих скорость карстового процесса, его избирательность.

Выявление соотношения структурных форм является основой и для сугубо практических мероприятий поскольку, например, в инженерной геологии карста, основной задачей предпроектной стадии является оценка закономерностей распространения поверхностных и подземных карстопроявлений на единицу исследуемой площади. Несомненно, что объективность решения такой задачи выше, если оно основано на теории образования и эволюции структурных форм массива, локализирующих карстовые формы. Именно поэтому в задачи на стадии разработки проектов помимо выявления прямыми и косвенными методами подземных проявлений карста, включено, например, установление структурно-тектонических условий и наличия тектонических нарушений, а также оценка степени трещиноватости пород массива.

Локализация зон карстопроявлений и отдельных полостей лежит в основе практических исследований карстовых массивов в гидрогеологических целях, целях промышленного и гражданского строительства. Эффективность прогнозов устойчивости на любом уровне исследований и для любых типов сооружений резко повышается при условии использования критериев структурно-тектонической однородности массивов, снижает степень непредсказуемости катастрофических проявлений. Основная сложность оценки карстоопасности состоит в том, что карстовые массивы крайне неоднородны по строению. Неоднородность во многом определяется разнообразием

структур ослабления массивов, имеющих широкий морфометрический диапазон - от микротрещин до разломных зон, протяженностью сотни метров и километры.

Прогноз карстового процесса базируется на следующем общем положении: закономерности распределения и развития карста избирательны в пространстве и прерывисты во времени. Прогноз возможен только в результате анализа строения карстующейся толщи и характера взаимодействия с ней водной составляющей данной толщи. Практика карстологических исследований свидетельствует, что наибольшая вероятность возникновения карстовых форм существует на контактах а) пород одного литологического типа, но разных по минеральному составу (известняки-доломиты), б) литологически разнородных карстующихся слоев (гипсы-карбонаты), в) карстующихся и некарстующихся пород. При этом наибольшее количество форм карста фиксируется вдоль границ стратиграфического, тектонического, магматического и фациального типов. Зоны трещиноватости и отдельные трещины, являющиеся деструктивными границами, локализуют карстовые формы в силу их гидрогеологической активности. Локализация карста в современных и древних долинах (в том числе и погребенных) зачастую определяется наличием трещин бортового отпора, способствующих развитию эрозионно-гравитационных водообильных зон.

В данной работе предпринята попытка комплексного подхода к оценке карстологического влияния структурно-текстурных и структурно-тектонических неоднородностей пород и карстового массива в целом, определяющих избирательность и направленность карстового процесса, а в конечном итоге устойчивость закарстованных территорий и карстоопасность. В результате применения структурно-текстурных и структурно-тектонических оценочных критериев развития карста повышается надежность локализации зон карстопроявлений и отдельных полостей.

**Главная научная идея работы** - создание концептуально-методических основ анализа развития структурных элементов карстовых массивов и их карстогенетической роли, обеспечивающих разноцелевые прогнозные мероприятия.

Данная идея определила **основную цель работы**: раскрыть пространственно-временную взаимосвязь и карстогенетическую суть структурных элементов массивов различных иерархических уровней и показать возможности структурно-тектонического анализа при решении прогнозно-оценочных карстологических задач

на основе применения структурно-текстурных и структурно-тектонических критериев развития карста.

Для достижения поставленной цели автором решались следующие *задачи*:

- определить место и роль структурно-текстурных и структурно-тектонических исследований в теоретических и прикладных направлениях карстоведения как науки;
- проанализировать значимость комплекса методов установления структурно-тектонического контроля локализации карстопоявлений, сложившегося в теории и практике карстологических исследований;
- логически организовать комплексы методов, традиционно используемые при карстологическом анализе территорий и «нетрадиционные» методы, используемые в геологических и негеологических науках в целях повышения эффективности анализа карстующихся пород и карстовых массивов;
- выявить и обосновать наиболее общие закономерности соотношения структурно-текстурных, минералогических и прочностных свойств карстующихся горных пород;
- на основе лабораторного анализа выявить и обосновать карстогенетическую роль структурно-текстурных особенностей карстующихся горных пород;
- на основе полевого анализа трещиноватости и закарстованности выявить и обосновать закономерности распределения и соотношения дизъюнктивных нарушений и карстовых форм;
- разработать и апробировать метод структурно-тектонического анализа карстовых массивов, учитывающий особенности пространственного соотношения различных генераций дизъюнктивов и карстовых форм, структурного плана территории, вариаций тектонического стресса;
- проанализировать комплекс оценочно-прогностических действий, применяемых в отношении закарстованных территорий, оценить его эффективность и показать расширение возможностей карстологического районирования и типизации при использовании в качестве основы комплекса структурно-текстурных и структурно-тектонических критериев оценки.

*Научная новизна работы* заключена в том, что в ней

- исходя из принципов генетической неразрывности и взаимообусловленности, рассмотрены теоретические аспекты эволюции структурных элементов карстовых массивов;
- определены и рассмотрены в комплексе структурно-текстурные и структурно-тектонические оценочные критерии избирательности карстового процесса, критерии локализации зон карстопроявлений и отдельных карстовых полостей;
- раскрыта методологическая суть понятия «карстосфера». На основе анализа ранних и современных схем вертикальной гидродинамической зональности карста, анализа распределения напряжений, деформаций и структурных элементов верхней части земной коры предложена теоретическая модель деформационно-напряженного состояния карстосферы – дополнительной основы для концептуальных построений ее этажности;
- сформулировано понятие «карстовый массив», представлена иерархическая соподчиненность структурных элементов карстовых массивов с комплексами методов исследований элементов соответствующих морфометрических интервалов;
- разработан, апробирован и предложен метод структурно-кинематического анализа карстовых массивов, направленный на определение периодов формирования трещин в общей структурно-тектонической эволюции района, установление особенностей распределения зон ослабления массива, установление пространственного соотношения зон трещиноватости и закарстованности.

***Предметом защиты являются следующие положения:***

1. В основе локализации и морфологического разнообразия карстовых форм лежат закономерности пространственно-временной эволюции структурных элементов массива, преимущественно элементов, составляющих «структуру ослабления массива», его дизъюнктивный каркас.

2. Структурно-текстурные и структурно-тектонические элементы карстовых массивов генетически взаимообусловлены и пространственно взаимосвязаны.
3. Избирательность и направленность карстового процесса, анизотропия минерального состава, свойства и состояние карстующихся пород контролируются соотношением структурных элементов всех иерархических уровней (от микро- до макро-).
4. Эффективность прогноза карстопроявлений при использовании любой разновидности оценочных методов или их комплексов резко повышается при использовании критериев структурно-текстурной и структурно-тектонической однородности пород, слагающих карстовые массивы.

*Объектами исследования* являлись карстовые массивы, характеризующиеся развитием карбонатного, сульфатного и сульфатно-карбонатного карста и находящиеся в разных геоструктурных условиях: на северо-западной, юго-западной и восточной окраинах Восточно-Европейской платформы (районы преимущественно сульфатного карста юго-востока Беломоро-Кулойского плато, зоны сочленения платформы с Предкарпатским - Подольский и Буковинский карстовые районы и Предуральским прогибами - Полазненский, Нижнесыльвенский, Иренский, Кишертский карстовые районы, район карбонатного карста Уфимского плато); в горно-складчатых районах Кавказа (Сочинский район карбонатного карста: Алекский, Ахштырский, Воронцовский), Западно-Уральской зоне складчатости (Средневишерский, Кизеловский, Чусовской районы карбонатного карста) и Центрально-Уральском поднятии (Верхневишерский район карбонатного карста).

*Предметом исследований* являлись закономерности распределения структурно-текстурных элементов карстующихся горных пород и дизъюнктивных элементов карстовых массивов, их пространственно-временная взаимосвязь и карстогенетическая роль.

*Достоверность результатов* диссертационной работы обеспечивается углубленным анализом состояния решаемых проблем; применением обоснованного комплекса методов исследований и теории, основанной на исследованиях отечественных

и зарубежных основоположников карстоведения; разнообразием районов исследований, расположенных в различных структурно-тектонических обстановках и характеризующихся различными геологическими, геоморфологическими и гидрогеологическими условиями; хорошей сходимостью результатов интерпретации полевых исследований с теоретическими предсказаниями и результатами математического моделирования, полученными как автором диссертационной работы, так и другими исследователями; внедрением теоретических и методических рекомендаций в производственные и научные организации. При исследованиях трещиноватости и закарстованности, последующей интерпретации результатов использовались методы, разработанные на кафедре инженерной геологии ПГУ с непосредственным участием автора и получившие апробацию в последние 15 лет. Во всех исследованных районах закартировано свыше 8 тысяч трещин с указанием элементов их залегания, раскрытости, типа заполнителя, степени выщелачивания бортов и др. Минеральный состав и структурно-текстурные характеристики карстующихся пород исследованы в 180 аншлифах образцов гипс-ангидритов и известняков традиционными методами оптической диагностики. Методами рентгеноструктурного анализа исследовано 98 образцов, методами электронной микроскопии 56 образцов. Методами экспериментальной физики на 5 образцах известняков исследована механическая реакция минеральных зерен и микротрещин в условиях меняющегося теплового поля и двустороннего сжатия. При математическом моделировании использованы типовые решения пространственных задач по расчету напряжений при изгибах пластин, применяемые в теории упругости.

**Реализация работы.** Исследования, положенные в основу диссертации, проводились в соответствии с рядом общенаучных, государственных и отраслевых программ:

1) программой Госстроя СССР по решению отраслевой научно-технической проблемы 0.55.00.111 (этап СД 10а) «Провести научные исследования и разработать рекомендации по оценке влияния природных условий и антропогенных факторов на устойчивость закарстованных территорий» (№ 81048847) (1981-1982гг.);

2) программой Комиссии по карсту и спелеологии Научного совета по инженерной геологии и гидрогеологии АН СССР, тема «Карст отдельных районов Евро-

пейской части СССР, закономерности его распространения и особенности развития» (1981-1985гг.);

3) государственной научно-технической программой №16 «Безопасность населения и народнохозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф» (1992-1994гг.);

4) научной программой Свердловского отделения железной дороги по решению отраслевой задачи «Провести комплексные исследования карстовых процессов на участке Пермского отделения железной дороги и разработать рекомендации по обеспечению безопасной эксплуатации» (1991-1993гг.);

5) государственной программой «Университеты России», раздел «Теория и методические основы экологической геологии», тема «Кунгурская пещера» (1992-1996гг.).

6) отраслевых научных программ ПО «Пермтрансгаз» и РАО «Газпром» «Создание стационарного инженерно-геологического полигона на магистральных газопроводах Ужгородского коридора (1649-1653 км)» и «Оценка карстоопасности; создание систем прогнозирования аварийных и катастрофических ситуаций, карстомониторинга и противокарстовой защиты в целях обеспечения устойчивости и защиты трасс магистральных газопроводов предприятия «Пермтрансгаз» (1997-1998).

Методические приемы структурно-тектонического анализа карстовых массивов в целях выявления факторов локализации карстовых форм и этапов их развития применены автором при интерпретации результатов исследований следующих наиболее крупных полевых экспедиций, проведенных в районах: карбонатного карста Центральной и Северной Англии в составе рабочей группы департамента Наук о Земле Оксфордского университета (руководитель проф. Джон Платт, юго-восточная окраина поднятий Мендип-Хиллс, Великобритания, 1991г.); в составе рабочей группы Института Географии и Университета провинции Гуйчжоу - Китай (руководитель проф. Янг Мингд, район Инглбороу Хилл, Великобритания, 1991г.); сульфатного, карбонатного и сульфатно-карбонатного карста северной части Уфимского плато в зоне примыкания к железнодорожному полотну «Пермь-Екатеринбург» (Кунгурский, Кисертский районы Пермской области, 1991-1993гг.); сульфатно-карбонатного массива

развития Кунгурской Ледяной пещеры (в рамках программы «Университеты России», руководитель доц. К.А. Горбунова, 1992-1996гг.); сульфатно-карбонатного массива, в пределах которого проложены магистральные газопроводы (Ординский район Пермской области, Ясылское карстовое поле, руководитель проф. А.Я.Гаев, 1997г.).

В работе использованы данные, в разное время представленные рядом научно-производственных, общественных организаций и объединений: ПО «Архангельскгеология», Адлерской комплексной лаборатории ПНИИИС Госстроя России, ПО «Кизелуголь», треста ВерхнеКамТИСИЗ, Кунгурского карстового стационара, спелеоотряда института геологии АН Украины, Санкт-Петербургской и Черновицкой спелеосекций, а также материалы экспедиционных гидрогеологических и карстологических исследований кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского государственного университета, Института Карстоведения и Спелеологии РГО. Внедрение результатов исследований проведено в рамках всех указанных программ. По программе Госстроя СССР и Комиссии по карсту и спелеологии материалы исследований использованы в разделе "Карст" методических рекомендаций ПНИИИСа по инженерным изысканиям на закарстованных берегах водохранилищ. В виде рекомендаций при выполнении оценочных карстологических мероприятий по отдельным районам результаты исследований переданы и приняты к производству в Адлерской комплексной инженерно-геологической и гидрогеологической лаборатории ПНИИИС (районы Западного Кавказа, 1982г.), тресте ВерхнеКамТИСИЗ и Лаборатории комплексных исследований водохранилищ Естественнонаучного института(Пермь), Кунгурском стационаре АН СССР (районы Предуралья, 1983-1984гг.).

В ГНТП №16 «Безопасность» внедрены: «Методика оценки влияния структурно-тектонических особенностей на опасность карста в условиях техногенеза» - направление 2, проект 2.3, задание 2.3.6 (1992г); «Методика региональной оценки опасности карста и составление макета карты масштаба 1:200 000» - направление 7, проект 7.12.1 (1993г.); «Карта опасности карста и оползневых процессов на территории Пермской области» в масштабе 1:1 000 000 с соответствующей объяснительной запиской составлена и внедрена при исследованиях по теме «Безопасность населения и народнохозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техно-

генных катастроф для Пермской области», выполненной Горным институтом УрО РАН - направление 7, проект 7.12.1 (1994г.).

По отраслевой программе Свердловского отделения железной дороги результаты инженерно-геологических, инженерно-геофизических, геофизических исследований карстовых процессов на участках сульфатно-карбонатного и карбонатного карста (д. Березово - ст. Кунгур, 1992г; ст. Кунгур - ст. Кишертъ, 1993г.) приняты Службой эксплуатации пути и использованы при установлении скоростных режимов подвижного состава на карстоопасных участках, а также для выполнения мероприятий по техническому закреплению основания железнодорожного полотна.

В рамках государственной программы «Университеты России» полученные результаты геологических и структурно-тектонических условий развития Кунгурской Ледяной пещеры вошли в качестве основных в сводку опубликованных итогов изучения этого уникального спелеологического объекта (1995г.).

В рамках отраслевых программ ПО «Пермтрансгаз» и РАО «Газпром» результаты исследований внедрены в качестве экспертно-аналитической оценки проектно-нормативных решений по созданию стационарного инженерно-геологического полигона на магистральных газопроводах и методики специальных карстологических исследований в пределах трасс магистральных газопроводов (1997г., 1998г.).

Помимо вышеперечисленных внедрений отдельные методические рекомендации и результаты исследований использовались различными ведомствами и научными группами при решении проблем связанных с закарстованными территориями, например при размещении дополнительных производственных зданий на территории Чаньвинского месторождения известняков (Зап. Урал) или обоснования границ организуемого Сылвинского национального парка, где карстовые формы входят в перечень охраняемых памятников природы.

Результаты исследований используются в учебном процессе, как материал на котором основаны разделы таких учебных курсов как «Общее карстование», «Структурно-тектонический анализ карстовых массивов», отдельный раздел «Карстовые процессы» курса «Общая геология», читаемые автором на геологическом факультете Пермского госуниверситета.

**Личный вклад автора** в получение научных результатов, изложенных в диссертационной работе, выражается в его участии в период с 1980 по 1999г. в полевых экспедиционных и тематических научно-исследовательских работах в качестве руководителя или ответственного исполнителя тем.

Все материалы исследований, положенные в основу диссертации, обработаны автором лично. Все результаты и выводы получены им самостоятельно. Материалы, представленные в данной работе без библиографических ссылок, принадлежат автору.

**Практическая ценность работы** определяется следующими положениями:

1) результаты проведенных исследований, сформулированные как методический оценочно-прогностический комплекс мероприятий, позволяют обоснованно локализовать участки наиболее перспективные на развитие в их пределах карстовых явлений;

2) полученные автором закономерности распределения форм карста (преимущественно подземных полостей) в пределах дизъюнктивных и пликтивных дислокаций тектонического генезиса повышают эффективность разноцелевых исследований на закарстованных территориях;

3) результаты изучения распределения карста позволяют на геолого-генетической основе проводить организацию региональных и детальных инженерно-геологических, гидрогеологических, спелеологических исследований.

**Публикации и апробация результатов исследований.** Автором опубликовано 89 научных работ, из них 75 посвящены теме диссертации. Результаты исследований обсуждены на 29 конференциях, симпозиумах и совещаниях различного ранга: научно-практической конференции «Карст Дальнего Востока: научное и практическое значение карстологических исследований», Владивосток, 1981; научно-технической конференции «Перспективы развития исследований по естественным наукам на Западном Урале», Пермь, 1981; научно-технической конференции «Современные проблемы геологии и геофизики», Пермь, 1981; научно-техническом совещании «Влияние горнодобывающей промышленности на геологическую среду и ее охрана», Пермь, 1981; международном симпозиуме «Инженерно-геологические проблемы строительства на растворимых породах», Стамбул (Турция), 1981; IV конгрессе МА-

ИГ, Нью-Дели (Индия), 1982; международном симпозиуме «Использование закарстованных территорий» Бари-Кастелляна (Италия), 1982; научно-техническом совещании «Инженерная геология Западного Урала», Пермь, 1982; III всесоюзном карстово-спелеологическом совещании «Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР», Москва, 1982; семинаре «Проблемы инженерной геологии Урала», Пермь, 1984; научно-техническом семинаре «Проблемы гидрогеологии и карста», Пермь, 1984; научно-практических конференциях «Достижения молодых ученых в области геологии, геофизики, географии», Пермь, 1980, 1983, 1984, 1986; IV всесоюзном карстово-спелеологическом совещании «Картографирование и районирование карста в связи с освоением территории», Владивосток, 1986; 10 международном спелеологическом конгрессе, Будапешт, 1989; международном конгрессе «Пермская система Земного шара», Пермь, 1991; научной конференции «Геология и минеральные ресурсы Западного Урала», Пермь, 1993; международном симпозиуме «Инженерная геология карста», Пермь, 1993; научно-технической конференции «Построение физико-геологической модели и системный подход при истолковании результатов геофизических исследований», Пермь, 1993; IV всеуральском совещании по подземным водам Урала и сопредельных территорий, Пермь, 1994; конференции «Карстовые провалы», Кунгур, 1994; IV объединенном международном симпозиуме по проблемам прикладной геохимии, Иркутск, 1994; 8 международном симпозиуме по взаимодействию горных пород и вод, Владивосток, 1995; научно-практической конференции «Современные проблемы геологии Западного Урала», Пермь, 1995; региональной научно-производственной конференции «Геология и полезные ископаемые Западного Урала», Пермь, 1997; международной научно-практической конференции «Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды», Пермь, 1997; региональной научной конференции «Геология Западного Урала на пороге XXI века», Пермь, 1999.

*Структура работы и объем.* Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, включающих 12 разделов (37 подразделов), заключения и библиографического списка, содержащего 260 наименований. Общий объем диссертации - 451 страниц, включая 110 рисунков и 35 таблиц.

## **Глава 1. МЕТОДОЛОГИЯ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

В карстоведении требуется создание специфической нормативно-методической и терминологической документации, в которой содержались бы прогнозно-оценочные аспекты карстового и сопутствующих процессов. Остро необходимым является разработка методических основ построения прогнозных карт для различных этапов инженерно-геологических работ, необходима систематизация физико-геологических моделей карста, совершенствование лабораторных и полевых методов определения физических свойств карстующихся и перекрывающих отложений.

Необходима методическая основа организации режимных гидрогеологических наблюдений на природных, техногенноизменяемых и выведенных из эксплуатации (техногенноизмененных) территориях с целью установления динамики водных и гидрогеохимических изменений в трещинах и карстовых полостях в зависимости от природных условий, степени и характера техногенной нагрузки. На основании комплексных исследований закарстованных территорий необходима разработка теоретически и практически обоснованных мер противокарстовой защиты, стоящих на позициях «щадящей» технологии [90, 158].

Вместе с тем, как справедливо отмечают В.В. Толмачев и Ф. Ройтер (1990), процесс переосмысления понятий нуждается в углублении наших знаний по концептуальным позициям, «переводе» взглядов на иные иерархические уровни процесса, а следовательно и в привлечении нестандартных способов и методов изучения явлений.

### **1.1. Карстосфера: общие понятия и структура**

#### **1.1.1. Задачи современного карстоведения**

Научные направления карстоведения базируются на разноуровневом анализе структурно-тектонических обстановок и структурно-текстурных особенностей пород, слагающих закарстованные территории. Очевидно, что каждое направление исследований предполагает изучение «составных частей массивов горных пород» - их струк-

турных элементов и различных видов взаимодействия этих элементов друг с другом в природных или техногенноизмененных условиях.

С позиций структурно-тектонической оценки состояния массива в карстоведении выделяются следующие научные направления:

- палеорекострукции этапов геологической истории массива;
- изучение геоморфологических параметров массива;
- изучение локальных и региональных структурно-тектонических параметров массива;
- изучение параметров физико-механических и водных свойств пород массива;
- морфологическое и морфометрическое изучение зон ослабления массивов;
- изучение гидродинамических параметров зон ослабления;
- изучение гидродинамических и гидрохимических процессов в зонах ослабления;
- изучение кинематики развития и закономерностей распределения карстовых форм в определенных условиях массива;
- создание теоретической модели карста различных геодинамических областей на основе анализа структур карстовых массивов и процессов взаимодействия их элементов.

Условность выделенных направлений определяется спецификой подхода. В соответствии с направлениями исследований сформулирован комплекс основных задач карстоведения, состоящий из трех блоков задач, взаимосвязанных логически (табл.1.1).

*Блок задач выявления пространственно-временных закономерностей* объединяет задачи выявления закономерностей возникновения и распределения карстовых форм, их взаимосвязи в геологическом пространстве и времени.

*Блок задач установления количественно-качественных характеристик* объединяет задачи изучения морфологических и морфометрических особенностей и параметров подземных, поверхностных и переходных карстовых форм, их гидродинамических свойств, изучения химических и физико-механических свойств пород закарстованного массива, установления факторов и количественных критериев оценки карстоопасности.

Таблица 1.1.

### Комплекс основных задач карстоведения

(по И.А. Печеркину, 1981; И.А. Печеркину, Л.А. Шимановскому, 1987; В.В. Толмачеву, Ф.Р. Ройтеру, 1990; В.Н. Катаеву, 1994)

Выявление пространственно-временных закономерностей	Установление количественно-качественных характеристик	Разработка качественно-количественных прогнозных моделей
<p>1. Распределения и последовательности развития поверхностных и подземных форм карста в пространстве и во времени</p> <p>2. Развития и распределения структур ослабления массивов закарстованных горных пород</p> <p>3. Установление генетических и физических связей поверхностных и подземных форм карста</p> <p>4. Разработка эффективных способов установления и локализации подземных карстовых форм</p> <p>5. Изучение физических и физико-химических процессов в карстовых системах различных морфометрических диапазонов</p>	<p>1. Изучение и систематизация морфологических и морфометрических параметров карстопроявлений различных геоморфологических, геологических, структурно-тектонических, гидрогеологических обстановок</p> <p>2. Установление гидродинамических параметров элементов карстовых систем</p> <p>3. Определение истинных размеров подземных пустот, пересеченных скважинами</p> <p>4. Изучение прочностных характеристик карстующихся пород</p> <p>5. Изучение физико-механических и водных свойств отложений, перекрывающих растворимые породы, с целью получения параметров устойчивости территории</p> <p>6. Изучение растворимости пород в природных и лабораторных условиях для установления скоростей и направленности развития карстового процесса</p> <p>7. Количественная оценка карстоопасности по ряду косвенных признаков в условиях недостаточной прямой информации о карстовых деформациях с учетом характера инженерной задачи</p> <p>8. Количественная оценка эффективности всех видов противокарстовой защиты</p>	<p>1. Развитие методов прогноза параметров карстового процесса в природных и техногенных условиях</p> <p>2. Сопоставление универсальных методик построения прогнозных гидрохимических, инженерно-геологических, гидрогеологических, ландшафтных и других карт для целей карстоведения</p> <p>3. Создание универсальной методической базы картирования, районирования и типизации закарстованных территорий</p> <p>4. Создание единой универсальной терминологической базы</p> <p>5. Математический расчет устойчивости территорий при различных видах инженерного освоения</p> <p>6. Моделирование напряжений и деформаций, возникающих в закарстованных массивах при их инженерном освоении</p> <p>7. Создание методологии карстомониторинга, в том числе для территорий интенсивной техногенной нагрузки</p> <p>8. Моделирование развития карстовых систем в условиях интенсивной техногенной нагрузки на массив</p> <p>9. Построение концептуальной модели эволюции карстового массива в различных структурно-тектонических обстановках</p>

*Блок задач разработки качественно-количественных прогнозных моделей* объединяет задачи разработки комплексных качественно-количественных моделей карста в целях прогноза направления развития карстового и сопутствующих процессов, устойчивости закарстованных территорий, катастрофических изменений в системе «массив-инженерный объект». Задачи модельного блока решаются на основе результатов решения задач пространственно-временного и параметрического характера.

Решение всего комплекса задач зависит от темпов совершенствования карстологической специализации структурно-тектонических, геофизических, гидрогеологических, гидрохимических, инженерно-геологических, , палеогеографических, палеоклиматических методов.

#### 1.1.2. Анализ понятий о карстосфере. Методологическая суть понятия «карстосфера»

Растворимые горные породы, традиционно рассматриваемые как карстующиеся, имеют чрезвычайно широкое распространение в осадочном и метаморфическом комплексах земной коры. Широкий временной спектр образования растворимых горных пород составляет основу для развития карста практически в каждом структурном образовании земли. Карбонаты имеют наиболее широкий временной диапазон - от протерозойских до современных, сульфаты - от верхнего кембрия до перми, каменные и калийные соли - от кембрия до триаса. Преобразование литосферы тесно связано с гидродинамическими процессами в подземной гидросфере. Карстовый процесс, в свою очередь, является частью общего процесса преобразования литосферы [109].

На фоне непрекращающейся дискуссии об определениях «карст» и «карстование» (обобщающая сводка изложена в работе Д.А. Тимофеева, В.Н. Дублянского, Т.З. Кикнадзе (1991), научная дискуссия о понятии «карстосфера» получила развитие, начиная с 70-х годов (табл.1.2).

Развитию и уточнению смыслового понятия термина «карстосфера» (введен в обращение Л.И. Маруашвили (1970, 1972) посвящены работы Г.А. Максимовича (1979), В.Н. Андрейчука (1986, 1991), Ю.А. Ежова и др.(1992).

Анализируя теоретические трактовки «карстосферы» следует отметить, что ее границы от «осадочно-метаморфической оболочки» (Максимович, 1947а) со временем были расширены и на «оболочку магматических горных пород» в части развития,

например, карбонатитов (Максимович, 1979). Карстосфера была «расширена» за счет теоретического вовлечения в нее массивов, сложенных магматогенными породами - изменились и представления о генезисе и эволюции карстосферы. Так по Г.А.Максимовичу (1979) карстосфера является результатом развития (изменения) геосфер - структурных этажей верхней части земной коры, в периоды прохождения их в процессе своей истории зон гипергенеза и катагенеза с закономерной сменой гидрохимических и гидродинамических условий.

Таблица 1.2

### Определения карстосферы

Определения	Авторы
<p>Особая геосфера, представляющая собой прерывистую оболочку геоидной формы, составленная из ареалов карстующихся пород. В плане, в общих чертах, совпадает со стратисферой, но приурочена к ее отдельным формациям и обнаруживает ярусность. Часть литосферы, в которой развиваются карстовые явления.</p>	<p>Л.И.Маруашвили (1970, 1972)</p>
<p>Совокупность частей стратисферы, слагающихся легко растворимыми горными породами. Обладает сложным многоярусным строением.</p>	<p>Л.И. Маруашвили, З.К.Тинтилозов (1982)</p>
<p>Отдельные участки различных геосфер (стратисферы, метаморфосферы, магмосферы), содержащие растворимые в воде горные породы, оказывающиеся в зоне гипергенеза, в результате длительного закарстовывания превращающиеся в особую разновидность гиперсферы - карстосферу.</p>	<p>Г.А.Максимович (1979)</p>
<p>Особая область рассредоточенного литогенеза.</p> <p>Относительно целостная оболочка земной коры, геосистема, единство которой обеспечивается круговоротом вещества растворимых пород: на суше происходит преимущественно разрушение, в океане созидание карстосферы. Оболочка верхней части земной коры (до глубины 12 ... 15 км), в пределах которой развивались, развиваются и могут развиваться карстовые процессы и явления.</p>	<p>В.Н.Андрейчук (1986, 1991) Ю.А.Ежов и др. (1992)</p>

Этажность карстосферы определяется по Г.А.Максимовичу природным массопереносом, степенью открытости системы, в которой происходит массоперенос. Следовательно, зоны карстосферы «верхнюю», «мезо»- и «гипо»- в понятии их динамич-

ной смены, было бы неверно механически сопоставлять с верхней, средней и нижней частью стратисферы.

Помимо «прямых» определений карстосферы, приведенных в таблице 1.2, в литературе встречаются и «косвенные». Например, характеризуя карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области и выделяя его общие закономерности, Р.А. Цыкин и Ж.Л. Цыкина (1978) определяют карстосферу как область растворимых пород от их верхней границы до нижней границы подземной гидросферы, характеризующуюся вертикальной зональностью и неравномерностью распределения карстовых явлений.

На переосмысление многих понятий в геологических науках оказала влияние идея представления геологических тел, как разноуровневных систем и, как следствие - необходимость привлечения методов системного анализа в карстоведении, представлении карстовых регионов, как элементов единой геосистемы - карстосферы. Несомненно, что на стремление к обновлению, пересмотру концептуальных понятий оказало влияние и практическая ориентация общества - необходимость освоения ранее непригодных территорий, освоения больших глубин, проблемы водных ресурсов, проблемы безопасности освоенных и перспективных к освоению территорий.

Рассматривая понятийные определения отметим, что все они акцентируют внимание на следующих характеристиках карстосферы: 1) приуроченность к различным геосферам (в большинстве случаев к стратисфере), 2) прерывистость, 3) вертикальную зональность, 4) обязательное наличие растворимых в воде горных пород и 5) подчиненность развития закономерностям и стадийности литогенеза, 6) обязательное наличие карстовых явлений и форм. В раскрытии понятия «карстосфера» авторы отводят важнейшую роль циркулирующим подземным водам. Все понятийные определения соответствуют широкому смысловому понятию «геосфера», сформулированному в Горной энциклопедии (1986) как «оболочка (сплошная или прерывистая), выделяемая по совокупности каких-либо характерных признаков и (или) процессов». Практически все имеющиеся определения косвенно характеризуют карстосферу как геосистему, различной степени подвижности, подразумевая в ее составе два основных компонента - горную породу и подземные воды, хотя термин «геосистема» в отношении карстосферы введен только в определении В.Н. Андрейчука.

Определение В.Н. Андрейчука отличается от более ранних и предполагает «относительную целостность» карстосферы за счет того, что «... средой протекания карстовых процессов при соответствующих физико-химических условиях могут стать любые горные породы» [53, с.32], а также за счет рассмотрения океана в качестве части карстосферы. Последнее положение имеет свою предисторию, поскольку Л.И. Маруашвили (1972) также относил к карстосфере океаническую часть литосферы, сложенную формациями легко растворимых в воде литотипов, но глубину нижней границы карстосферы не указывал, ссылаясь на недостаточную изученность дна океана. Две морские стадии в геологической истории карстующихся отложений: додиагенетическую и постдиагенетическую выделял и Г.А. Максимович (1979).

Трактовка понятия «карстосфера» В.Н. Андрейчуком, по нашему мнению, наиболее полно соответствует современному уровню теоретического карстоведения, поскольку характеризует карстосферу как динамично развивающуюся геосистему, включенную в глобальный процесс литогенеза. Однако само определение не лишено противоречий. С одной стороны определение снимает резкие ограничения на литологические типы карстующихся пород, но с другой ограничивает типы регионов создания полигенетической карстосферы. Помимо этого в нем явно превалирует географический подход к определениям общих обстановок разрушения и созидания карстосферы - «суша» и «океан» соответственно. Не затрагивая обстановок образования нетрадиционных карстующихся пород, для примера ограничимся сведениями образования пород карбонатных формаций.

Карбонатные толщи образуются преимущественно в эпохи общего погружения и малого привноса обломочного материала, главным образом в условиях теплого климата. Они возникают на различных глубинах. Наиболее мощные карбонатные толщи формируются в условиях геосинклинального типа тектонического режима.

Современные морские мелководья и геосинклинали составляют малую часть мирового океана, занимая в основном прибрежные зоны и области внутренних и окраинных морей. Аналогичная ситуация правомерна и для «суши», как общей обстановки разрушения карстосферы, так как разрушение карбонатной составляющей карстосферы преимущественно локализовано в подвижных орогенных областях (рис.1.1)

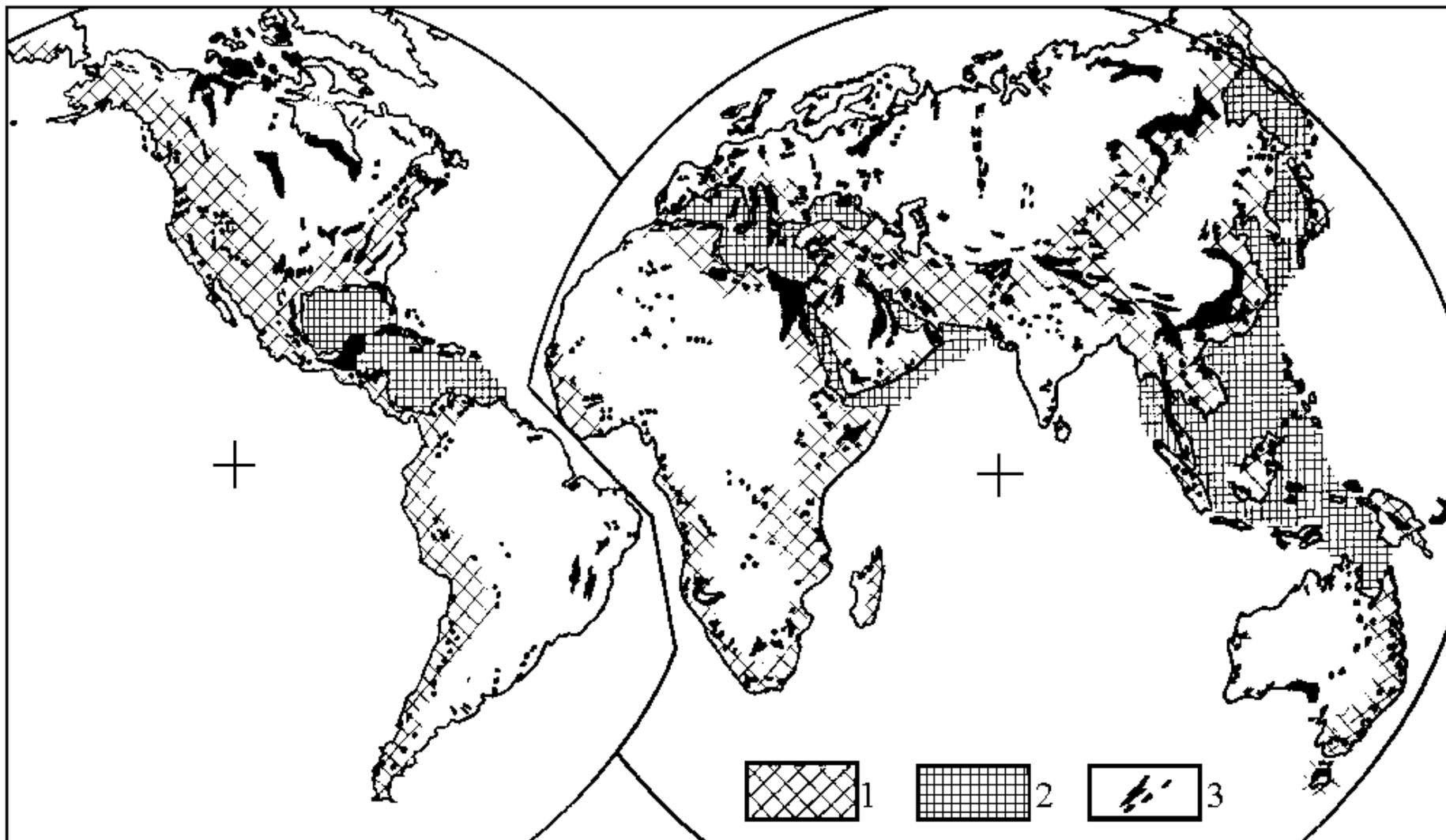


Рис.1.1. Соотношение выходов карбонатных пород и современных подвижных тектонических поясов. Современные подвижные пояса: 1 - орогенные области, 2 - геосинклинальные области (по А.В. Долицкому, И.А. Кийко, 1963); 3 - выходы на поверхность пород карбонатной формации (по D. Ford, P. Williams, 1989)

Резюмируя краткий обзор понятий «карстосфера», отметим, что все они в той или иной степени отражают ее трехмерность, карстогенетические свойства и движение - смену явлений и состояний геологической среды, иными словами, карстосфера наделена свойствами геосистемы. Использование понятия «геосистема» не означает присвоение геологическому объекту каких-либо специфических характеристик. Применение понятия «геосистема» к карстосфере или ее фрагментам ни что иное, как признание её органической целостности, структурно-функционального единства, которое в свою очередь может быть исследовано методами системного анализа.

По определению Г.К. Бондарика (1981) геологическими называются системы, элементы которых полностью или в основном представлены твердыми, жидкими или газообразными компонентами геологической среды. И в качестве геосистемы правомерно рассматривать любую часть геологической среды в соответствии с конечной целью решаемой задачи.

Комплекс потенциальных характеристик карстосферы можно рассматривать как комплекс сведений о геологической среде, которые получают исследователи, используя достижения теории и практики карстоведения, а также пограничных наук геологического цикла. Естественно, что в процессе развития карстоведения изменяется (расширяется и углубляется) и комплекс сведений, отражающий структуру, свойства и движение карстосферы. В таблице 1.3 представлены группировки сведений о карстосфере, как геологической среде, характеризующейся специфическими свойствами, процессами и явлениями.

Гидродинамическая и геологическая неоднородность литосферы, разнообразные карстопроявления в соответствующих барических, температурных, гидрогеохимических обстановках обуславливают неоднозначность сведений о карстосфере. Дифференциация этих сведений в масштабе карстосферы соответствует общей литологической и гидродинамической зональности литосферы.

В масштабах частей карстосферы, ее элементов, дифференциация сведений определяется геолого-структурными, гидродинамическими, геоморфологическими данными и данными антропогенного прессинга, присущими конкретному геологическому телу.

## Сведения о карстосфере

Группы сведений	Перечень сведений
А. Структура, пространственное соотношение элементов	а) расположение и сочетание разноуровневых геологических тел в различных геоструктурных обстановках; б) строение и дислоцированность геологических тел (сочетание карстующихся и некарстующихся пород, их залегание, пространственное соотношение пликативных, дизъюнктивных и карстовых элементов - закономерности распределения и история развития); в) гидрогеологические характеристики геологических тел (типы коллекторов, их сочетание, характер обводненности, гидродинамическая зональность); г) геоморфологический облик (элементы карстового рельефа, их пространственное соотношение и парагенезис, соотношение элементов карстового и других форм рельефа);
Б. Свойства	а) литологический состав карстующихся пород, их структурно-текстурные особенности и свойства; б) литологический состав перекрывающих и вмещающих пород (отложений), их свойства; в) компонентный состав, минерализация, температура поверхностных и подземных вод и гидрофлюидов;
В. Движение (процессы, явления)	а) карстовые, карстово-суффозионные, суффозионные и другие сопутствующие процессы и явления природного, природно-техногенного и техногенного происхождения на поверхности и внутри геологических тел.

При этом поступающие сведения соответствуют не общетеоретической задаче изучения карстосферы, как глобальной геосистемы, а конкретным гидрогеологическим, инженерно-геологическим или другим практическим задачам. Дифференцированные сведения отражают иерархичность элементов (структурных частей) карстосферы.

Органичное соединение сведений о карстосфере в единую картину состояния, состава и взаимодействия её элементов между собой и пограничными геосистемами является теоретической сутью карстоведения, его предназначением.

Элементы карстосферы - подсистемы, суть геолого-гидрогеологические тела, обладающие набором общих и специфических свойств. Такими телами являются массивы и бассейны. В.Н. Дублянский и Т.З. Кикнадзе (1984), рассматривая принципы гидрогеологического районирования закарстованных территорий, отмечают, что в геологическом пространстве существуют естественные гидрогеологические тела и

физические поля, которые можно рассматривать как системы. Авторами на основе структурного анализа даны их определения. Согласно В.Н. Дублянскому и Т.З. Кикнадзе бассейны и массивы являются основными типами подземных водоносных систем, при этом бассейн – подземная водоносная система слоистой структуры преимущественно с пластовыми порово-трещинными водами, а массив – подземная водоносная система неслоистой структуры преимущественно с блоковыми трещинно-каверновыми водами [49].

Развитие теоретических и практических аспектов карстоведения в самом общем смысле находится в прямой зависимости от теоретических представлений и наших эмпирических знаний о структуре, свойствах и движении карстосферы. Очевидно, что также как для любой науки геологического цикла, объектом карстоведения является геологическая среда с присущими ей уровнями организации и физическими полями.

Определяя задачи Молотовской карстовой конференции 1947 года, Г.А. Максимович наметил «контуры новой науки карстоведения или карстологии». Деление науки на общее, региональное, инженерное, экспериментальное карстоведение и гидрогеологию карста оказалось весьма перспективным и жизнеспособным, имеющим значение и на современном этапе развития науки. Не определяя объект исследования в целом, Г.А. Максимович предложил научные направления каждого из подразделений. Анализ направлений не оставляет сомнений в том, что объектами карстоведения на начальном этапе являлись карстующиеся породы, явления и формы карста, карстовые воды, геохимические и геофизические поля карста, а также полезные ископаемые карстовых форм. И только в 1963 году Г.А. Максимович для карстоведения, как самостоятельной отрасли знания, определил «собственный объект исследования» - карстовый процесс, как внутреннее содержание карстовых форм. Данное определение расставляло приоритеты в исследованиях, поскольку, как указывает автор, «...история изучения карста и пещер показывает, что объектом карстоведения всегда были подземные и поверхностные формы ... . Однако формы эти все время изменяются и имеют временное значение» [106, с.9-10].

По мере накопления опыта исследований карстовых процессов, обстановок карстообразования, по мере углубления знаний об уровнях карстопроявлений, углуб-

ления и расширения знаний в сопредельных науках, возникла необходимость расширения сферы интересов карстоведения, необходимость межнаучной корреляции фундаментальных понятий.

В ряду теоретических аспектов карстоведения понятие «карстосфера» является базовым, поскольку оно в наиболее общем виде включает обстановки образования и развития всех генетических типов карста, а также в силу своей структуры определяет пространственно-временные закономерности и границы распределения карстовых явлений. Карстосфера - теоретический понятийный объем, заполнение которого означает процесс построения концептуальной модели карста - основы для решения теоретических и прикладных вопросов общего, регионального, инженерного карстоведения.

Понятие «карстосфера» имеет для карстоведения большое методологическое значение, поскольку отражает объект данной науки. Сведения о карстосфере (ее элементах) являются идеальной (нематериальной) системой, включающей теоретические представления об условиях карстообразования, карстогенетических свойствах материальной системы, а также явлениях и формах карста - результатах реализации данных свойств.

Анализ развития представлений о свойствах карстосферы и ее элементах имеет методологическое значение, поскольку позволяет проследить становление в теории и практике карстоведения основополагающих понятий и методов исследований.

## **1.2. Развитие взглядов на структуру и гидрогеологию карстосферы**

Концептуальные положения практических разработок в карстоведении, используемые в частности при анализе закарстованных территорий с применением специальных методов и расчетных схем, заимствованы как из смежных наук, например инженерной геологии, так и из теории и практики общего карстоведения - ветви геологии о динамических процессах в растворимых горных породах и явлениях, их сопровождающих.

Отражение карстогенетической роли структурообразующих элементов началось буквально с первых известных работ, посвященных карстовым явлениям. Роль структурного строения закарстованных территорий оценивалась неразрывно от их гидрогеологического строения. Данное положение сохранилось и до сегодняшних

дней, оказавшись наиболее продуктивным при выявлении закономерностей развития карстовых форм в пространстве и во времени.

### 1.2.1. Карстогенетическая роль структурообразующих элементов

Первые описания карстовых явлений связаны с результатами горных работ и изучением «натуральной философии». Примером является работа Дж. Беймонта (Beaumont, 1683) «Многочисленные понижения и некоторые другие подземные гроты и каверны в Мендип-Хиллс». Результаты подобных исследований обычно публиковались в местных альманахах, большинство из которых утеряны. В связи с этим трудно проследить последовательность развития карстоведения в этот период. И только начиная с XIX века удастся определить направления развития карстоведения, в части идей о строении карстовых массивов, условиях и факторах, влияющих на развитие их структур.

С 1840 г. в Австрийской империи, владеющей в те времена Динарской провинцией, проводятся полевые исследования по различным направлениям. Именно в эти годы укоренился термин «карст». (В России термин «карст» применительно к Кунгурской ледяной пещере впервые использовал академик Е.С. Федоров в 1883г.). Публикация А. Шмидла (Schmidl, 1854) может считаться первой классической публикацией по карсту, на основе которой до сих пор продолжают исследования в Институте карста Постойна. Среди многих вопросов теории образования провалов в работе была рассмотрена гидродинамическая связь между поверхностными и подземными формами карста. Одновременно появляется работа В. Зиппе (Zippe, 1854). Его статья имеет равное значение с работой А. Шмидла. В ней рассмотрены проблемы формирования горизонтальных пещер, как результат развития межпластовых пространств. В. Зиппе указывал на необходимость учета (замеров) элементов залегания карстующихся пород (в частности углов падения пород), как фактора, контролирующего направление «карстификации». Им было отмечено влияние угольной кислоты и  $\text{CO}_2$ , присутствующих в воде, на интенсивность растворения карбонатов.

В 1859 году Дж. Лоренз (Lorenz, 1859) кроме того, что предложил использовать термин «карст» для обозначения генетических черт явления, а не только как географическую привязку, связывает некоторые карстовые явления с тектоническими под-

вижками. Он считал полья результатом растворения, эрозии и обрушения в условиях стабилизации тектонических движений на участках пересечения тектонических разломов.

Е. Тиетзе (Tietze, 1873) рассматривая вопросы строения карстовых систем предположил существование отдельного водного уровня, связанного с пещерами. Доказательством являлись сухие родники ниже уровня карстовых рек. Е. Мойсисович (Mojsisovice, 1880), выражая несогласие с Е. Тиетзе по вопросам чисто химического (за счет растворения) формирования польев, в то же время указывал на значение эрозии карстового потока, отмечая при этом, что воздымающие тектонические движения благоприятны для начала карстовой эрозии. Он считал, что первичные долины рек, заблокированные смещенными по горизонтали разломами, становятся озерами, вода из которых по трещинам и зонам дробления инфильтруется в массив, образуя сеть подземного дренажа. Стабилизация тектонических движений приводит к последовательному затуханию карстовой эрозии.

Первоначально А. Рейер (Reyer, 1881), а затем Ф. Краус (Kraus, 1887;1888) отметили, что подземный дренаж в карстовом массиве ориентирован и локализован не только зонами разломов, но и трещинами. Развитие дренажной системы начинается с микроскопических трещин за счет растворения до тех пор, пока не становится возможным развитие механической эрозии. При этом на участках, где межпластовое пространство ориентировано субвертикально, развитие канала идет быстрее. Кроме этого было отмечено, что процесс формирования провалов над дренами тем медленнее, чем толще кровля.

Известные современные исследователи карста Д. Форд и П. Вильямс (Ford & Williams, 1989) считают, что временем становления понятий о гидродинамике карстовых вод, которые неразрывно связаны и в большой степени основаны на понятии о структуре карстового массива, является середина XIXв. Действительно, на западе, в 1874 году впервые были предприняты попытки анализа гидрогеологии закарстованных территорий для целей водоснабжения военных объектов. М. Херак и В. Стрингфилд (Herak & Stringfield, 1972) считают, что идея «изолированных водотоков в карстовом массиве», высказанная в работах Е. Тиетзе, А. Рейера и других, была преждевременной в противовес господствовавшему мнению о едином региональном потоке.

В конце XIX в. на развитие карстологических идей оказала влияние геоморфология, приобретя статус самостоятельной дисциплины, одним из объектов которой становится карстовый рельеф.

В 1899г. А. Пенк (Penck, 1899), получивший известность благодаря своим исследованиям Альпийской гляциальной зоны, его бывший студент Дж. Цвиджик, подготовивший диссертационную работу по карсту Триеста, которая была «поворотным пунктом» к началу интенсивного исследования морфологии карста, и американский ученый В. Дэвис в результате совместных исследований пришли к выводу о том, что карстовые формы и стадии эволюции карстового рельефа - итог эрозионной деятельности поверхностных водотоков. Стоит отметить, что Дж. Цвиджик (Cvijic, 1893) не пытался установить карстовые географические циклы. Он пытался объяснить образование тех или иных форм. В частности он указывал, что поля развиваются только в районах тектонического дробления. Кроме этого, он подчеркивал важность вторичной проницаемости в известняках при формировании водных запасов массива. Тем не менее, А. Пенк, соглашаясь с Дж. Цвиджиком о важности вторичной проницаемости, строго придерживался идеи единого водного уровня в карстовых массивах.

А. Грунд (Grund, 1903) высказал, а впоследствии развил идею о том, что подземные воды в карстовых областях имеют региональный поток, который контролируется уровнем моря. Он выделил водообильную зону внутри массива, подпитывающуюся за счет атмосферных осадков. Поверхность этой зоны соединена с уровнем моря, но повторяет линию поверхности рельефа: повышается в пределах возвышенностей и контролируется складчатостью. В пределах этой зоны в движении находится вода, расположенная выше поверхности моря. Считалось, что ниже поверхности моря вода в горных породах находится без движения, в состоянии стагнации. А. Грунд отмечал, что поверхность стагнационного уровня (уровень зоны затрудненного водообмена) может быть ниже уровня моря, но в пределах побережий. Здесь сезонные колебания водного уровня осушают или обводняют высоко расположенные источники - поглотители. Ниже водного уровня источники имеют флуктуационный режим и названы «*vaclusian*». В более поздних работах 1910 года А. Грунд утверждал, что гидрографические зоны карста (сверху вниз): сухая, зона транзита и зона циркуляции воды в условиях полного насыщения изменяются со временем, определяя эволюцию

гидрогеологического режима карста. Предполагалось, что если подпитка водообильной зоны чрезмерная, то вода выливается в понижения рельефа карстовых массивов (например, наводнения в полях). Однако, полевые исследования не подтвердили синхронной ундуляции уровня воды в соседних полях, что позже послужило источником критики идей А. Грунда. В истории геоморфологии эти исследования известны как углубившие концепцию «Davis-Penck-Grund» о существовании стагнационного уровня карстовых вод, выше которого во влажные периоды происходит заполнение трещин водой. Этот трещинный водоносный горизонт не является стабильным во времени и разгружается сразу же после насыщения.

Б. Катцер (Katzer, 1909), хорошо знавший геологию Динарского карста, основываясь на собственных наблюдениях, а также на результатах спелеологических исследований, предложил иную модель водоносных систем карстовых массивов. Б. Катцер указывал, что в массиве имеются разноуровневые водотоки и, не всегда трещины в нижней части массива содержат воду, а в верхней части - сухие. Он предположил наличие циркуляции воды по дискретным карстовым каналам ниже уровня моря. Б. Катцер не поддерживал идею регионального потока и так же как В. Кнебель (Knebel, 1906), а позже Е. Мартель (Martel, 1921), говорил об индивидуальных водных потоках вдоль разломов с различными гипсометрическими уровнями, источниками питания и разгрузки.

В 1918 году появляются работы Дж. Цвиджика, стимулированные трудами А. Грунда. В основе его представлений о гидрогеологии карстовых массивов были заложены идеи прерывистого водного уровня, который контролируется литологией и структурой карстового массива.

Благодаря работам вышеупомянутых авторов, к 20-м годам XX века сформировались две основные идеи, отражающие уникальные черты карста, которые можно сформулировать следующим образом:

а) в пределах последовательно (во времени и пространстве) развивающихся гидродинамических зон регионального потока карстовых вод, образуются морфологически разнообразные формы карста;

б) карстовая дренажная система возникает и развивается в виде индивидуальных водных потоков, пространственное соотношение которых контролируется геоло-

гическим строением массива (различие в литологическом составе пород, наличие разрывных нарушений) и тектоническим режимом территории.

В результате научной дискуссии между представителями этих идей для многих исследователей карста стало очевидным, что

\* пространственные отношения между растворимыми и нерастворимыми породами отражают особенности тектонической эволюции района и могут изменять циркуляцию воды в трещинах, разломах и разрывах, влияя на морфологию карстовых форм;

\* литология растворимых и нерастворимых пород имеет решающее значение при формировании карстового рельефа;

процесс растворения кардинально зависит от особенностей воды и климата.

Существование двух идей о структуре и гидродинамике карстового массива требовало новых фактов, подтверждающих или опровергающих какую-либо из них.

Стало очевидным, что эволюцию карстового рельефа не объяснить без учета особенностей циркуляции воды по трещинам и разломным зонам. Основная трудность состояла в том, чтобы с позиций концепции «Davis-Penck-Grund» о последовательной эрозионно-карстовой эволюции объяснить циркуляцию воды по трещинам на основе преобладания «поточковой эрозии» единого уровня подземных вод.

Попытки объединения данных идей были предприняты позже, например, в работе О. Лемана (Lehmann, 1932). В результате исследователи пришли к выводу, что подземные реки, о которых говорили спелеологи, и грунтовые воды в модели А. Грунда - суть полярные понятия, отдельно не отражающие полной природы гидродинамических отношений в карстовых массивах. В то же время модель Б. Катцера казалась более реальной.

В итоге было предложено рассматривать эти идеи во взаимосвязи и отказаться от формального использования гидродинамических концепций. Именно на таких компромиссных позициях в дальнейшем происходило углубление концептуальных понятий в карстоведении, в частности по вопросам происхождения полостей. Решение этого вопроса чрезвычайно важно и для теории и для практики, поскольку обуславливает понимание и прогноз карстовых процессов.

Идея комплексного развития карстовых систем, разрабатываемая до сегодняшних дней, как в зарубежном, так и отечественном карстоведении, легла в основу современной концептуальной модели эволюции карстового массива.

В России к началу XXв. инженерно-строительное дело накопило достаточный опыт сооружения различных объектов на территориях интенсивных карстопроявлений. Первые задачи инженерно-карстологического свойства были решены при градостроительстве и строительстве железных дорог. Так в 1904-1906гг. в зоне развития интенсивного карбонатно-гипсового карста были проведены исследования под проектируемый участок Екатеринбургской железной дороги по линии Пермь-Кунгур. Близ г.Уфы участок Самаро-Златоустовской железной дороги на протяжении более чем 40км проложен по мощным гипсовым отложениям. Как отмечал горный инженер А.А. Штукенберг, этот участок дороги еще во время изысканий был признан неблагонадежным по прочности основания [192]. После открытия дороги, в 1899г. горным инженером Д.Л. Ивановым было проведено повторное обследование трассы, в результате чего была выработана, вероятно, первая программа изучения местности в отношении образования воронок, направления трещин, течения подземных вод. Программа предусматривала принятие мер по предупреждению провальных явлений.

Большой материал по особенностям закарстованных территорий представлен в работе А.А. Крубера «О карстовых явлениях в России» [85]. Это исследования провальных озер в Тульской губернии самого А.А. Крубера (1897), исследования инженера Г.И. Куликовского карстовых озер в Олонецкой и Архангельской губерниях (1894), исследования Н.Н. Соболева полотна Московско-Ярославско-Архангельской железной дороги (1899) и многих других, чьи публикации можно встретить в «Известиях геологического кабинета», трудах Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей, журнале «Землеведение» и других изданиях конца XIX начала XX века. Уже в этот ранний период в работах горных инженеров видны зачатки современных оценочных критериев карстоопасности. Практически во всех работах карстовые явления объяснены с геологических, гидрогеологических или структурно-тектонических позиций.

Так, при описании провалов в Уфимской гебернии на Самаро-Златоустовской железной дороге, рассматриваются во взаимосвязи такие показатели, как время, длина

участка и количество воронок, образовавшихся в данный отрезок времени. Иными словами, в работе присутствует оценка устойчивости территории по интенсивности воронкообразования, к которой на уровне нормативной документации инженерное карстоведение вернется через 50 лет. В случае с провалами в Тульской губернии одной из версий объяснения данного явления служит дислоцированность пород, а именно: ось складки, проходящая южнее провалов, способствовала развитию со-складчатых трещин параллельных и перпендикулярных оси дислокации. Глинистые отложения на поверхности способствовали локализации стока атмосферных вод, отводу их по трещинам, что и обусловило в конечном итоге линейность расположения провалов. А.А. Крубер, анализируя причины появления провалов, указывал в первую очередь на чистоту растворимых пород, степень их трещиноватости, ориентировку трещин, количество атмосферных осадков. В работе о карстовых явлениях в России А.А. Крубер указывал, что если пласты пород круто изогнуты, сильно наклонены, то вода быстро стекает и не успевает просочиться внутрь, ее растворяющая способность при этом практически не проявляется. На ровных или слабонаклонных поверхностях (возвышенных плато) атмосферные осадки распределяются более или менее равномерно по всей поверхности и стекают медленно, просачиваясь по трещинам и проницаемым породам. В то же время крутонаклонные породы являются следствием дислокационных процессов, за счет чего облегчается доступ воды вглубь, вызывая глубинную эрозию.

Необходимо отметить, что А.А. Крубер в своих работах помимо собственного опыта исследований в карстовых районах Крыма, Кавказа и Центральной России суммировал опыт российских инженеров, зарубежных ученых (таких например, как Е. Мартель, Ф. Краус, Е. Мойсисович). Фактически, А.А. Крубер обеспечил научный синтез результатов исследований западных карстоведов и российского, в то время разрозненного опыта горных инженеров конца XIX-начала XX века, что позволило отечественному карстоведению занять более прочные позиции в комплексе наук о Земле.

В основу представлений того времени о карстовом процессе были заложены сведения о степени дислоцированности карстующихся пород, выраженной в элементах залегания и интенсивности трещиноватости; литологическом строении пород, их

текстурно-структурных особенностях; количестве атмосферных осадков и углекислоты, а также различных типов растительности необходимых для начала и дальнейшего развития процессов химического и механического разрушения горных пород.

В предвоенный период и годы Великой Отечественной войны интенсивность освоения закарстованных территорий резко возросла, при этом увеличилась масштабность и глубинность исследований в основном за счет развития горнорудной промышленности и изысканий под гидротехнические объекты. Именно в этот период сформировался принципиальный комплекс инженерно-геологических методов оценки устойчивости закарстованных территорий. В этот период в карстоведении, гидрогеологии и инженерной геологии прошло серьезную проверку содержание концептуальных основ методологии исследований карстовых массивов. По мере накопления фактического материала возникли проблемы корреляции во времени этапов структурно-геологической эволюции карстовых районов и этапов развития карстовых процессов; установления генезиса, морфологии, морфометрии и пространственного соотношения поверхностных, подземных карстопроявлений и структурно-тектонических элементов массивов [85, 124, 125, 134].

Эти проблемы возникали при решении задач как локального, так и регионального уровней. Варианты их решения впоследствии изменялись соответственно развитию геологической мысли в целом и в соответствии с совершенствованием методик исследования карстующихся территорий в частности. Указанные проблемы являлись общегеологическими, но решение их, в дальнейшем, определило направление карстологической и инженерно-карстологической мысли.

Роль практической значимости изучения карста была определена Ф.П. Саваренским в его работах «Гидрогеология» и «Инженерная геология» на основе анализа результатов изучения карста в общетеоретическом плане и в связи с состоянием промышленного и гражданского строительства к 1930 году [165, 166]. Помимо обзора результатов изучения карста Ф.П. Саваренский наметил программу теоретических исследований, как основу для практического изучения массивов. Все принципиальные позиции программы отражали геолого-гидрогеологические аспекты исследований. Эти положения являлись и являются базовыми понятиями в анализе динамики развития карстовых полостей и карстовых массивов, как частей региона. *Во-первых*, это

принцип неразрывности изучения карста, литологии и тектоники района; *во-вторых* - связь карста с гидродинамическими особенностями района, рельефом и геоморфологической историей местности; *в-третьих* - зависимость динамики карстового процесса (возникновение, рост, затухание, возобновление и омоложение) от общей эволюции региона.

Позднее, в конце 80-х годов, принципы неразрывности, взаимозависимости и взаимосвязи факторов динамики геологических объектов вошли составной частью в системный анализ [1, 82]. В одной из последних работ, опубликованной в 1946г., Ф.П. Саваренский рассматривает карст как инженерно-геологическое явление, требующее от геолога прогноза о направленности процесса, его изменения во времени, его цифровой оценки, то есть комплексного количественного прогноза [39].

К концу 30-х годов, карстование (пока неофициальное, вопрос о выделении особой отрасли знания – карстологии был поднят только в 1947г.) имело достаточный опыт исследований. Все базовые аспекты анализа карстовых массивов отражают их структурно-тектоническое и геолого-гидрогеологическое строение. В это же время ставятся вопросы количественной характеристики карста. Вследствие того, что в этот период большое внимание уделялось карсту горнодобывающих районов, первые опыты количественного анализа основаны на геометрии недр, которая базируется свои выводы на двух положениях: происходящие в недрах земли процессы подчинены определенным законам; количественная характеристика этих законов связана определенной функциональной зависимостью с исследуемым пространством [171]. Примером может служить структурная карта Кизеловского района (Западный Урал), выполненная в масштабе 1:50 000 (1931-1932гг.).

В первые послевоенные годы комплексные карстологические исследования получили дополнительное развитие в связи с решением проблем изысканий для гражданского и промышленного строительства, в том числе гидротехнического. Более двадцати крупных гидроузлов было возведено на закарстованных карбонатных и сульфатных породах. Среди них, такие как Плявинская ГЭС, Павловская ГЭС, Камская ГЭС, стали классическими примерами успешного сочетания теоретической мысли и практики карстологического освоения сложных в геологическом отношении территорий.

Следует отметить, что для ранних этапов становления инженерной геологии вообще и инженерного карстоведения в частности, вопросы влияния геологической среды на инженерные объекты рассматривались в качестве основополагающих, а вопросы обратного эффекта рассматривались как второстепенные. Изучение условий и факторов антропогенной динамики карста получило свое развитие только в конце 70-х - 80-е гг. XX столетия.

Подводя итог краткому обзору развития в карстоведении понятий о структуре карстового массива и ее элементах, отметим, что представление о роли геолого-тектонических особенностей массива в распределении карстопроявлений, направленности карстового процесса, особенностях гидродинамического режима в целом сформировалось в конце 50-начале 60-х годов. Структура массива представлялась в виде комплекса элементов, находящихся в условиях пространственно-временных взаимоотношений, а именно:

1. Состав и структурно-текстурные особенности растворимых пород, их физико-механические свойства во многом определяют характер постгенетических (в том числе и дислокационных) преобразований и составляют основу (матрицу) структуры массива.

2. Условия залегания пород, а именно пространственное соотношение растворимых и нерастворимых прослоев, их мощность и углы залегания определяют морфологию карста, распределение форм на локальном уровне.

3. Морфология, генезис и возраст тектонических структур, связь их с рельефом и гидрогеологическими особенностями территории определяется структурным планом данной территории. Отмечено, что часто карстовые воронки и провалы располагаются в центральных частях складчатых структур, на крыльях складок или вдоль линий тектонических разрывов.

4. Трещиноватость является обобщающим элементом структуры массива, присутствующим во всех предыдущих «структурных уровнях». Именно изучение трещиноватости часто дает возможность объективно оценить инженерно-геологические условия карстового района.

Помимо вышеизложенных, общих закономерностей, следует указать ряд более конкретных форм пространственного соотношения региональной или локальной структуры (ее элементов) и карстовых явлений:

- распределение поверхностных форм (воронок, оврагов, суходолов и т.п.) зависит от ориентировки трещин тектонического и неотектонического характера, местоположения зон дробления, разрывных нарушений;

- места пересечения трещин, разломов или зон дробления являются наиболее перспективными для создания условий развития крупных полостей;

- условия залегания растворимых горных пород определяют направленность карстообразования: в горизонтально залегающих - по простиранию, в крутонаклонных - по падению, в моноклинальнозалегающих - по простиранию и падению пластов;

- тектоническая трещиноватость, особенно в пределах локальных складчатых структур, наиболее благоприятна для заложения в них карстовых форм;

- структурно-тектонический фактор приобретает решающую роль в горно-складчатых областях в результате яркого проявления дислокаций (складчатых и разрывных). Карстопроявления тяготеют к антиклинальным структурам, их осям или крыльям;

- максимальное проявление карста наблюдается на денудационных поверхностях, в районах проявления неотектонических движений;

- интенсивность карстопроявлений находится в неразрывной связи не только со структурно-текстурными особенностями пород, но и их химико-минералогическим составом, а также тектоникой, геоморфологией и условиями циркуляции подземных вод района;

- уменьшение закарстованности с глубиной наблюдается не повсеместно. Исключение составляют зоны восходящей разгрузки подземных вод, участки литологически ослабленных пород, зоны интенсивной региональной фильтрации подземных вод.

### 1.2.2. Вертикальная гидродинамическая зональность карстосферы

Выявление особенностей структуры карстосферы связано с теоретическими и практическими разработками в области установления гидродинамической зональности в карстовых регионах и наиболее общих, принципиальных структурно-тектонических и литологических обстановок развития карста.

В современном карстоведении нет общепризнанного мнения о структуре карстосферы, ее вертикальной гидродинамической зональности, глубинных интервалах выделяемых зон. Связано это 1) с относительно слабой изученностью глубоких (глубже 2500м) горизонтов земной коры по сравнению с ее приповерхностной частью, где концентрация многоаспектной деятельности человека имеет наибольшую степень; 2) существованием различных мнений о карстогенетической сути выделяемых гидродинамических зон.

Одним из важнейших проблемных вопросов карстоведения остается глубинность явлений растворения, процессов переноса и отложения вещества в результате взаимодействия природных водных растворов с горными породами. Иными словами, вопрос глубинности карста остается дискуссионным.

Практические аспекты данной проблемы определены 1) задачами прогнозирования карстовых коллекторов гидротерм, нефти, газа, а также 2) пространственной локализации рудных тел, формирующихся в условиях высоких давлений, температур и действия агрессивных газово-жидких флюидов.

Теоретические аспекты проблемы охватывают 1) построение модели вертикальной зональности карста, учитывающей генетические особенности процесса как в экзогенных, так и в эндогенных обстановках; 2) классифицирование нетрадиционных типов карста, создание методик их изучения и терминологической базы; 3) определение условий развития карста на «нижних этажах карстосферы»; 4) разработку универсального понятия «карстосфера» с обоснованием положения ее нижней границы на фоне планетарной гидродинамической зональности и макроструктуры земной коры.

Гидродинамическая зональность литосферы является результатом развития идей зонального строения Земли, как одной из ее характернейших свойств. Одной из первых является схема вертикальной зональности Б.Л. Личкова (1928) (табл.1.4), основанная на сопоставлении типов вод и термодинамических оболочек Земли, понятие

о которых в геологии и геохимии после Э. Зюсса (1875) уточнялось В.И. Вернадским и А.Е. Ферсманом (1933-1936).

Таблица 1.4

**Гидродинамическая зональность по Б.Л. Личкову (1928)**

<b>Типы вод</b>	<b>Термодинамические оболочки</b>
Вадозные (пресные, реже соленые)	Пояс выветривания
Фреатические (пресные)	Метаморфический пояс
Ювенильные (минеральные)	Магматический пояс

Гидродинамическая зональность сопровождается закономерным изменением химического типа подземных вод. В.И. Вернадский установил, что тип подземных вод изменяется от гидрокарбонатно-кальциевых и гидрокарбонатно-кальциево-магниевых на небольших глубинах через сульфатно-кальциевые и сульфатно-хлор-гидрокарбонатно-кальциево-натриевые до господства хлоридных вод на больших глубинах.

В 1940 г. И.К. Зайцев применительно к карстовым регионам выделил зону вертикальной циркуляции вод, нижняя граница которой соответствовала базису эрозии. Ниже располагалась зона горизонтальной циркуляции. Движение вод в этих зонах осуществлялось по изолированным или сообщающимся каналам. Под зоной горизонтальной циркуляции была выделена зона сифонной циркуляции, подразумевающая движение вод под напором по изолированным каналам. На больших глубинах («в глубоком карсте») И.К. Зайцев выделил зону пассивных запасов воды, характеризующуюся порово-каверновой проницаемостью.

Середина 40-х гг. XX века ознаменована в карстоведении достаточно острой дискуссией о роли базиса эрозии, как границе развития активного карста. Решение данного вопроса имело не только практическое, но и теоретическое значение, поскольку влияло на тенденцию разработок гидродинамической зональности карстовых массивов. Решение вопроса глубинности карста, его зональности, было поставлено в зависимость от скоростей движения вод (их динамики) и их химического состава в различных геосферах. Имевшиеся гидродинамические данные явно свидетельствова-

ли о снижении скоростей движения вод от коры выветривания к более глубоким горизонтам «осадочной оболочки»[101].

Н.К. Игнатович (1945) устанавливает три гидродинамические зоны, характеризующиеся определенной динамикой и химизмом: 1) активного водообмена с пресными, гидрокарбонатными иногда сульфатными, редко сульфатно-хлоридными водами; 2) затрудненной циркуляции с водами переходного типа от сульфатных к хлоридным и 3) застойного водного режима, где происходят процессы метаморфизма, образование хлоридно-натриево-кальциевых вод и рассолов.

Практически аналогично, но на принципах взаимосвязи водоносных горизонтов земной коры и поверхностных вод, проводит деление В.А. Сулин (1945), выделив зоны свободного, затрудненного и отсутствия водообмена с сульфатно-натриевыми, гидрокарбонатно-натриевыми, хлор-магниевыми в первой, хлор-магниевыми во второй и хлор-кальциевыми водами в третьей зоне. Зоны В.А. Сулина соответствуют зонам активного водообмена, затрудненной циркуляции и застойного режима Н.К. Игнатовича

В 1947г. Г.А. Максимович для гидродинамических зон в условиях континента предложил названия эпи-, мезо-, гипо-. Эпизона ассоциируется с водами коры выветривания. Мезозона представлена гидрофациями пластовых вод верхней и средней части стратисферы, гипозона - пластовыми водами нижней части стратисферы - осадочно-метаморфической оболочки.

В схемах вертикальной гидродинамической зональности, предложенных авторами в период ранних этапов развития гидрогеологии карста, отчетливо выделяются три принципа их построения (табл.1.5): 1) в зависимости от положения базиса эрозии и направления движения подземных вод; 2) в зависимости от скоростей водообмена и химических типов подземных вод; 3) в зависимости от принадлежности вод к определенным структурным отделам стратисферы.

Последний принцип (в нашем примере) использован Г.А. Максимовичем, чья схема в общем виде перекликается со схемой Б.Л. Личкова. Все три принципа построения вертикальной гидродинамической зональности карста получили развитие и в последующие годы.

Таблица 1.5

## Ранние представления о вертикальной гидродинамической зональности карста

<b>И.К. Зайцев (1940)</b>	<b>Н.К. Игнатович (1945)</b>	<b>В.А. Сулин (1945)</b>	<b>Г.А. Максимович (1947)</b>	<b>В.А. Апродов (1947)</b>
Зона вертикальной циркуляции (до базиса эрозии)	Зона активного водообмена (пресные, гидрокарбонатные, иногда сульфатные, редко сульфатно-хлоридные воды)	Зона свободного водообмена (сульфатно-натриевые, гидрокарбонатно-натриевые воды)	Эпизона. Воды коры выветривания	Эпикарст. Зона выше базиса эрозии до верхнего уровня карстовых вод
Зона горизонтальной циркуляции (ниже базиса эрозии)	Зона затрудненной циркуляции (воды переходного типа от сульфатных к хлоридным)	Зона затрудненного водообмена (хлоридно-магниево-натриевые воды)	Мезозона. Гидрофации пластовых вод верхней и средней частей стратисферы	Мезокарст. Зона между наивысшей и наинизшей поверхностью карстовых вод (уровень базиса эрозии)
Зона сифонной циркуляции (глубокий карст)	Зона застойного водного режима. Метаморфизм вод (хлоридно-натриево-кальциевые воды и рассолы)	Зона отсутствия водообмена (хлоридно-кальциевые воды)	Гипозона. Пластовые воды нижней части осадочно-метаморфической оболочки	Гипокарст. Зона ниже базиса эрозии, ниже наинизшей поверхности карстовых вод

В фундаментальных работах Г.А. Максимовича 1962-1979гг. для характеристики гидродинамической зональности применено комплексирование принципов, упомянутых выше [105, 106, 111].

В вертикальном строении платформенной «арены карстовых явлений» были выделены интервалы: а) от поверхности земли до поверхности эрозионного вреза, б) от поверхности эрозионного вреза до приповерхностной части ложа долины магистральных карстовых рек, в) от приповерхностной части ложа долины до подошвы осадочно-метаморфического комплекса пород стратисферы. Логика такого деления подтверждалась интервалами закономерной смены гидродинамических и гидрохимических показателей, характером проницаемости пород и интенсивностью карстопроявлений, а зоны развития карста, выделяемые В.А. Апродовым (1947, 1948), Г.А. Максимовичем (1947, 1963), Д.С. Соколовым (1951, 1959, 1962) и другими исследователями в соответствующих глубинных интервалах, являлись ни чем иным как наиболее общими, теоретическими, составными частями карстосферы.

Деление стратисферы на гидродинамические зоны и зоны развития карста не означает присутствия между ними жестких границ. Напротив, теснейшая гидродинамическая и гидрохимическая взаимосвязь зон является характерной особенностью карстующейся толщи, ее закономерностью, определяющей неразрывное единство пород и вод циркулирующих в них, процессов, явлений и форм неизменно образующихся в толще пород в целом или ее конкретной части.

Карстовые явления, находящиеся в определенных глубинных интервалах, аналогично названиям гидродинамических зон континента, предложенных Г.А. Максимовичем (1947а), названы В.А. Апродовым (1948) эпи-, мезо- и гипокарстом, соответственно выше, на уровне и ниже базиса эрозии. Совокупность особенностей характера, формы и эволюции карстопроявлений, присущих определенной части литосферы, названы В.А. Апродовым «карстовой фацией». В зависимости от положения: а) от поверхности рельефа до верхнего уровня карстовых вод, б) между наивысшей и наинизшей поверхностью карстовых вод, в) ниже наинизшей поверхности карстовых вод карстовые фации соответственно названы эпикарстовой, мезокарстовой и гипокарстовой. В.А. Апродов, рассматривая вопросы теории карста, вероятно одним из первых предпринял попытку отразить единство генетического пространства карста в ли-

тосфере через понятия «карстовая фация», «карстовая моносфера», «карстовый сектор», «карстовая полисфера». В 50-х и начале 60-х годов учение о гидродинамической зональности карста развивалось в направлении детализации особенностей миграции вод. Количество зон, в основном благодаря работам Д.С. Соколова (1951-1962) и Г.А. Максимовича (1962-1963), увеличилось до семи, а затем до девяти.

Охватывая всю стратисферу теоретически, практически к началу 60-х годов гидродинамическая зональность в традиционном карстоведении была достаточно полно охарактеризована лишь для ее верхней части - комплекса осадочных пород.

Современное представление о структуре карстосферы сформулировано благодаря исследованиям не только в области теории карстового процесса, но также в теории гидродинамической (барической) и гидрохимической планетарной зональности земной коры.

Зональность карстосферы применительно к платформам, предложенная в 1979г. Г.А. Максимовичем и основанная на соотношении систем массопереноса, геохимических, гидродинамических зон и карстовых процессов, явилась теоретическим фундаментом для построения последующих структурных схем. Фактически представляя гидрогеохимический разрез платформ, схема к началу 80-х годов являлась совокупным отражением достижений планетарной гидрогеологии, практического карстоведения, теорий гидрогенеза и гидрогалогеоза А.Е. Ферсмана.

Практический опыт в карстоведении, обобщение фактического материала по результатам бурения на нефть и другие полезные ископаемые, результаты бурения глубоких и сверхглубоких скважин, сопоставление полученных данных с особенностями карстопроявлений в различных гидродинамических, гидрохимических и других обстановках обусловили тенденцию развития представлений о карстосфере, ее структуре в последующие 15 лет.

Современные схемы предусматривают наличие в карстосфере сложной прерывисто-слоистой структуры, характер проницаемости элементов которой, а также свойства и состав подземных вод зависят от планетарной смены барических условий (табл.1.6).

Таблица 1.6

**Вертикальная гидродинамическая зональность и структура карстосферы**

по Г.А. Максимовичу (1979)	по Ю.А. Ежову и др. (1988, 1992)	по Ю.В. Дублянскому (1991)	по И.Н. Шестову (1991), А.В. Шурубору, И.Н. Шестову (1993)
<p><u>Верхняя зона карстосферы (экзокарст):</u> открытая система массопереноса, интенсивный водообмен, инфлюационное питание, эпигидрогенез, гидрогенез: преобладание окислительных обстановок.</p>	<p><u>Экзокарстовый этаж</u> <u>I. Гидростатзона (ГСЗ):</u> гидростатическое давление, инфльтрационное, инфлюационное питание, нисходящие и латеральные потоки, восходящее движение вод из нижележащих зон, разрывных нарушений, ослабленных водоупоров. Подзоны: Ia - активного, Iб - затрудненного, Iв - весьма затрудненного водообмена. Мощность 500-600м, 6000-7000м и более. Мощность возрастает от альпийских к более древним платформам и горно-складчатым сооружениям</p>	<p><u>I. Близповерхностная высокоградиентная зона:</u> существенное влияние экзогенных факторов, высокий градиент температур. <u>II. Глубинная низкоградиентная зона:</u> влияние экзогенных факторов практически не сказывается. Подзоны: • гидростатических давлений на глубинах 3000-5000м (<math>T &lt; 100^{\circ}\text{C}</math>)</p>	<p><u>I. Гидростатический этаж:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона гравитационного карста,</li> <li>• зона активного водообмена (активного карста).</li> </ul> <p>Формирование основных карстовых коллекторов в инфльтрационные циклы.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона замедленного водообмена (замедленного карста),</li> <li>• зона застойного водного режима (угнетенного карста).</li> </ul> <p>Трещинно-карстовые коллекторы в условиях закрытых артезианских бассейнов до глубин 1000-2500м. Относительно активный карст в районах тектонических разломов.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона застойного водного режима в условиях повышенных температур и давлений (гидротермокарст).</li> </ul> <p>Мощность этажа до 4500-5000м</p>
<p><u>Мезокарстосфера (мезокарст):</u> полукрытая система массопереноса, затрудненный водообмен, инфльтрационное питание, гидрогенез: окислительные и восстановительные условия.</p>	<p><u>II. Мезозона (МЗ):</u> зона релаксаций СГСД. Давление неравномерно и скачкообразно. IIА. Буферная: максимальное уплотнение пород, отложение минералов, закрытие трещин. IIБ. Разуплотнение пород на местах движения флюидов</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• сверхгидростатических давлений, не превышающих прочность пород,</li> <li>• сверхгидростатических давлений, превышающих прочность пород (<math>T &gt; 100^{\circ}\text{C}</math>)</li> </ul>	
<p><u>Гипокарстосфера (гипокарст):</u> закрытая система - отсутствие выноса вещества, геологически затрудненный водообмен, гидрогалогенез: обстановки засоления и метаморфизма подземных вод</p>	<p><u>Эндокарстовый этаж</u> <u>III. Литостатзона (ЛСЗ):</u> восходящие потоки газовой флюидов, концентрация флюидо-разрывов по горизонтам. Глубина этажа до 12000-15000м</p>		<p><u>II. Геостатический этаж (свыше 5000м):</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зоны разуплотнения горных пород,</li> <li>• зоны гидротермального рудообразования в горно-складчатых областях</li> </ul>

### **1.3. Карстовые массивы: основные понятия и методы исследования**

#### 1.3.1. Основы системного подхода к исследованиям карстовых массивов.

##### Терминологические аспекты

Идея представления геологических тел, как разноуровневых систем не нова и получила развитие в структурной геологии, тектонике, механике скальных массивов, гидрогеологии, инженерной геологии. Углубление и развитие данной идеи мы можем найти в работах М.В. Раца и С.Н. Чернышева (1970), М.В. Раца (1973), А.Е. Михайлова (1974), С.А. Акинфиева и И.С. Комарова (1978), И.С. Комарова (1983), Л.А. Молокова (1985), И.В. Баклашова (1988), В.И. Осипова (1991) и многих других авторов. Примеры решения структурно-уровневых задач известны и в карстоведении, в частности при построениях теоретических моделей развития карстового процесса [92, 93].

Истоки системного подхода к решению задач устойчивости территорий, в том числе и закарстованных, заложены в комплексности практических инженерно-строительных исследований в России.

При решении простых инженерно-геологических задач на ранних этапах развития инженерной геологии, как эклектическому научно-прикладному направлению в геологической науке, не требовалось четко очерченной теоретико-методологической базы. Положение изменилось, когда возникла необходимость возведения сооружений сложной конструкции в условиях развития динамичных, порой катастрофических геологических процессов, среди которых карстовый выделяется как наиболее многоплановый в проявлениях и многофакторный в причинах.

Как отмечает И.С. Комаров (1983), стало очевидным, что в качестве объекта инженерно-геологических исследований следует рассматривать не горные породы или их комплексы, а объемные участки литосферы с содержащимися в них подземными водами, газами, физическими полями, рельефом, получившие название массивов горных пород. При этом рассмотрение массивов должно вестись с позиций взаимодействия основания и сооружения, иными словами с позиций установления прямых и обратных связей.

Фактически, система взаимосвязи «природа-человек» содержит две подсистемы: техногенную и геологическую. Геологическая подсистема - массив горных пород,

состоит из большого количества элементов и их связей: физических, химических, комплексных.

Как показала практика инженерно-геологических исследований, свойства массивов отличаются от свойств элементов, составляющих данный массив. Вследствие этого свойства массивов не могут быть выведены из свойств элементов ни одним из простых способов, в том числе и вероятностно-статистическим. Геолого-техногенная система не может быть проанализирована аналитическими методами - расчленением целого на части и их отдельным изучением.

При изучении геолого-техногенных систем оперируют такими понятиями как целостность, системность, организованность. Системный подход к изучению массивов предполагает учет природных и техногенных изменений на различных иерархических уровнях всего комплекса взаимосвязи структурных элементов. Характеристика любой сложной системы считается полной, если установлен набор ее элементов с их параметрами, структурой и поведением.

Следует согласиться с В.И. Осиповым (1991), что если в геологии, теперь уже в силу традиционности применения системного подхода, выделение структурных элементов и определение их статистических параметров не составляет сложной задачи (роль элементов на разных уровнях выполняют формации, фации, горные породы), то структуры систем и взаимодействие элементов структур, особенно в техногенных условиях, до сих пор исследованы слабо.

Наиболее проблемным является изучение динамики сложных систем и прогноз их поведения при различных формах внешнего воздействия, поскольку при данных условиях физическая модель теряет свое прогностическое значение. Необходима разработка не просто моделей на основе методов многомерной статистики, учитывающей характеристики системы на «внешнем контуре», но создание концептуальной модели прогнозируемого процесса применительно к определенному иерархическому уровню системы.

В.И. Осипов (1991) отмечает, что динамика системы, закономерности ее изменений должны изучаться на фоне эволюции глобальной экосистемы. Существование неразрывной связи эндогенных и экзогенных процессов, подмеченных для карстующихся массивов еще в XVIIIв. пионерами карстоведения, определяет необходимость

изучения тектонических этапов эволюции геологической подсистемы (карстового массива), обуславливающих причины нарушения равновесий и предельных состояний в растворимых горных породах.

Влияние эндогеодинамических факторов на развитие карста, особенно применительно к методикам карстологических изысканий, изучено на уровне общих закономерностей. В то же время современные представления об эволюционных преобразованиях литосферы основаны на динамичном изменении ее напряженно-деформационного состояния: периодическом изменении режимов «сжатия» и «растяжения», изменении направлений тектонического стресса. Несомненно, что при прочих равных условиях области растяжения являются наиболее благоприятными для возникновения и развития карстового процесса. Периоды активизации карста во временном аспекте связаны с периодами существования тектонических фаз растяжения в конкретном регионе. Концентрация и высвобождение энергии земной коры, как сложной энергетической системы, наблюдается на границах тектоблоков сжатия и растяжения - в «стоковых зонах» (по В.В. Кюнтцелю и др., 1992), являющихся линейными очагами разгрузки напряжений в виде активных разрывных дислокаций. Здесь, на границе блоков, горные породы литосферы более проницаемы, менее прочны, а следовательно легче и глубже взаимодействуют с атмосферой и гидросферой. Земная кора сложена блоками, разделенными активными разломами, а блоки в свою очередь сложены более мелкими блоками и так далее. Активные стоковые зоны в зависимости от их параметров имеют общепринятую в геологии иерархию. Проявления карста на глобальном уровне тяготеют к зонам I и II порядков (например, Уральский пояс, Тихоокеанский сеймотектонический пояс, Средиземноморско-Кавказская зона складчатости); на региональном уровне - к разрывным дислокациям III и IV порядков (например, современные рифтовые зоны - Байкал и Забайкалье, элементы крупных платформенных структур - крылья Московской синеклизы). Многие карстопроявления тяготеют к дислокациям V и VI порядков, часто в пределах региональных зон сжатия, но на участках локального растяжения [63, 90, 222].

Внешние глобальные динамичные изменения литосферы оказывают неоднозначное воздействие на структурные элементы карстового массива. В основе анализа

влияния эндогеодинамических факторов должна лежать динамика разрывных дислокаций всех иерархических уровней.

Системный подход при анализе карстового массива предусматривает решение триединой задачи:

1. Изучение массива как объемной разноуровневой структурно-тектонической системы, характеризующейся геодинамическими процессами, имеющими не только природные, но и техногенные причины возникновения и развития.

2. Создание концептуальных моделей взаимодействия элементов массива от микро- до макроуровня, отражающих реальное развитие процессов и являющихся формой их познания в различных геоструктурных обстановках.

3. Создание системы прогноза интенсивности и направленности карстового и сопутствующих ему процессов.

В общеупотребимом смысле «массив» [ $\leftarrow$  фр. *massif* тяжеловесный  $\leftarrow$  лат. *massa* ком, кусок] - большое пространство чего-либо, однородного по типу. В геологии признак однородности массивных тел был дополнен стабильностью и под «массивом», как трактует Геологический словарь (1973), (преимущественно в геотектонике) подразумевается жесткая, относительно древняя, стабилизированная структура дислокационного или ненарушенного сложения. Однородность в данном случае подразумевает степень тектонической дифференциации, но не состав. Границами тектонических массивов, как правило, являются разрывные нарушения, а сами массивы - тектонические образования регионального или глобального уровней (например, остаточный массив, срединный, платформенный).

В определениях механики скальных пород и горной геомеханики, дисциплинах тесно связанных с инженерным освоением геопространства, по определению, приведенному в Горной энциклопедии (1987), «массив горных пород» трактуется как участок земной коры, характеризующийся общими условиями образования и определенными инженерно-геологическими свойствами слагающих его горных пород. При этом свойства пород определяются особенностями их залегания, степенью нарушенности, структурой, текстурой, показателями напряженно-деформационного состояния и наличием экзогенных процессов. Размеры массива, его условные границы, находятся в зависимости от конкретных задач, решаемых той или иной прикладной наукой. Так в

горном деле «массив горных пород» - участок развития физико-механических явлений и процессов в результате воздействия естественных или искусственных факторов при ведении горных работ, а также при возведении инженерных сооружений.

Инженерно-геологическая интерпретация массива горных пород несмотря на фундаментальность не нашла отражения в геологических словарях, вероятно по причине неоднозначности трактовок, наличия двух подходов к рассмотрению этого понятия. В одном случае массив определяется как естественное геологическое тело, существующее независимо от инженерных объектов (Голодковская, Шаумян, 1974). В другом, массив определен как часть земной коры, находящаяся в сфере инженерного воздействия (Панюков, 1978).

Приведенные в таблице 1.7 определения отражают существование регионального и локального аспектов изучения массивов. Существующие подходы к понятию и изучению массивов не исключают, а дополняют друг друга, поскольку «геологический подход» (региональный) оправдан на начальных этапах изучения территории, а «инженерно-геологический» (локальный) позволяет ввести дополнительные данные о масштабах и глубине исследований, исходя из характера планируемого объекта.

Необходимо отметить, что во всех определениях подразумевается или указывается на закономерное развитие свойств массива и явлений, отражающих эти свойства.

Терминологические сочетания «карстовый массив», «карстующийся массив» и «массив карстующихся горных пород» в карстоведении используются достаточно широко наряду с использованием этих понятий и в инженерной геологии при изысканиях на территориях развития растворимых пород.

Вместе с тем, в карстологической справочной литературе строгое или понятийное определение карстового массива отсутствует, что связано с использованием в практике карстоведения одного из понятий о массиве заимствованных из смежных наук, в частности из инженерной геологии. Иными словами, исследователь в данной ситуации выбирает то определение, которое, как ему кажется, ближе по смыслу к цели конкретных исследований.

Несомненно, что данное положение вещей не способствует развитию карстоведения, как науки обладающей собственной специфической методологической, тер-

### Определения массивов горных пород в инженерной геологии

Определение массива	Автор
<p>Структурно-обособленная часть земной коры, отличающаяся от граничащих с ней частей по условиям возведения и эксплуатации сооружений.</p> <p>Часть земной коры, находящаяся в сфере инженерного воздействия, исследуемая с целью определения условий производства строительных работ и эксплуатации сооружений и обладающая инженерно-геологической структурой, отличающейся от структуры соседних с ней участков земной коры.</p>	<p>П.Н.Панюков (1959,1978)</p>
<p>Горная порода, представленная системой в той или иной степени расчлененных трещинами блоков, в которой производится работа (но не являющаяся географической или тектонической единицей).</p>	<p>Л.Мюллер (1971)</p>
<p>Участок земной коры, сложенный одной или несколькими петрографическими разновидностями скальных пород, по размерам соизмеримый с размерами инженерного сооружения и имеющий на всем протяжении примерно одинаковые свойства пород.</p>	<p>Д.П.Прочухан (1971)</p>
<p>Любой объем скальной породы в естественном залегании с характерными признаками геомеханической анизотропии.</p>	<p>Ч.Джеггер (1972)</p>
<p>Связная область земной коры, по размерам сопоставимая с определяющей областью большинства инженерных сооружений (100м-10км)</p>	<p>М.В.Рац (1973)</p>
<p>Ограниченная по площади и глубине часть земной коры, соизмеримая в плане с отдельным сооружением или комплексом сооружений, с присущими ей рельефом поверхности, особенностями геологического строения и нарушениями сплошности (разломами, трещинами, полостями и т.д.), содержащимися в ней подземными водами и газами и сформировавшимися в ее пределах физическими полями (тепловыми, напряжений, фильтрационными и др.). Являясь часть геологической среды, образует с сооружениями природно-техногенную систему.</p>	<p>И.С.Комаров, Л.А.Молоков и др.(1981); Л.А.Молоков (1985)</p>
<p>Сравнительно небольшие участки земной коры (в границах изучения, но обычно не менее предполагаемой области взаимодействия с проектируемым сооружением), которые характеризуются определенной внутренней структурой, составом и состоянием пород, а также конкретными инженерно-геологическими свойствами.</p>	<p>А.А.Варга (1983, 1984, 1988)</p>
<p>Геологическое тело, образующее тектоническую структуру или ее часть, сформировавшееся в определенной геолого-структурной и палеогеографической обстановке, характеризующееся присущими только ему геологическими, гидродинамическими и инженерно-геологическими закономерностями.</p>	<p>Г.А.Голодковская, Л.В.Шаумян (1974, 1982)</p>

минологической и понятийной базой; имеющей собственный объект исследования, цели и задачи, достигаемые и решаемые с помощью традиционно-сложившихся или уникальных методов, их комплексов. Заимствование терминов и понятий из геологических или фундаментальных наук было оправдано на начальных этапах развития карстоведения. После более чем полувековой самостоятельности дисциплины, ее эволюции, выразившейся в изменении наших представлений о значении карстового процесса в литогенезе, углублении наших знаний о природе процесса и его механизмов, неизбежно наступает период переосмысления используемых базовых понятий и их формулировки в соответствии с новым, современным уровнем знаний.

Понятие «карстовый массив» является ключевым в построении теоретической модели карста. С этим понятием неразрывно связаны и другие, производные от него и в тоже время наделенные собственным самостоятельным содержанием, например такие как «элементы карстового массива», «эволюция карстового массива», «вертикальная гидродинамическая зональность карстового массива», отражающие закономерности карстопроявлений.

Несомненно, что карстовый массив является частью геологической среды, наделенной ее фундаментальными свойствами, такими как изменчивость, неоднородность, дискретность, организационность.

Изменчивость массива отражает его способность к эволюции, развитию. Данное свойство имеет пространственно-временной аспект и изучается в рамках различных направлений карстоведения: в физическом времени - инженерным карстоведением, пространственные - региональным карстоведением.

Способность массива к изменчивости порождает его неоднородность или отличие физико-механических, водных и других свойств пород в различных точках массива.

Результатом развития массива также является и его дискретность - пористость, пустотность, трещиноватость, тектоническая нарушенность.

И неоднородность, и дискретность массива проявляется на различных геологических уровнях организации вещества - минеральном, горно-породном, формационном.

Все свойства массива своим появлением и проявлением обязаны общему для литосферы в целом и карстосферы в частности процессу литогенеза, контролирующему седиментацию, формирование пород, их разрушение или переформирование.

Несомненно, что карстовый массив является геологической системой, обладающей конкретной структурой (набором элементов и их взаимодействий), имеющей пространственно-временной характер. Как и все геосистемы карстовый массив - динамичная система, поскольку его структура не является жесткой, не меняющейся со временем. В зависимости от эволюционного этапа данная система может находиться в состоянии равновесия (установившегося режима), быть консервативной (захороненной) или активной (приповерхностной, открытой). Активность системы, в конкретном случае, определяется многими факторами, но основным является тектонический режим территории, выводящий карстующиеся породы в ту или иную гидродинамическую зону. Проблема формулировки понятия «карстовый массив», аналогично проблеме определения «массив горных пород» в инженерной геологии, заключена в различии подходов к изучению закарстованных территорий. Например, в региональном карстоведении подчеркивается динамичность структуры массива (по вещественному, структурно-тектоническому, гидрогеологическому или геоморфологическому факторам), с другой стороны, как правило, в целях создания расчетных схем, чаще в инженерном карстоведении, границы массива сужаются до сферы влияния инженерного сооружения и принимается допущение о неизменности (квазистатичности) структуры и свойств массива, на период проектирования, строительства и эксплуатации сооружения, особенно если исследования касаются территорий сложенных карбонатными породами. Отметим, что подобные подходы не вступают в противоречия друг с другом, поскольку преследуют различные цели.

Ранее нами были предприняты попытки формулировки понятия «карстовый массив». Приведем некоторые из них.

«Карстовый массив - комплекс горных пород, содержащий поверхностные и подземные микро-, мезо- и макроформы химического растворения в сочетании с формами гравитационных и аккумулятивных процессов» (Kataev, 1993a).

«Карстовый массив это геологическое тело, в основном содержащее растворимые горные породы в естественном сложении и искусственно ограниченное сферой

влияния инженерного сооружения или имеющее природные литолого-фациальные, или структурно-тектонические границы, в пределах которых свойства массива закономерно реализуются в геологическом пространстве и времени через комплекс специфических карстовых явлений, процессов и форм» (Катаев, 1993а; Катаев, 1994).

Учитывая двойственность подходов к исследованию закарстованных территорий, наиболее общее определение карстовых массивов целесообразно сформулировать следующим образом:

*«карстовый массив это геологическое тело, имеющее границы различной геологической природы или различного типа, состояние и развитие которого определяется степенью реализации основного свойства части слагающих его горных пород: при контакте с природными или природно-техногенными водами относительно активно, закономерно во времени и пространстве, преобразовываться через комплекс процессов, явлений и форм растворения, эрозии, аккумуляции и гравитационного обрушения».*

Свойства карстовых массивов проявляются на различных уровнях геологического пространства: от крупных структурно-тектонических образований до блоков пород, ограниченных единичными трещинами. Свойства - способность компонентов массива (его структурных элементов) комплексно изменяться во времени через последовательное формирование явлений. Явления, в свою очередь, характеризуются определенными процессами и формами. Иными словами, существующие в пределах массива явления есть комплексная реакция элементов массива на различные виды химических, физических и биологических воздействий, характерных для определенных условий.

Очевидно, что для каждого анализируемого иерархического интервала элементов массива необходимо установить качественные и количественные параметры объекта исследований, изменениями которых можно варьировать сколько угодно долго и детально в соответствии с конкретной теоретической или практической задачей.

Область влияния инженерного сооружения в карстующемся массиве не ограничивается контактом «сооружение-грунт», поскольку геометрические параметры зон ослабления, по которым развиваются гидродинамические, гидрохимические и стрессовые изменения, имеют очень широкий диапазон. Масштаб этих изменений и разме-

ры активизированных зон ослабления массива зависят от конструктивных особенностей сооружения и режима его эксплуатации. Но в любом случае, инженерное сооружение является причиной нарушения локального статического или регионального динамического природного равновесия. В основе изучения свойств массива должна быть схема эволюции элементов массива, построенная с учетом тенденциозности их развития в пределах тектонического цикла.

Массив карстующихся пород - геосистема, стремящаяся к морфологическому, гидродинамическому и гидрохимическому балансу с меняющимися условиями. В случае дисбаланса происходит активизация экзогенных (в том числе и карстовых) явлений или прекращение существования ряда из них. В основе эволюции карстовых массивов лежит глобальный петрогенетический цикл изменения первичных седиментогенных структур и создание диагенетических структур - равновесных для меняющихся условий. Элементы ослабления массива являются границами, вдоль которых происходит анизотропное накопление явлений в первую очередь за счет создания гидродинамических и гидрохимических барьерных ситуаций. Характер взаимодействия элементов геологической структуры массива, комплекс форм экзогенных процессов и закономерность их распределения являются индивидуальными признаками массива.

Период накопления признаков («эволюционный ряд массива») делится на этапы, циклы, фазы, которые характеризуются не только изменяющимися признаками, но и набором сопоставимых показателей состояния породы: трещиноватостью, пористостью, проницаемостью, минерализацией, закарстованностью, механической прочностью, растворимостью и т.д. Наиболее эффективно анализ развития массива осуществляется в том случае, если этапы эволюционного ряда сопоставляются с циклами воздымающих, опускающих, сжимающих, растягивающих или стабилизированных тектонических движений, так как в пределах тектонического цикла происходит направленное развитие явлений и элементов массива. При этом, в пределах тектонического цикла, развитие явлений и элементов массива имеет региональный характер, т.е. связано с развитием тектонической структуры в целом. В то же время, более детальное деление тектонического цикла связано с развитием явлений локального ха-

рактера (например, могут быть определены границами фрагментов тектонических структур).

### 1.3.2. Структурные элементы и уровни их исследования

В массиве горных пород выделяются два принципиально различных типа структурных элементов: объемный и плоскостной. Объемные элементы характеризуются однопорядковыми геометрическими параметрами в трехмерной системе координат, плоскостные - двумя однопорядковыми и третьим, много меньшим, чем два других. Необходимо отметить, что при различных уровнях детализации исследований массива тип его элементов может меняться с объемного на плоскостной и наоборот. Как правило, плоскостные элементы являются наиболее динамичными, изменчивыми во времени и считаются структурными элементами ослабления массива. Примером элементов ослабления массива при региональных исследованиях может быть пласт карстующихся пород, плоскость регионального разлома; при локальных исследованиях - зоны однонаправленных трещин, границы литологической неоднородности в толще пород; при детальном исследовании - трещины и т.д.

Размеры структурных элементов массива, влияющих на развитие и морфологию карста, изменяются в широком диапазоне: от десятков микронов до десятков километров. Связано это с генетическими особенностями процесса, начинающегося от микротрещин и микропор, различимых при большом увеличении, а впоследствии контролируемого в своем развитии элементами региональных дислокаций.

Вопросы иерархии структурных элементов массивов не имеют окончательного решения. Но построения каждого иерархического уровня должны базироваться на определенном элементарном геологическом теле, способном в максимальной степени отражать свойства массива, частью которого он является. Например, в механике горных пород минимальные линейные размеры ( $l_0$ ) представительного «элементарного объема» (термин заимствован из механики горных пород) могут быть записаны как

$$l_0 = 10 \cdot h \quad (1.2),$$

где  $h$  - средний размер характерного структурного элемента [12].

Характерные структурные элементы определяются их видом и степенью влияния на анизотропию исследуемого признака. Это могут быть минеральные зерна, куски породы, блоки, слои, поры, трещины, пустоты, включения и т.д.

Масштабный диапазон размеров структурных элементов разделим на семь интервалов, каждому из которых соответствует свой комплекс методов изучения, сформировавшийся в результате практических исследований. Очевидно, что возможности каждого из семи методических комплексов оптимальны для определенного морфометрического ряда элементов: атомарного, микронного, микроблокового, блокового, локального, регионального, глобального. Аналогично морфометрическому ряду назовем и структуру, образованную элементами соответствующего параметрического интервала (табл.1.8, рис.1.2).

Размеры площадей исследований на соответствующих уровнях сравнимы с размерами массивов и бассейнов подземных вод, классифицированных В.Н. Дублянским и Т.З. Кикнадзе (1984), с учетом рекомендаций Г.А. Максимовича (1969): IV уровень – ничтожные, V уровень – очень малые и малые, VI уровень – небольшие и средние, VII уровень – большие.

Представленные в таблице морфометрические характеристики структурных элементов сопоставимы с параметрами нарушений сплошности в соответствующих классах, предложенных М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым (1970) к использованию в инженерно-геологической и геологической практике.

Иерархическое подразделение выполнено таким образом, что особенности свойств геологических тел каждого уровня определяются закономерностями явлений в геологических телах предыдущего и контролируются распределением структурных элементов геологических тел последующего уровня. Иными словами, при изучении распределения форм карста в пределах локальной тектонической структуры (V – локальный уровень) необходимо и целесообразно исследовать структурные элементы и явления, контролируемые ими, на IV (блоковом уровне) с учетом региональной структурно-тектонической, гидрогеологической и т.д.) ситуации VI регионального уровня. При этом состояние пород на первых трех уровнях не детализируется, а принимается квазиизотропным.

Таблица 1.8

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований  
(по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova, 1993; B.H. Катаеву, 1994)**

Уровень, площадь исследова- ний, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов			Методы исследования
	морфо- метрические, м	морфологические	гидродинамические	
<b>I АТОМАРНЫЙ менее 7·10<sup>-5</sup></b>	<b>10<sup>-12</sup> -10<sup>-9</sup></b>	Дефекты кристаллической решетки минералов и их комбинации		Дефекты рассматриваются как ансамбль взаимодействия квазичастиц. Используются обобщенные качественные и количественные показатели состояния объекта. Методы электронной микроскопии, рентгено-структурного анализа
<b>II МИКРОННЫЙ 10<sup>-4</sup></b>	<b>10<sup>-6</sup> - 2·10<sup>-3</sup></b>	Микротрещины на уровне размеров микрозерен, отдельные микрозерна, первичные и вторичные поры, изолированные или соединенные	Трещинно-поровое пространство в состоянии открытой или закрытой системы. Движение воды под большим давлением (в фреатических условиях). Режим ламинарный. Проницаемость от 10 <sup>-4</sup> до 10 <sup>-1</sup> см·сек <sup>-1</sup>	Свойства объекта зависят от физических свойств компонентов и структуры. Распределение элементов принимается статистически изотропным в телах IV уровня и выше. Методы электронной и оптической микроскопии, рентгеноструктурного, химического, радиоизотопного, термального анализа
<b>III МИКРО- БЛОКОВЫЙ 10<sup>-2</sup></b>	<b>2·10<sup>-3</sup> - 10<sup>-1</sup></b>	Визуально выделяемые трещины, поры, каверны и их заполнитель, каналы растворения по трещинам и сообщающимся порам. Минеральные зерна и их агрегаты	Трещинно-поровое пространство обычно в состоянии открытой системы. Анизотропно в малых объемах. Проницаемость от 10 <sup>-1</sup> до 10 см·сек <sup>-1</sup>	Свойства объекта зависят от структуры и параметров образца, условий проведения опыта, свойств слагающих объект минералов. Распределение элементов принимается статистически изотропным в телах V уровня и выше. Методы лабораторного определения водно-физических, прочностных и упругих характеристик, электрических и электроакустических эффектов в образце. Методы лабораторного и полевого (натурного) определения растворимости образцов горных пород, визуальное изучение образцов

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований**  
 (по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova, 1993; B.H. Катаеву, 1994)

Уровень, площадь исследова- ний, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов			Методы исследования
	морфо- метрические, м	морфологические	гидродинамические	
<b>IV БЛОКОВЫЙ 10<sup>2</sup> - 10<sup>6</sup></b>	<b>10<sup>-1</sup> - 10<sup>3</sup></b>	Макротрещины, их заполнитель, блоки горных пород, ограниченные макротрещинами, участки и зоны дробления, фрагменты карстовой дренажной системы, литологические неоднородности, элементы эрозионных форм рельефа. Рисунок трещин зависит от положения массива в разрезе относительно элементов тектонических структур и направления тектонического стресса	Анизотропный поток подземных вод создается динамическим градиентом и неравномерной проницаемостью трещин. В верхней части массива создаются конвергентные потоки, используется понятие гидродинамической зоны	Свойства тела во многом определяются геометрией и структурой пласта. Исследуются все генетические типы трещин и пространственное соотношение растворимых и нерастворимых пород и отложений. Устанавливается или прогнозируется местоположение подземных карстовых форм по преобладающему фактору влияния. Методы крупномасштабных и специальных геологических, горно-геологических, геофизических, гидрохимических, карстологических, геоморфологических, инженерно-геологических полевых и камеральных исследований, включая полевые масштабные опыты. Моделируется кинетика развития провальных и просадочных форм карста
<b>V ЛОКАЛЬНЫЙ 10<sup>6</sup> - 10<sup>8</sup></b>	<b>10<sup>3</sup> - 10<sup>4</sup></b>	Фрагменты простых или сложных разрывов, складчатых дислокаций. Зоны несогласного залегания пластов, зоны размыва, выклинивания. Зоны сгущения тектонических трещин, дробления. Зоны литологического замещения. Эрозионные формы рельефа. Крупные карстовые формы и их совокупности. Генерализованный рисунок нарушений сплошности зависит от направления и интенсивности тектонических движений.	Турбулентное движение локализованных потоков по трещинам и карстовым каналам. Используется понятие гидродинамической зональности карстового массива, карстовый водоносный горизонт	Свойства тела определяются условиями структурно-тектонического развития территории. Методы среднемасштабных дистанционных, геологических, геофизических, гидродинамических, гидрохимических, геоморфологических, карстологических, спелеологических, инженерно-геологических исследований. Математическое и физическое моделирование. Выявляется или прогнозируется пространственное положение карстовых систем по комплексу факторов

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований**  
**(по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova, 1993; B.H. Катаеву, 1994)**

Уровень, площадь исследова- ний, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов			Методы исследования
<b>VI</b> <b>РЕГИОНАЛЬ-</b> <b>НЫЙ</b> <b>10<sup>8</sup> - 10<sup>10</sup></b>	<b>10<sup>4</sup> - 10<sup>5</sup></b>	Крупные тектонические бло- ки, сложенные комплексами пород ненарушенных или дислоцированных группами разрывных или (и) складча- тых структур локального уровня. Фрагменты глубин- ных разломов. Зоны фациаль- ных замещений. Поля разви- тия карстовых форм локаль- ного уровня	Используются понятия ре- гионального подземного сто- ка, водоносные комплексы	Геологическое тело оценивается по комплексу условий, контролирующих карстовый процесс: климатических, геологических, гидрогеологи- ческих, структурно-тектонических, фациаль- ных. Используется комплекс мелкомасштабных дистанционных (космо- и аэро-), геологиче- ских, гидрогеологических, геофизических ме- тодов
<b>VII</b> <b>ГЛОБАЛЬНЫЙ</b> <b>более 10<sup>10</sup></b>	<b>более 10<sup>5</sup></b>	Зоны глубинных разломов. Территории распространения карстующихся пород в преде- лах тектонических структур I и II порядков		Используются понятия северной и южной зем- ных полусфер, климатической и высотной зо- нальности, платформенные, переходные и гео- синклинальные обстановки, карстосфера. Соз- дание концептуальной модели карста

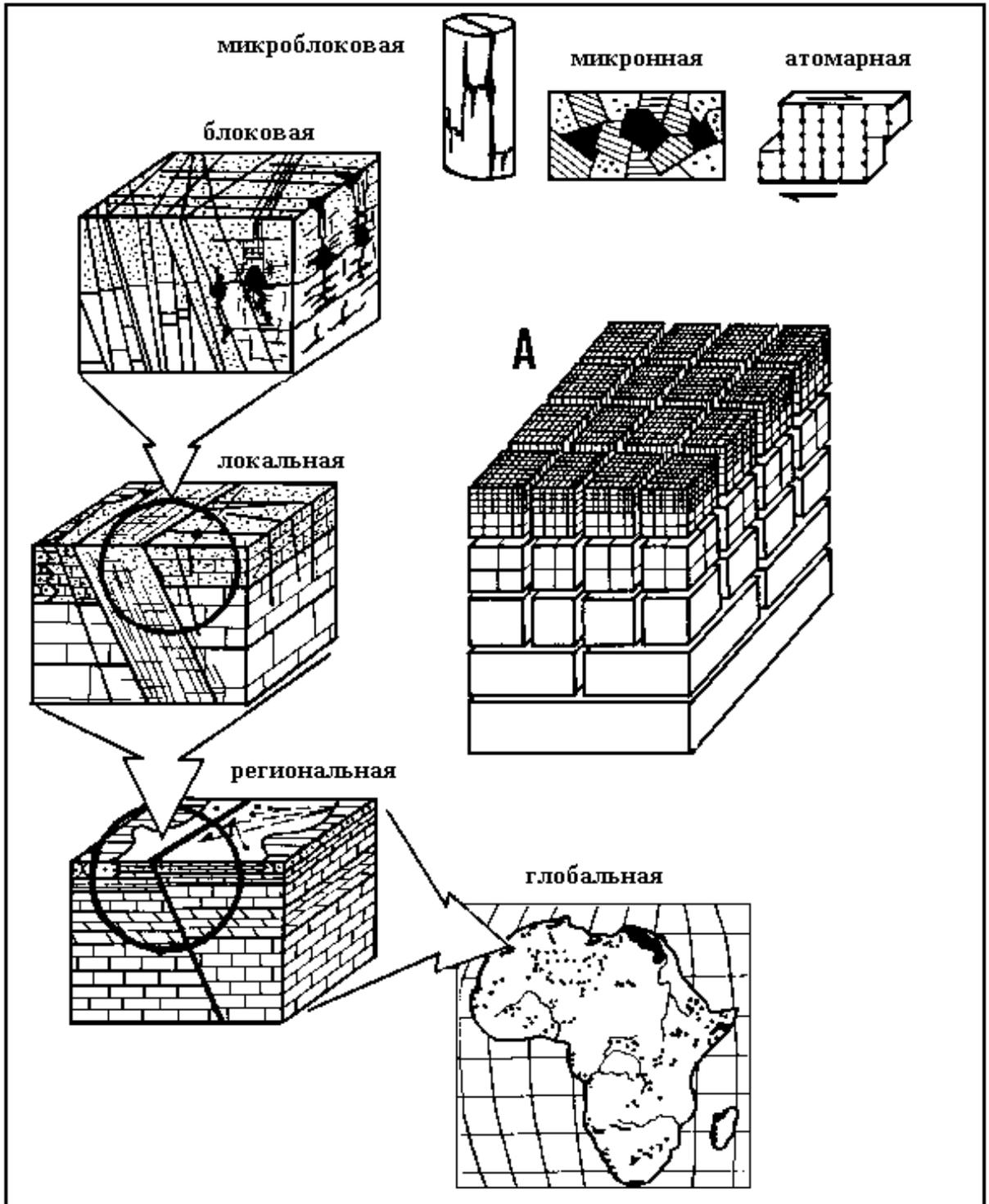


Рис.1.2. Диаграмма соотношения основных групп структурных элементов карстовых массивов. А-идеальная модель структуры карстового массива (по С. Drogue,1980 с изменениями V.N. Kataev, К.А. Gorbunova, 1993)

Считая, что каждому условному этапу эволюции массива соответствует появление новых структурных элементов большего масштаба и частичное или полное со-

хранение элементов предыдущего этапа, предложенная иерархия структурных элементов принципиально отражает качественное развитие массива от I до VII уровня.

Развитие любого геологического процесса обуславливается и направляется многочисленными факторами [лат. factor делающий, производящий] - причинами, движущими силами совершающегося процесса, существующими в определенных обстановках-условиях. Наиболее важные причины образования карста впервые, вероятно, были определены Ф.П. Саваренским в 1933г. Развивая взгляды Ф.П. Саваренского, Д.С. Соколов (1951, 1962) наиболее точно сформулировал условия карстообразования, являющиеся в настоящее время общепризнанными: наличие растворимых горных пород, их водопроницаемость; наличие в массивах движущихся вод, обладающих растворяющей способностью.

Перечисленные условия карстообразования остались практически неизменными, что нельзя сказать о факторах процесса. Их перечень меняется в зависимости от целей карстологических исследований, природных и природно-техногенных обстановок развития карста на исследуемых площадях. Количество оцениваемых факторов варьирует в различных работах от 10 до 100, в редких случаях более. Данная ситуация свидетельствует о том, что процесс поиска универсального набора факторов карстообразования не закончен, а вследствие этого в области теории карстоведения задача построения различных классификаций карстогенетических факторов, анализа их теоретической и практической значимости остается актуальной.

Относительно геологического тела, каким является карстовый массив, логично объединить факторы, определяющие важнейшие черты карстообразования в следующие основные группы: химические, физические, геологические, гидрогеологические, антропогенные. На подобной методической основе в зарубежной карстологической литературе строятся системы координат развития, например, карстовых ландшафтов.

Прежде чем приступать к анализу развития и состояния массива горных пород исследователь должен иметь представление о соотношении наиболее общих методических понятий, которыми он собирается оперировать в теоретических построениях. Именно в методических целях и строятся все системы координат развития геологических или инженерно-геологических процессов. Рассмотрим один из возможных вариантов системы координат развития карстового массива в наиболее общих понятиях.

Развитие геологического тела, в состав которого входят растворимые горные породы, необходимо рассматривать как процесс взаимодействия его элементов во времени и пространстве. Представим четырехуровневую условную систему координат, в которой происходят данные взаимодействия. Графически система координат представлена на рис.1.3.

«*Внутримассивная система*» отражает сложнейший комплекс физико-химических отношений элементов массива, в результате которых происходит качественно-количественное накопление морфометрических и морфологических изменений элементов, включая и карстовые формы, обуславливающее особенности механизма карстового процесса.. На этом уровне массив представляется геологическим телом с конкретными геометрическими параметрами и свойствами, определение которых производится в лабораторных или полевых условиях для целей определенной, как правило, инженерной задачи. Карст в данном случае рассматривается только как процесс, создающий определенные формы (поверхностные или подземные). Часто построение модели массива в данной системе производится с учетом какого-либо фоновго фактора. Например, геологического - характер и мощность покровных отложений; гидрогеологического - положение водного уровня; климатического - количество осадков; техногенного - наличие горных выработок и т.д. Исследования на данном уровне могут иметь прогнозный характер только для периода существования изучаемой карстовой формы или для особенностей взаимодействий «массив-сооружение», имеющих прямое влияние на развитие изучаемой формы, группы форм карста или на условия строительства и эксплуатации сооружения. Понятие «условия развития массива» в данной системе координат используется в качестве информации, не имеющей влияния на итог моделирования.

«*Локальная система*» объединяет такие понятия как «явление», «процесс», «форма». Массив в локальной системе рассматривается как геологическое тело, в пределах которого карстовые явления характеризуются специфическими процессами и комплексами типичных форм. В системе детализируется взаимоотношение не единичных элементов, а их совокупностей: классов, типов, групп. Например, карстовая дренажная система, система трещин, зоны дробления и др.

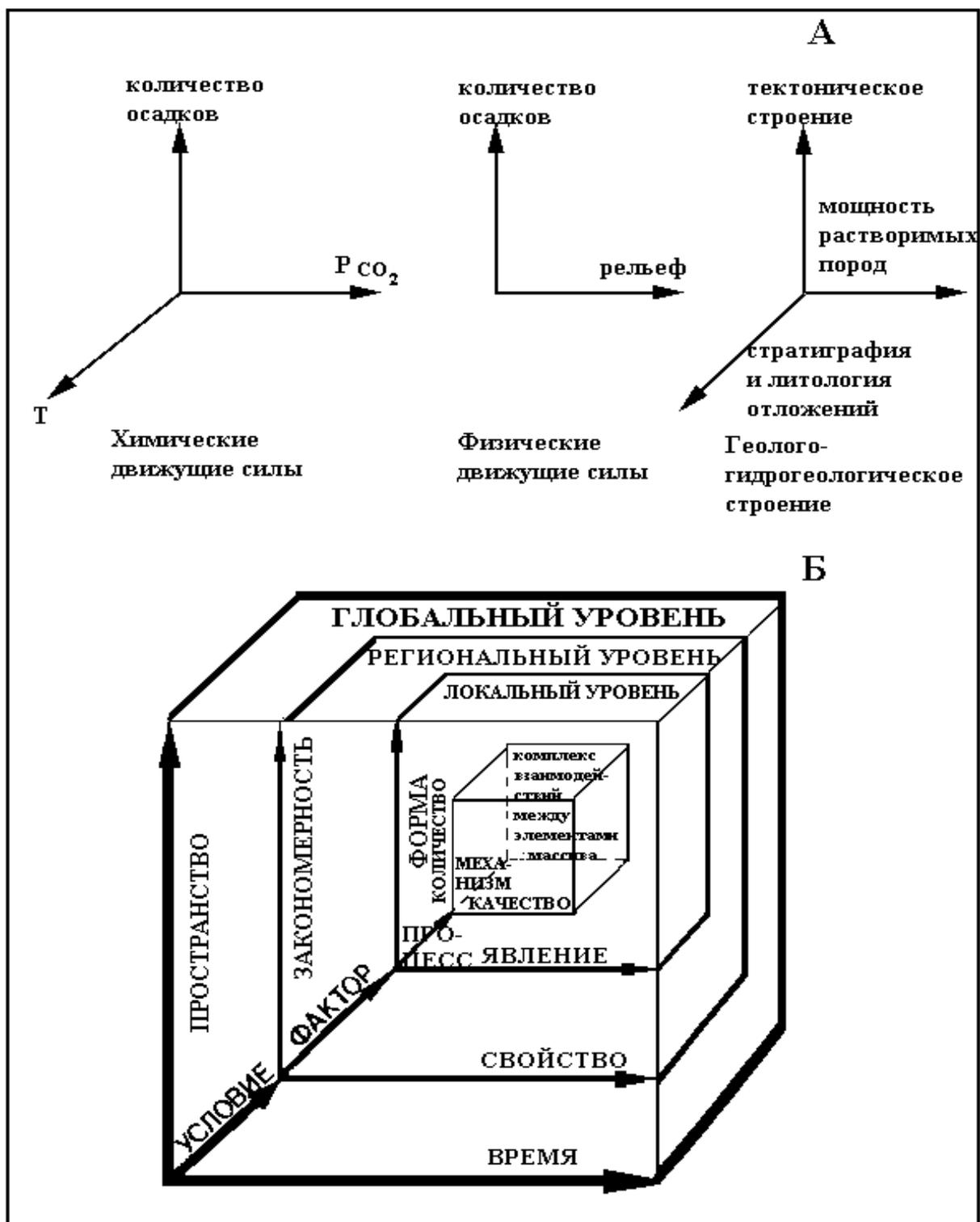


Рис.1.3. Системы координат развития карстовых массивов. А-по W.B.White (1988);  
Б-по V.N.Kataev (1993)

Очевидно, что для изучения карстового явления в пределах массива абсолютно недостаточно сведений о формах карста без учета процессов, создавших эти формы и наоборот. Исследователь вынужден дополнительно учесть «внутримассивную систему» на участках детализации исследований. Распределение карстовых форм и развитие карстового процесса в данной системе координат уже имеют пространственную и временную закономерность регионального уровня, определяемую свойствами массива и комплексом факторов, направляющих развитие этих свойств.

«Региональная система» объединяет понятия «свойство», «фактор», «закономерность». В данной системе карст рассматривается как свойство массива закономерно изменяться в пространстве и времени через комплекс рельефообразующих, минерало- и породообразующих, гидродинамических, гидрохимических, климатических и биологических явлений. Скорость реализации свойства регулируется характером взаимодействия и сочетанием факторов.

«Глобальная система» отражает влияние на карст геологического пространства и геологического времени, развитие которых в свою очередь определяет общие геолого-климатические условия существования карстовых регионов.

Приведенная схема координат разделена на уровни условно в методологических целях. В реальных обстановках все составляющие систем координат тесно взаимосвязаны и взаимозависимы. Система координат применима не только для анализа развития структур карстового массива в целом, но и для анализа структур на каждом из вышеперечисленных методических уровней исследований отдельно.

### 1.3.3. Трещинная проницаемость карстовых массивов и спелеогенез

Развитие взглядов на гидрогеологию карстовых массивов естественным образом нашло отражение в изменениях представлений о спелеогенезе - образовании, развитии, заполнении и уничтожении карстовых полостей. Анализируя данную проблему В.Н. Дублянский (1977), В.Н. Дублянский и В.В. Илюхин (1982), В.Н. Дублянский и др. (1984) отметили, что вопрос «где, когда и каким образом» произошло формирование карстовых полостей различной морфологии остается узловым, как в теории карста, так и в гидрогеологии карстовых областей: около 15% исследователей счита-

ют, что полости формируются во фреатической, 25% что в вадозной, 60% отдают предпочтение и той и другой зоне.

Разнообразие рисунков пещерных полостей в плане и разрезе контролируется многими факторами, основными из которых являются а) характер залегания пород, б) наличие дизъюнктивных нарушений различного генезиса (в большинстве случаев тектонического), в) наличия в массивах зон дробления и зон системных трещин, генетически и пространственно связанных с тектоническими дизъюнктивами. Дискуссия о генетической принадлежности карстовых полостей к определенным гидродинамическим зонам имеет длительную историю. Представления о спелеогенетической значимости той или иной гидродинамической зоны эволюционировали по мере накопления прямых наблюдений в пещерах и развития вопросов гидродинамической зональности карстовых массивов.

В карстоведении сформулирован ряд гипотез, отражающих эволюцию проблем спелеогенеза. Подробному обзору и анализу этих гипотез посвящены многие работы. Авторы наиболее полных работ упомянуты в начале данного раздела. Приведем краткое содержание гипотез с акцентом на спелеогенетические функции элементов трещинной структуры карстовых массивов, фактически являющихся ядром любой из цитируемых гипотез. Необходимо отметить, что спелеогипотезы многими исследователями возведены в ранг теорий, однако, соглашаясь с В.Н. Дублянским [43, с.50], ни одну из существующих и дискутируемых, исходя из глубины их проработки, нельзя назвать теорией в полном понимании этого термина.

Одной из первых была предложена *вадозная гипотеза* (Grund, 1903; Katzer, 1909; Martel, 1921 и др.), подразумевающая, что большинство пещерных объемов образуется потоком со свободной поверхностью. Вода из точки инфильтрации стремится вниз сквозь вадозную зону к водному уровню, используя системы субвертикальных и межпластовых трещин. Водный уровень, согласно гипотезе устанавливается в до-пещерную стадию посредством предварительных процессов эрозионного расчленения массива. Гипотеза допускает изменение положения водного уровня (рис.1.4).

*Глубокая фреатическая гипотеза* (Davis,1930; Bretz,1942) предполагает образование карстовых полостей много ниже водного уровня в случае, если этот уровень

держится стабильным долгое время выше интервала развития трещинной проницаемости пород от «понора-поглотителя» к месту разгрузки.

В. Дэвис (Davis, 1930) отмечал, что в относительно гомогенных средах подземные воды циркулируют по аркообразным ходам, многие из которых развиты ниже областей разгрузки и питания. Он предположил, что полости развиваются благодаря растворению из первичных каверн ниже водного уровня. В качестве прямых доказательств он приводил трехмерное развитие лабиринтов пещер, слепые галереи и своеобразные продольные профили пещер, иными словами все те особенности морфологии пещер, которые трудно было объяснить с позиций иных гипотез. В то время не было возможности непосредственного исследования фреатических полостей. По В. Дэвису все пещеры имеют полициклическое образование, по крайней мере, они частично модифицируются потоками зоны аэрации, проникающими в массив с поверхности, а также пещерными образованиями. К сожалению, долгое время идея В. Дэвиса не имела последователей.

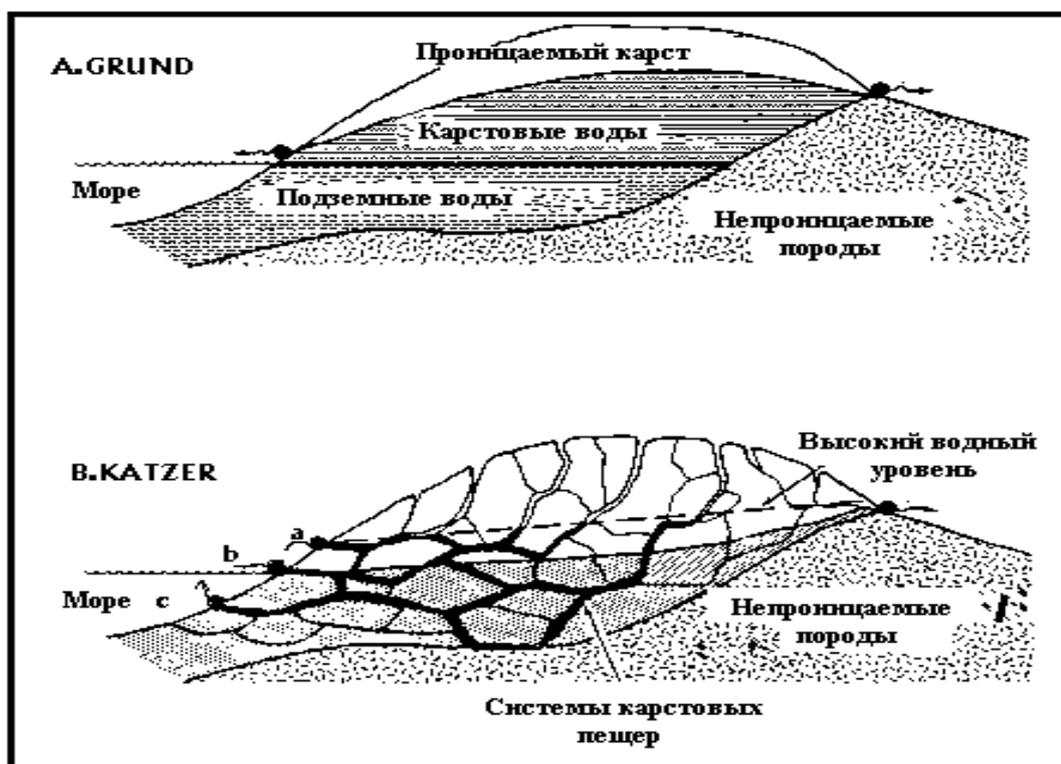


Рис.1.4. Гипотетические модели водоносных систем карстовых массивов по А. Grund (1903) и В. Katzer (1909)

*Гипотеза водного уровня* (Swinnerton, 1932; Rhoades, Sinacori, 1941) предполагает развитие пещер вдоль поверхности фреатической зоны, согласно конфигурации водного уровня, куда поступает вода из вадозной зоны.

В начале 30-х гг. внимание исследователей было обращено на феномен разгрузки тектонических напряжений. Было отмечено, что многие пещеры по положению, а следовательно и по времени образования сопоставимы с речными террасами и эрозионными поверхностями, т.е. для их развития необходимы длительные периоды постоянного положения базиса эрозии.

В 1932 году А. Свиннертон (Swinnerton, 1932) в работе «Образование пещер в известняках» предпринял попытку критики гипотезы В. Дэвиса, как применимую только в гомогенных породах. В известняках, писал он, разбитых трещинами и поверхностями напластования, движение воды происходит по коротким отрезкам, обычно вдоль водного уровня, исключительно по открытым, неглубоко расположенным трещинам, а глубина развития пещер определяется положением поверхности водного уровня, который в его изгибах контролируется глубиной и положением рельефа. Подземный дренаж происходит более быстро с поверхности в глубину, оставляя ответвления основной подземной галереи сухими, где в частности и происходит формирование спелеоформ. Следовательно, нет необходимости утверждать о полициклическом формировании пещер. Водный уровень периодически варьирует и часто полости заполнены водой, находящейся под гидростатическим напором. Следовательно, также нет необходимости ссылаться на фреатические условия формирования полостей, используя «фреатические черты» морфологии спелеоканалов. Соответствие пещерных уровней террасам также свидетельствует в пользу вадозного образования пещер.

Полярные по сути гипотезы находили своих последователей и противников. Параллельно развивались идеи, отражающие взгляды, как тех, так и других. Например, Дж. Гарднер (Gardner, 1935), склоняясь больше к идее А. Свиннертона, чем к идее В. Дэвиса допускал возможность фреатического растворения, приводя в качестве доказательств результаты полевых исследований. Он говорил, что пещеры, прорезанные речными долинами, являются по образованию фреатическими, занятыми впоследствии вадозными потоками.

Д. Форд и Р. Эверс (Ford & Ewers, 1978) предприняли попытку соединения имеющихся спелеогипотез в «единую генетическую гипотезу». Была предложена четырехуровневая модель, в которой «глубокие фреатические пещеры» и «пещеры водного уровня» - конечные члены в эволюционном ряду спелеосистемы. Морфология и морфометрия указанных типов пещер зависят от частоты трещин в массиве и их проницаемости агрессивными водами. Согласно представлениям авторов гипотезы, вадозные пещеры - результат падения водного уровня, а следовательно, первоначально они имели фреатическое происхождение.

Пещеры, по определению Д. Форда и Р. Эверса - интегральные сети каналов растворения с диаметром более 5мм, перераспределяющие воду от областей питания до областей разгрузки. В каналах данных диаметров характер течения воды преимущественно турбулентный. Все другие трещины и каверны (меньших диаметров) отражают до-пещерную стадию развития дренажной сети. Начальная стадия развития трещинной структуры массива характеризуется трещинами с микропараметрами, имеющими потенциальную возможность преобразования в карстовые каналы по направлениям, благоприятным для водопроницаемости. Наиболее ранние черты карстовой дренажной системы, выделяемые морфологически - семейства параллельных каналов, заложенных в межпластовом пространстве. Они ориентированы по падению межпластовых трещин и имеют протяженность от нескольких до десятков метров. При этом углы падения межпластового пространства могут быть небольшими (около 5°).

Каналы параллельных межпластовых пространств могут соединяться вертикальным каналом, сформированным по внутрипластовой или секущей трещине. Сочетание каналов в параллельных межпластовых пространствах, соединенных вертикальным каналом, составляет базисный структурный элемент объединения первичной сети карстовой дренажной системы - «простейшую фреатическую петлю». Вся дальнейшая эволюция пещеры определяется частотой трещин, используемых первичным водным потоком (рис. 1.5).

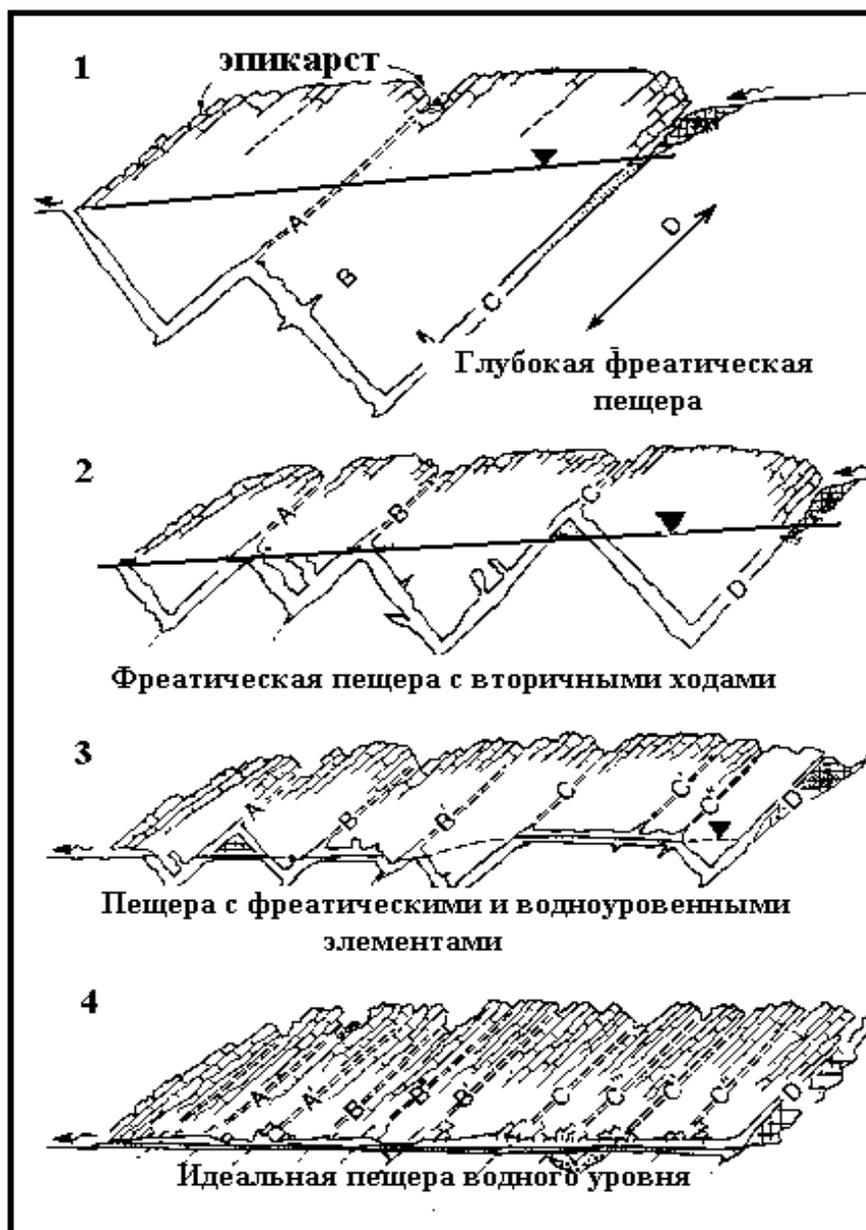


Рис.1.5. Четырехуровневая модель развития карстовых систем по D.C. Ford и R.O. Ewers (1978)

В процессе эволюции интенсивность трещиноватости массива, как правило, повышается - возникает все больше и больше проницаемых трещин. В связи с этим, теоретически, процесс возникновения новых фреатических петель, в конкретном глубинном интервале, может продолжаться до тех пор, пока карстующийся пласт не окажется выше водного уровня. Процесс заложения фреатических каналов регулируется степенью тектонической активности региона.

По мере приближения интервала заложения сети каналов растворения к водному уровню избыточное давление стремится к нулю. При опускании пласта избыточное давление возрастает. Тектонические движения выполняют функции гидронасоса, прокачивающего водно-воздушную смесь через порово-трещинное пространство.

Согласно взглядам авторов «единой генетической гипотезы» существует четыре стадии развития трещиноватости и соответствующей эволюции пещер. Первая и четвертая являются экстремумами, вторая и третья - промежуточными между первой и последней (рис.1.6).

*Стадия 1.* Массив характеризуется малыми объемами трещин, потенциально пригодных для развития полостей в глубокой фреатической зоне. Каналы растворения развиваются вдоль первых простейших фреатических петель ниже водного уровня.

*Стадии 2-3.* Происходит геометрическое увеличение количества карстовых каналов по направлениям к пещерам, образованным на экстремальных стадиях. Выше водного уровня, в вадозной зоне, вдоль участков пещер формируются эрозионные врезы. Во фреатической зоне, в случае затруднения растворения в плоскости пещерных ходов (кольматация трещин, литологические замещения и др.), коррозия развивается в парагенетических ходах в соответствии с конфигурацией водного уровня, где фреатические петли пересекаются каналами новых генераций по направлениям наиболее благоприятным для трещинной фильтрации.

*Стадия 4.* Массив характеризуется густой сетью трещин, обеспечивающих большое количество альтернативных путей движения воды. Трещинная среда высоко проницаема. Вода от областей питания к области разгрузки выбирает наиболее короткий путь. Конфигурация водного уровня хорошо установившаяся, а увеличение количества и объемов карстовых каналов ограничено мелким интервалом ниже среднего водного уровня. Выше водного уровня увеличение каналов растворения происходит за счет инфильтрационных потоков.

Перечисленные явления накладываются друг на друга при изменениях положения водного уровня, изменениях значений гидравлического градиента (рис.1.7).

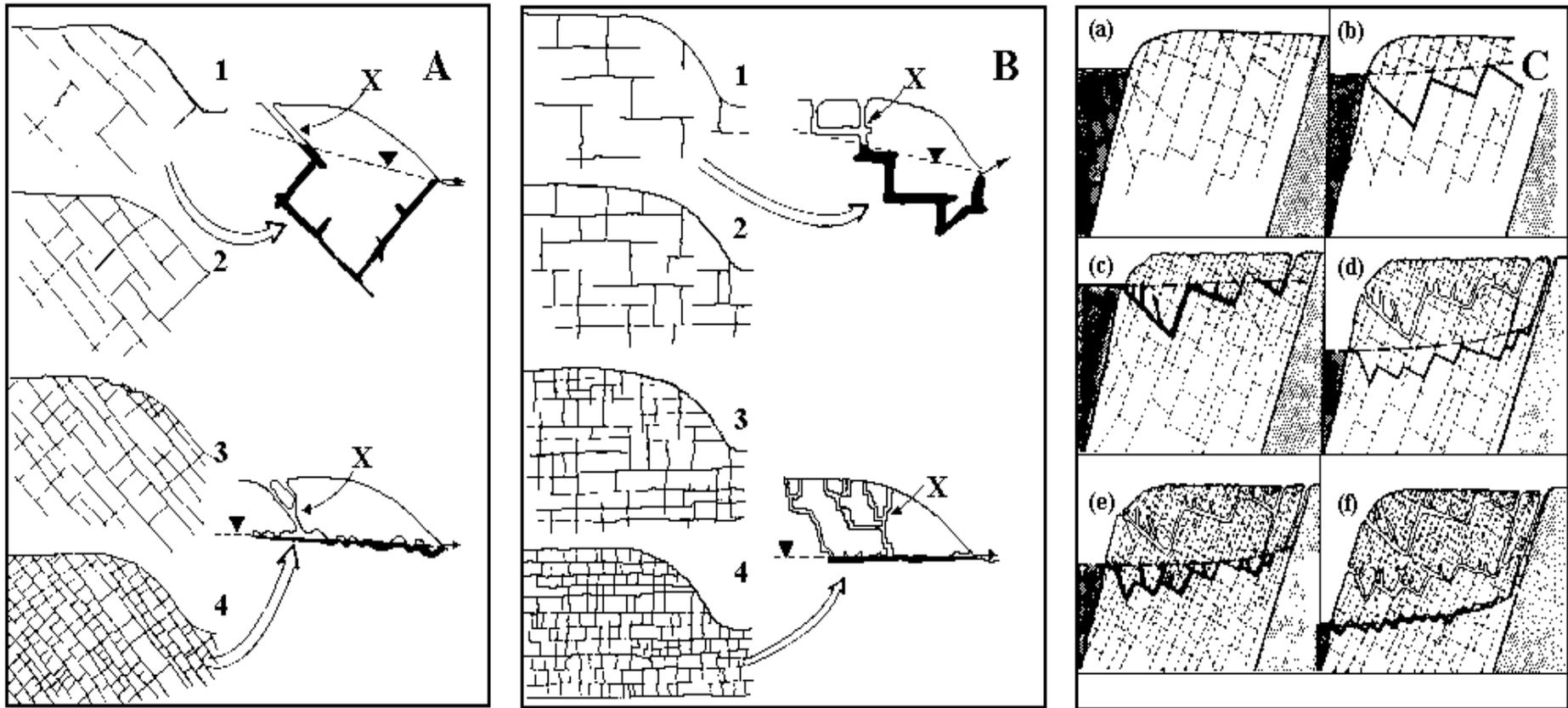


Рис.1.6. Этапы изменения интенсивности трещиноватости карстовых массивов, определяющие формирование различных типов пещер (по D.C.Ford и R.O.Ewers,1978): А - для наклонного, В - для горизонтального залегания пластов, (х) - водопоглощающие пещеры vadозной зоны. Типы состояния интенсивности трещиноватости (1-4) соответствуют модельным уровням (1-4) развития карстовых систем. С - пример повышения интенсивности трещин в процессе геологического развития карбонатного массива и соответствующие изменения морфометрии, морфологии и положения пещер. Данный рисунок схематичен, но в основе соответствует строению и закарстованности центральной части карстового района Мендип Хиллс (Англия)

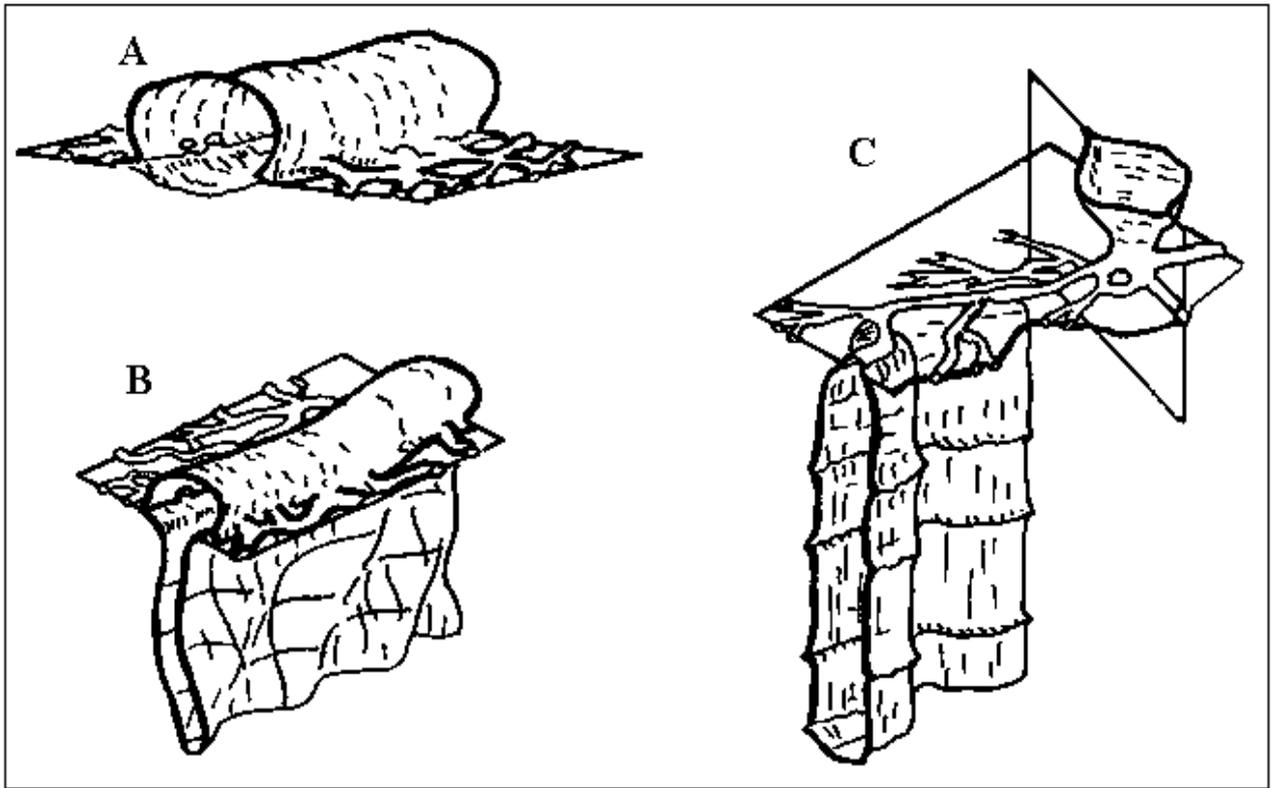


Рис. 1.7. (А) Фреатический канал, сформированный по трещине напластования в результате избирательной коррозии среди первичной сети каналов; (В) каньон вадозной зоны, развившийся из фреатического канала потоком со свободной поверхностью, удалившим осадки и углубившем дно канала; (С) вертикальная шахта, сформированная вадозными водами, расширившими вертикальные трещины или водами, поступающими вдоль каналов в трещинах напластования к вертикальным трещинам. Многие шахты формируются восходящими водными потоками (по J.F. Quinlan и др., 1983)

П. Миланович (Milanovic, 1981) по материалам бурения скважин, изучения связи трещиноватости и закарстованности в известняках Динарской провинции установил, что закарстованность аналогично проницаемости ( $K$ ) с глубиной уменьшается по экспоненциальной зависимости

$$K = K_{\text{exp}} \left( \frac{Z}{Z_k} \right), \quad (1.2)$$

где  $Z_k$  - значение глубины карстификации.

Закарстованность (карстификационная зона) наиболее интенсивна у поверхности. Мощность данной зоны изменчива и соответствует зоне инфильтрации. Зона включает и карстовый рельеф, расчлененность которого увеличивается под действием эрозии

онных процессов. Данная закономерность относится к одной из фундаментальных закономерностей развития и распределения карста, контролируемая особенностями распределения трещинной проницаемости массивов вне зависимости от их геоструктурной принадлежности. Изменяется только мощность карстификационной зоны: для Динарского провинции резкое снижение проницаемости пород фиксируется на глубине 300м, а в карбонатной толще Кизеловского карстового района (Западно-Уральская зона складчатости) на глубинах от 600 до 1000м (рис.1.8).

Очевидно, что проницаемость массива является функцией размеров и геометрии сети трещин. Изменения параметров сети трещин влечет за собой и изменения характера закарстованности.

Исследования отечественных спелеологов свидетельствуют 1) об образовании карстовых полостей в различных гидродинамических условиях, 2) об их полигенетичности, 3) об их пространственно-временной подчиненности воздействиям коррозионных, эрозионных и гравитационных процессов, степень влияния которых меняется в зависимости от положения полости относительно гидродинамических зон массива [48].

Например, полости коррозионно-эрозионного класса, наиболее крупные по протяженности и объемам, могут располагаться в нескольких гидродинамических зонах одновременно. Как отмечает В.Н. Дублянский (1977), в пределах Альпийской складчатой зоны полости данного класса имеют признаки первичной проработки напорными водами, вторичной переработки турбулентными безнапорными потоками, инфильтрационными и конденсационными водами. Об их эрозионной проработке свидетельствует форма поперечных сечений ходов, характер водно-механических отложений и их положение относительно поверхностных питающих водосборов. В настоящее время верхние и средние звенья крупных карстовых полостей расположены в зоне аэрации и переменного водонасыщения, а нижние в зонах переменного и полного водонасыщения.

Таким образом, гипотезы об образовании и развитии карстовых полостей в какой-либо одной из выделяемых гидродинамических зон, с позиций современных данных не могут являться абсолютными. Изменение представлений об эволюции полост-

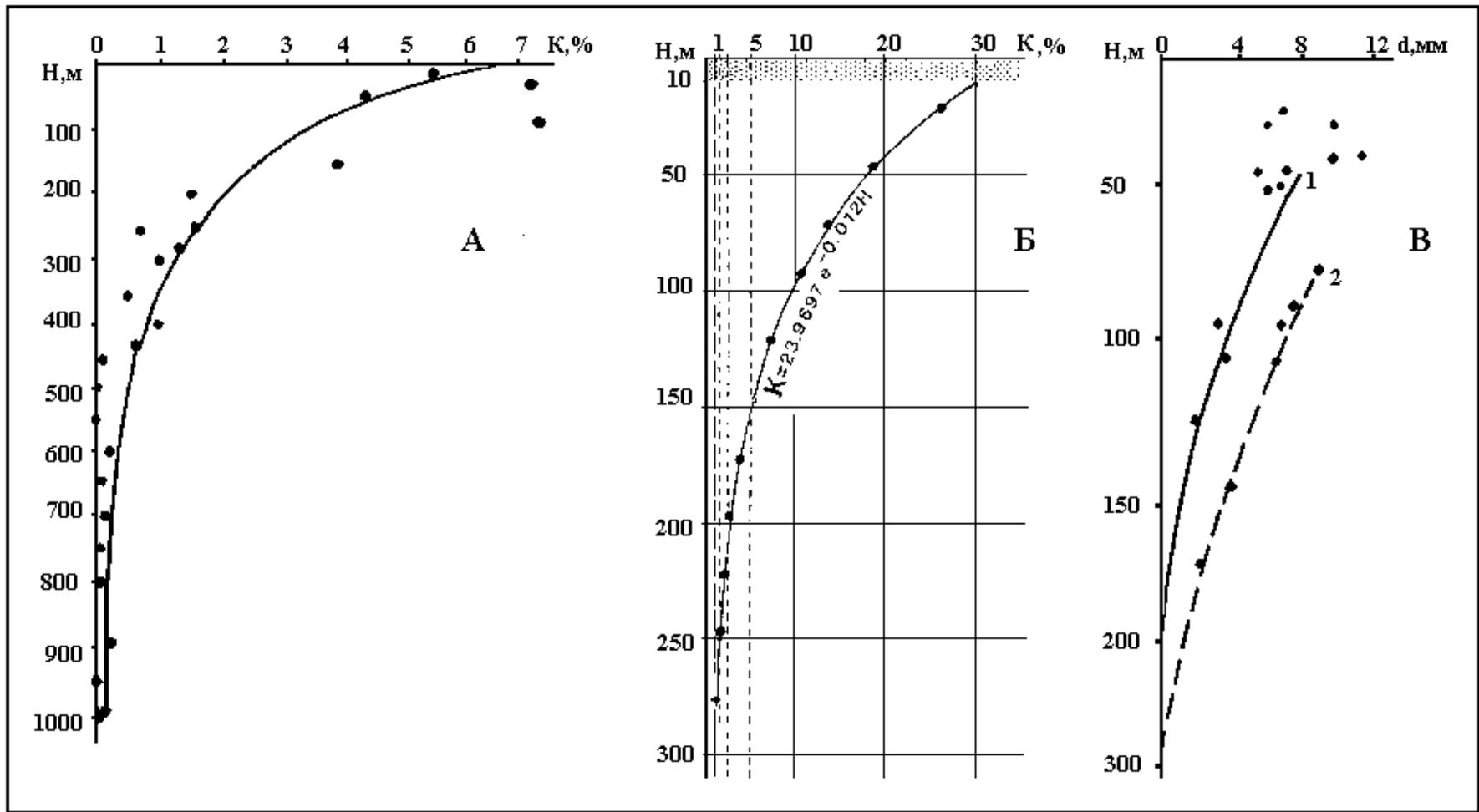


Рис.1.8. Характер соотношения между коэффициентами закарстованности (K), раскрытием трещин (d) и глубиной (H): А - в карбонатной толще западного крыла Главной Кизеловской антиклинали (Зап.Урал) по данным 217 буровых скважин (материалы Ю.А. Ежова, 1963); Б - в известняках Динарской провинции по данным 146 буровых скважин (по Р.Т. Milanović, 1981); В - в толще сланцев Прибалтийского сланцевого бассейна (по М.С. Газизову, 1971)

тей в сторону их полигенетичности - характерная особенность в развитии карстования.

Обобщив данные карстолого-спелеологических исследований, выделим в карстовом массиве две группы подземных карстовых полостей, обладающих своеобразной морфологией и местоположением относительно гидродинамической зональности карстовых вод: полости, связанные с зоной активного водообмена (периодического колебания уровня вод и горизонтальной циркуляции) и полости, связанные с зоной замедленной (в том числе сифонной) циркуляции вод, как правило ниже местных базисов эрозии.

В первом случае полости разрабатываются агрессивными водами свободно движущихся концентрированных водотоков (вадозная обстановка). Во втором - медленно движущимися напорными относительно минерализованными водами (фреатическая обстановка). В вадозной обстановке формирующиеся полости обводнены незначительно, их рост происходит преимущественно по вертикали. Однако, с накоплением в днищах каналов глинистого материала рост полостей по вертикали замедляется и замещается их увеличением в ширину. Судя по конфигурации в плане исследованных пещер, полости вадозной обстановки имеют элементы «речного» характера: длинные каналы и тоннели, часто извилистые, принимающие боковые подземные потоки. Воды, движущиеся в таких каналах и тоннелях, производят большую эрозионную работу, особенно в многоводные периоды.

В плане пещеры «речного» типа напоминают поверхностную речную сеть (рис.1.9а). Среди них можно выделить: моногалерейные, параллельно-галерейные, конвергентные (сходящиеся) и дивергентные (расходящиеся). Возможны и другие морфологические типы горизонтальных пещер зоны активного водообмена. Их морфологический облик определяется конкретными геолого-структурными и гидродинамическими условиями.

Во фреатической обстановке, в условиях полного обводнения подземного коллектора, корродирующего во всех направлениях, воздействие напорных вод формирует лабиринты ходов по площади развития водоносного горизонта. На начальных стадиях развития полости-лабиринты имеют вид сложной сети взаимопересекающихся ходов, отражающих трещиноватость массива. В процессе развития полости слива-

ются между собой, а карстовая система превращается в лабиринт. Пещеры этого типа имеют наибольшую протяженность (Оптимистическая, Озерная, Золушка). Среди пещер фреатического происхождения по рисунку ходов в плане можно выделить решетчатые пещеры и пещеры-лабиринты (рис.1.9б).

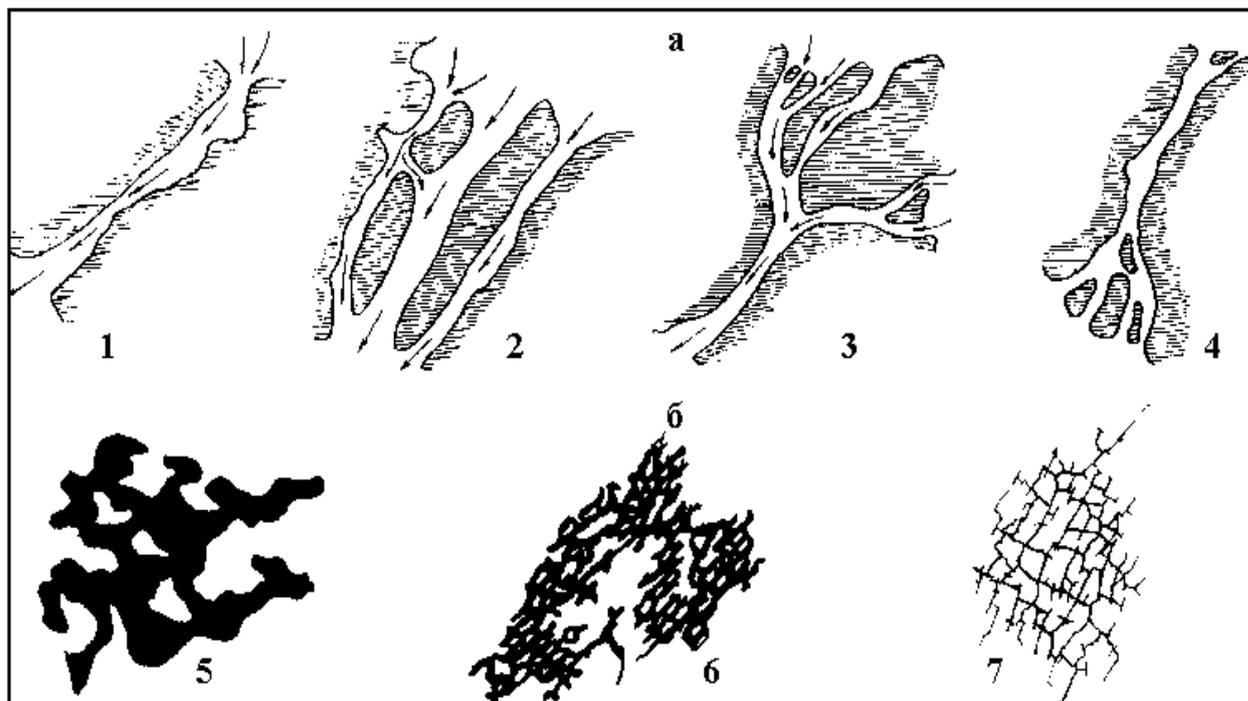


Рис.1.9. Морфологические типы вадозных (а) и фреатических (б) полостей. 1 - моногалерейные, 2 - параллельно-галерейные, 3 - конвергентные, 4 - дивергентные, 5 - лабиринтовые, 6 - лабиринтово-решетчатые, 7 - решетчатые

Часто фреатическая обстановка пещерообразования предшествует вадозной. Именно поэтому в пещерах длительно развивающихся массивов могут присутствовать морфологические элементы и лабиринтового и речного типов. Взаимоналожение элементов различных генераций обуславливает сложный характер морфологии пещер, требующий глубокого анализа палеообстановок.

Затрагивая вопрос стадийности образования того или иного спелеобъекта следует исходить из временного соотношения спелеостадий и временных отрезков тектонического преобразования массива. Не рассматривая в подробностях представления о стадийности формирования закарстованности, изложенные в свое время Г.А. Максимовичем (1963), В.Н. Дублянским и др. (1984) и ставшими классическими, отметим, что *анализ истории тектонических движений, соответствующего развития*

*трещиноватости и гидрогеологической обстановки представляет собой основу изучения закономерностей развития карста.*

Исследования трещиноватости карбонатных и сульфатных пород, проведенные нами в карстовых районах Урала, Предуралья, Кулойского плато, Буковины, Приднестровской Подолии, Западного склона Большого Кавказа, пространственное сопоставление распределения трещиноватости и форм карста, позволили выделить четыре наиболее общие стадии формирования закарстованности массива, характеризующегося различными во времени степенями трещинного дробления, обусловленными тектоническими подвижками.

*Первая стадия* начинается после воздымания территории под влиянием тектонических подвижек. На участках поверхности карстующейся толщи, характеризующихся более сильной раздробленностью, коррозия протекает интенсивней, чем на участках относительно среднего или слабого дробления. Неравномерное понижение кровли карстующегося пласта формирует волнообразный рельеф.

В зоне горизонтальной циркуляции подземные воды перераспределяются соответственно плановой трещиноватости - от менее водообильных слабораздробленных зон через среднераздробленные к сильнораздробленным зонам, по которым локализованные трещинно-карстовые воды движутся к очагам разгрузки.

Формирование крупных коррозионных каналов и полостей происходит, как правило, на границах среднераздробленных и сильнораздробленных зон. Данное явление объясняется более быстрым насыщением вод растворимыми солями в условиях относительно высокого трещинного дробления и более быстрой кольматацией трещин в сильнораздробленных зонах. Коррозионное расширение наиболее крупных трещин с различной степенью интенсивности происходит во всех зонах трещиноватости. Итогом первой стадии является специфический гидрогеологический облик массива, со сложным, анизотропным строением горизонта трещинно-карстового коллектора и локализованными потоками вод.

*Вторая стадия* характеризуется увеличением и концентрированием потока атмосферных осадков на склонах положительных элементов карстового рельефа. В результате происходит его переработка: карстовые останцы могут принять вогнутую

форму, а притоки вод в депрессиях уменьшаются за счет колыматации трещин в днищах материалом, снесенным с останцов.

В массиве происходит увеличение размеров коррозионных полостей, зародившихся во время первой стадии, преимущественно в сторону сильнотрещиноватых зон за счет комплексного действия процессов гравитационного обрушения кровли, подземной потоковой эрозии и коррозии. Формируются коррозионно-обвальные полости, часто со сводчатыми потолками. Расширенные растворением трещины слабо- и среднетрещиноватых зон увеличиваются в размерах, иногда сливаясь в полости второй генерации, также локализирующих подземные воды. В массиве действуют локализованные потоки двух типов: а) основные - по границам сильно- и среднетрещиноватых зон, осуществляющим транзит вод к эрозионным врезам, б) вспомогательные - преимущественно в среднераздробленных зонах, выполняющие водосборную роль основных потоков. Относительно монолитные и слабораздробленные участки массива выполняют роль местных подземных водоразделов, где не исключается процесс коррозионного расширения отдельных трещин.

Таким образом, в карстовом массиве второй стадии развития присутствуют все типы карстовых полостей: коррозионно-обвальные в зонах интенсивной трещиноватости, коррозионные в зонах средней интенсивности дробления и расширенные растворением трещины в слаботрещиноватых породах.

*На третьей стадии* на поверхности карстующегося пласта происходит дальнейшее углубление и расширение карстовых депрессий и седловин, контролируемое степенью колыматации приповерхностных трещин, мощностью и составом обвальнокарстовых отложений, затрудняющих фильтрацию.

Поверхность массива осложняется коррозионно-провальными, коррозионно-суффозионными формами. В сильнораздробленных зонах карстующегося пласта полости достигают критических размеров, превышающих устойчивость кровли по отношению к собственному весу и нагрузке от перекрывающих отложений. В среднераздробленных происходит формирование обвальных сводов больших коррозионных полостей, что определяет постепенную смену типа полости на коррозионно-обвальный. В слабо раздробленных зонах продолжается коррозионное расширение

трещин, а в местах их пересечений формируются незначительные по размерам полости.

В соответствии с изменениями трещинно-каверновой (карстовой) структуры массива меняется и характер циркуляции трещинно-каверновых вод. Формирование обвальнo-карстовых отложений в зонах интенсивной трещиноватости, заполнение трещин водно-механическими и водно-химическими отложениями снижает, а иногда и полностью устраняет их фильтрационные свойства.

Главными путями фильтрации вод становятся трещины, карстовые каналы и полости среднераздробленных зон. Рост полостей в зонах среднего дробления не ограничен слабой устойчивостью кровли и они достигают размеров много больших, нежели полости зон сильного дробления.

*Четвертая, заключительная стадия* характеризуется значительным или полным растворением и выносом материала обрушения на месте сильнораздробленных зон подземными и поверхностными водами. В местах существования систем подземных ходов и полостей получают максимальное развитие эрозионно-карстовые линейные формы (овраги, лога, каньоны и др.).

Свидетельством прошедших этапов подземной закарстованности являются карстовые мосты, арки. На местах среднераздробленных зон формируются карстовые провалы - свидетели достижения коррозионно-обвальными полостями критических размеров.

В слабораздробленных зонах коррозионное расширение трещин приводит к их слиянию и формированию обширных полостей и каналов. Вследствие того, что расстояние между трещинами в данных зонах достаточно велико, полости и каналы могут достигать размеров, превышающие размеры полостей предыдущих стадий.

Места существования зон сильного дробления становятся местными базами эрозии, по которым в зависимости от водности района, движутся постоянные или временные водотоки, в руслах которых наблюдается поглощение поверхностных вод - процесс карстообразования переходит на более низкий гипсометрический уровень. В то же время водотоки карстово-эрозионных врезов дренируют трещинно-каверновые воды зон среднего и слабого дробления. Единый горизонт трещинно-каверновых вод прекращает существование в результате его рассечения карстово-

эрозионными врезами. Фрагменты горизонта остаются в пределах площадей развития зон среднего и слабого дробления.

Цикл формирования новых генераций карстовых форм повторяется в том случае, если под действием тектонического воздымания в интервал интенсивного водообмена будут выведены новые толщи растворимых пород. Цикл может прерваться на любой стадии в результате тектонического погружения массива.

#### 1.3.4. Модель деформационно-напряженного состояния карстосферы

Факт наличия в земной коре избыточных, горизонтальных напряжений, во многих случаях количественно превышающих напряжения от веса вышележащих пород, доказан многочисленными непосредственными измерениями в породах осадочного чехла платформ, метаморфических и магматических породах щитов, породах областей разновозрастной складчатости, рифтовых зон. Наиболее представительные табличные выборки измеренных *in-situ* напряжений различных районов бывшего СССР, США, Канады, Австралии, Исландии, Скандинавии, Африки, приведены в работах Е. Линднера и Дж. Халперна (Lindner & Halpern, 1978), Е. Брауна и Е. Хока (Brown & Hoek, 1978).

Результаты обобщения данных измерения напряжений, несмотря на их большой разброс, позволили Дж. Раналли (Ranalli, 1975) сформулировать весьма важные выводы для установления состояния литосферы на глобальном уровне: 1) породы кристаллического фундамента древних платформ и деформированные породы складчатых поясов обычно обнаруживают горизонтальные напряжения, превышающие давление массы вышележащих отложений, 2) породы осадочного чехла платформ показывают горизонтальные напряжения часто меньшие, чем от вертикальных давлений.

На аналогичных принципах, но чуть раньше, построена типизация территории бывшего СССР М.В. Гзовским (1972). Согласно типизации по деформируемости земной коры за новейший и современный периоды и соответствующему уровню горизонтальных напряжений, скорости деформации земной коры и значения касательных напряжений возрастают от наименее подвижных с минимальной сейсмичностью областей древних платформ (например, Балтийский кристаллический щит) к наиболее

подвижным и интенсивно деформируемым горно-складчатым областям альпийского орогенеза и современным сейсмическим поясам (например, Тянь-Шань, Камчатка) (рис.1.10).

Приведенные закономерности отражают не только специфику распределения измеренных напряжений, но и специфику строения земной коры - наличие в ее различных частях структур, образованных горизонтальным деформированием, что было показано выше. Специфика распределения измеренных напряжений свидетельствует

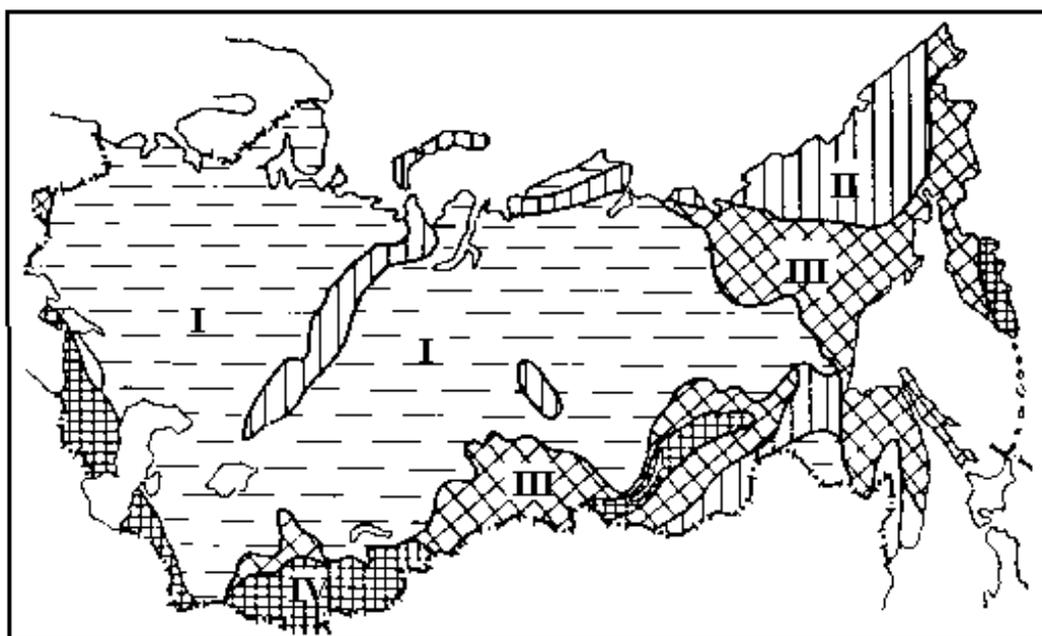


Рис.1.10. Схема типизации территории бывшего СССР по абсолютному значению верхнего предела максимальных касательных напряжений ( $\tau_{\max}$ ) в земной коре (по М.В.Гзовскому, 1972). Типы: I - области платформ с минимальной сейсмичностью,  $\tau_{\max} - 10 \pm 5$  МПа; II - деформируемые области,  $\tau_{\max} - 40 \pm 20$  МПа; III - подвижные области,  $\tau_{\max} - 70 \pm 35$  МПа; IV - наиболее подвижные и сильно деформируемые области,  $\tau_{\max} - 100 \pm 50$  МПа

и о том, что структуры тектогенных полей напряжений являются долгоживущими, стабильными на протяжении геологических временных интервалов.

Данные выводы важны и для понимания принципиального строения и состояния карстосферы, как части литосферы.

Обозначим две проблемы, решение которых в гидрогеологии имеет непреходящее значение и для карстоведения в вопросах структуры и функционирования

нижней (бассейновой) части карстосферы, а именно: причины движения флюидов на больших глубинах и положение нижней границы латеральной миграции флюидов.

Проблема выявления характера гидрогеологических процессов в нижних этажах гидрогеосферы до сегодняшних дней остается актуальной, поскольку фактически наблюдаемые параметры в количественном отношении ограничены и, как следствие, возникающие гипотезы о динамике флюидов часто полярны (ведущий фактор - гидростатический напор или отрицание влияния гидростатического напора) [88].

Затрагивая вопросы причин движения флюидов на больших глубинах, приведем суть трех гипотез, получивших признание в последнее время.

Первая, выдвинутая в начале 70-х гг. основана на действии глобального гравитационного поля Земли. Гипотеза предполагает существование трещинно-поровой дренажной системы в основании континентальной коры. Нисходящее движение свободной воды происходит за счет действия сил гравитации и увеличения с глубиной плотности воды, которая вытесняя из дренажной системы пар, сама при этом нагревается до 450°С и постепенно переходит в парообразное состояние.

Вторая основана на гипотетических положениях глобальной тектоники о роли рифтовых зон, как глубоких дрен мантии и вадозных вод. Иными словами, магматические тела и глубинные разломы обеспечивают условия восходящего и нисходящего движения воды. Различие в плотности холодных инфильтрационных и нагретых вод создает возможность проникновения по тектоническим разломам более плотных холодных вод на глубины до 5-6км.

Третья гипотеза связывает особенности гидрогеологического режима в литосфере и сейсмотектонические проявления. Гипотеза получила развитие в конце 70-х, начале 80-х гг. и основана на сопоставлении эмпирического материала по вариациям параметров гидродинамического режима и сейсмотектонических напряжений. Гипотеза связана с открытием пульсационных изменений в гидросфере, формирующих быстроменяющееся гидрогеодеформационное поле (ГГД-поле). Природа ГГД-поля в условиях горно-складчатых областей, платформ и щитов, заключена в смене естественных (эндогенных, экзогенных, космических) и техногенных напряжений в твердой составляющей литосферы. Возникающие при этом короткоживущие структуры «сжатия-растяжения» определяют возникновение и перераспределение флюидных состав-

ляющих литосферы - термогидродинамических, физико-химических аномалий. Выявленная пульсационность изменений гидрогеосферы быстротечна. Эмпирические данные свидетельствуют об их больших скоростях - сутки, месяцы.

В данной гипотезе сеймотектонический фактор пульсационных изменений в гидрогеосфере поставлен во главу угла, но в природе на пульсационный характер гидродинамических и гидрохимических изменений в толщах пород не менее значительное влияние оказывает характер гравитационного поля. Иными словами природа ГГД-поля более сложная, а именно - гравитационно-сеймотектоническая.

Применительно к карстовым карбонатным массивам зависимость гидродинамических и гидрохимических процессов от переменного гравитационного поля показана А.Р. Кинзикеевым и Е.М. Тимофеевым [77]. Пульсационные внутрисуточные изменения водопроницаемости околопустотных объемов горных пород были зафиксированы и изучены в известняках ряда карстовых массивов западного склона Урала (массивы расположения пещер Шульган-Таш, Каповая, Ново-Мурадымово). Максимальное раскрытие трещин, изменение минерализации карстовых вод во время полнолуний и новолуний на 10-36% от фоновых среднесуточных, увеличение водопроницаемости характерны для блоков массивов, испытывающих напряжения растяжения. Пульсационное «дыхание» массива и соответствующие изменения гидродинамических и гидрохимических параметров в блоках горных пород, испытывающих сжатия и растяжения, обуславливают усиление геодинамической анизотропии за счет процессов растворения и эрозии. Структурная особенность ГГД-поля заключается в том, что зоны растяжения, как правило, зарождаются и релаксируют (деформации растяжения меняются на сжатие) среди участков слабого сжатия. Переменный во времени характер поля отражает изменения гидродинамических параметров толщ пород - результат взаимовлияния процессов всех генетических типов (эндо-, экзо-, техно-).

Говоря о быстротечности структурных изменений ГГД-поля под влиянием суточных или месячных вариаций напряжений гравитационно-сеймотектонической природы, следует отметить тот факт, что в структуре литосферы присутствуют элементы глобальных и региональных иерархических уровней, характеризующиеся постоянством напряженно-деформационного фона. В их пределах результирующие пространственно-временных значений ГГД-поля имеют относительно постоянные знаки

деформаций на протяжении весьма длительного времени, сопоставимого с геологическими периодами, поскольку быстротечные деформационные изменения подчинены деформационно-напряженному состоянию более высокого уровня. Быстротечная пульсационность ГГД-поля развивается на фоне тектонического силового поля, обусловленного неравномерным распределением в земной коре скоростей тектонических движений и скоростей деформаций. Неизменно появляющиеся градиенты тектонических движений, в свою очередь обуславливают появление горизонтально-ориентированных тектонических сил, оцениваемых по максимальным касательным напряжениям.

Наличие избыточных горизонтальных напряжений в приповерхностной зоне и глубоких горизонтах земной коры доказывается ее строением и динамикой развития. Положения плитотектоники - дрейф литосферных плит, формирование шовных зон, авлакогенов и складчатых поясов основаны на преобладании деформаций растяжения и сжатия в процессе всей геолого-тектонической эволюции земной коры. По крайней мере, плитотектонический анализ уверенно проводится со времени 800-1000 млн. лет назад [57].

Материалы по Восточно-Европейской и Сибирской платформам свидетельствуют об их образовании за счет столкновения отдельных блоков. Результатом столкновений являются, например, шовные зоны с характерным чешуйчато-надвиговым строением. Так в Восточно-Карельской шовной зоне наклон надвигов составляет 15-20°, а амплитуда перемещения - не менее 20км. Да и сам фундамент древних платформ содержит элементы свидетельствующие о горизонтальных деформациях. Согласно данным многоканального сейсмопрофилирования и данным бурения Кольской сверхглубокой скважины (Печенгский синклиниорий Кольского полуострова) фундамент платформы образован блоками, разделенными наклонными поверхностями. Континентальная кора разбита не горизонтальными, а наклонными отражающими горизонтами - результатом столкновения тектоблоков и надвигания их друг на друга. В осадочных чехлах платформ сохранение остаточных горизонтальных деформаций, накопление новых и современных связано с условиями возникновения той или иной структуры: формирование осадочных бассейнов на платформах (большая часть синеклиз) - с внутриконтинентальными зонами растяжения в фундаменте, формирова-

ние антеклиз - с подъемом тектоблока фундамента или опусканием соседних территорий, но в любом случае присутствуют деформации растяжения в чехле.

Практически все складчатые пояса и системы - Уральский, Альпийско-Гималайский, Монголо-Охотский и др. содержат структуры, свидетельствующие о горизонтальных перемещениях масс горных пород от поверхности до глубин 10-20км: например, серии тектонических покровов, перемещенных и надвинутых один на другой (Восточные Карпаты, Памир), надвинутые (аллохтонные) на платформу осадочные комплексы (Урал, Верхоянская система). Иллюстрации к приведенным примерам, заимствованы из работы Л.П. Зоненшайна и др.(1990) (рис.1.11).

Проблема нижней границы латеральной миграции флюидов также связана с напряженно-деформационным состоянием литосферы. Анализ имеющихся данных о распространении напряжений и деформаций по разрезу позволяет дополнить модель вертикальной гидродинамической зональности верхней части земной коры. За исходное примем когда-то традиционное представление о нижней границе гидрогеосферы в 4.5-5км, ниже которой, как считалось на основе данных о проницаемости нефтяных и газовых коллекторов, высокое геостатическое давление препятствует проявлению емкостных свойств пород, характерных для них выше указанных глубин.

Результаты натурных измерений свидетельствуют о том, что в приповерхностной части массивов избыточные горизонтальные напряжения максимальны по значениям относительно горизонтальных напряжений на глубине.

Не углубляясь в дискуссию об источниках горизонтальных избыточных напряжений в земной коре (глобальное сжатие Земли или силовые воздействия горизонтально перемещающихся тектонических блоков ), отметим, что факты, обобщенные в специальных работах свидетельствуют о гравитационно-тектонической природе этих напряжений. Инструментально зафиксированные избыточные напряжения возможны в массивах, испытывающих (по геологическим данным) деформации растяжения. Избыточные горизонтальные напряжения приурочены к участкам земной коры, испытывавшим или испытывающим вертикальные перемещения. Наибольшие величины горизонтальных напряжений в приповерхностных частях разрезов тяготеют к центрам вертикальных поднятий, уменьшаясь к их периферийным зонам.

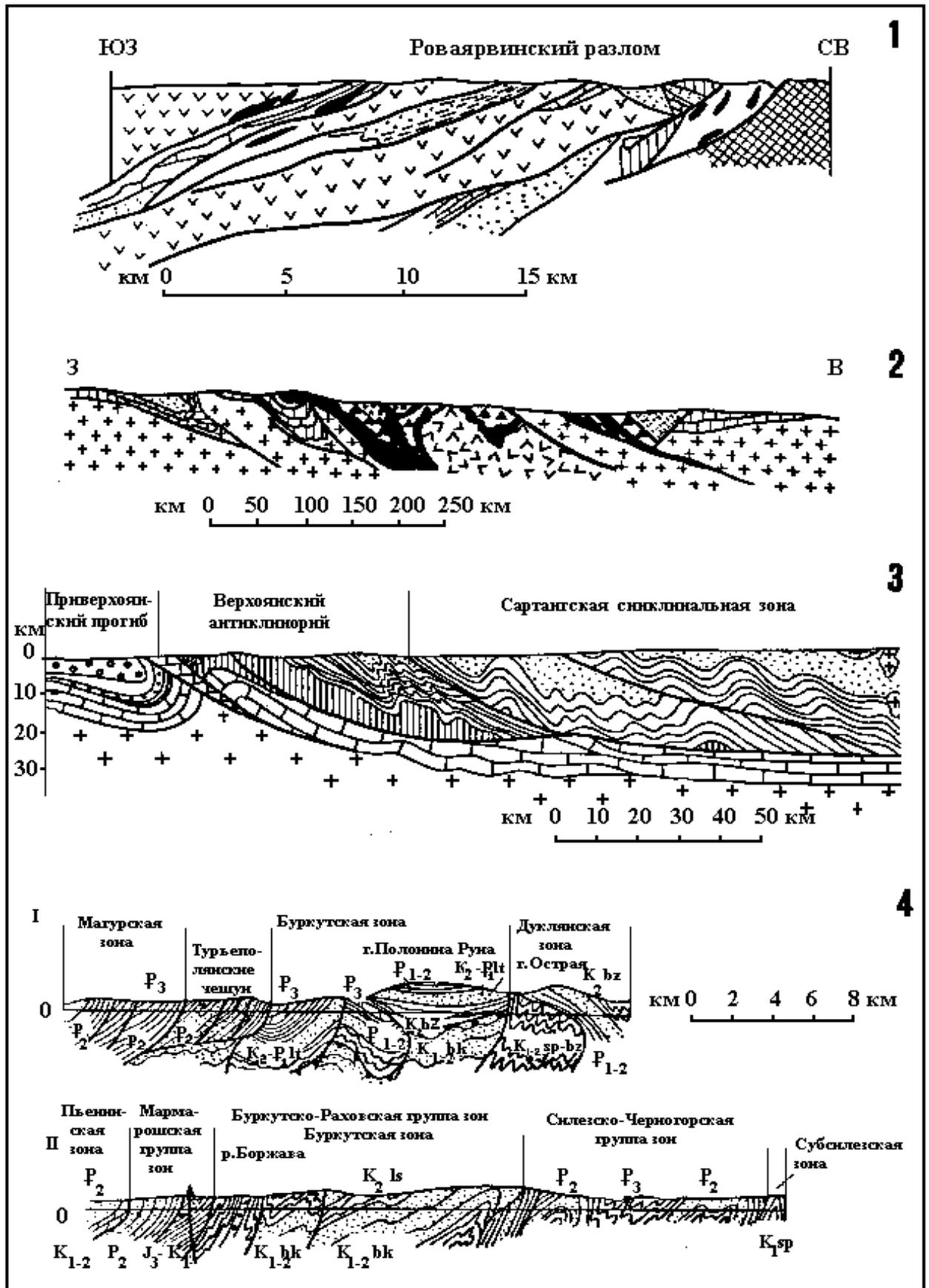


Рис.1.11. Геологические разрезы через 1-Восточно-Карельскую шовную зону, 2-Уральский складчатый пояс, 3-Верхояно-Колымскую складчатую систему, 4-внутренние зоны Восточных Карпат (по Л.П. Зоненшайну и др., 1990)

Например, в районе Хибинского массива (Кольский полуостров), в едином поднимающемся тектоническом блоке, измеренные до глубины 700м горизонтальные напряжения в 20 раз превышают вертикальные от давления вышележащих пород (рис.1.12). Исходя из результатов исследований изменений свойств пород очевидно, что изменения свойств в зонах избыточных напряжений оказывают влияние и на характер проявлений экзогенных процессов [119].

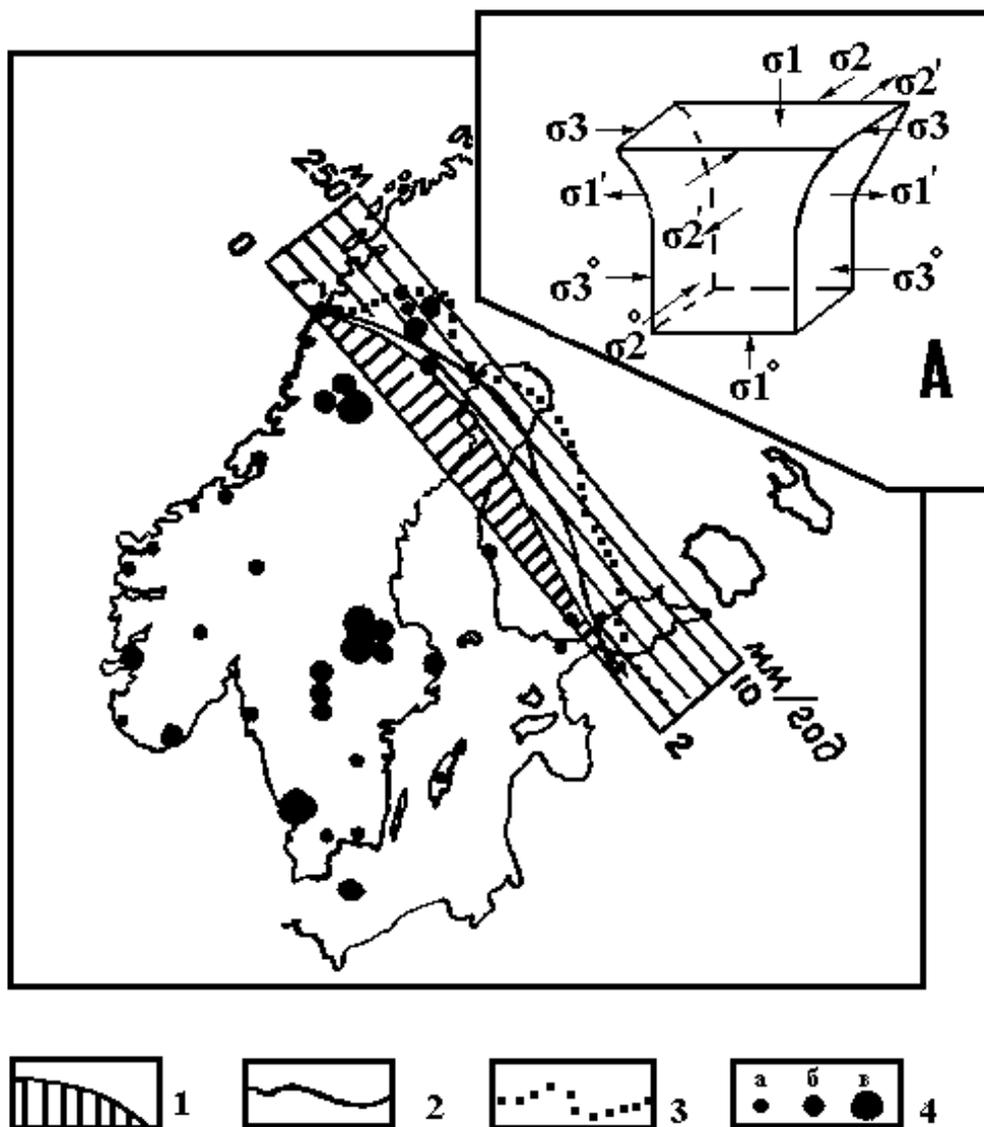


Рис.1.12. Приуроченность проявлений избыточных горизонтальных напряжений к зонам восходящих движений земной коры на территории Фенноскандии. 1- профиль поднятий за 7-7.5 лет, м; 2- профиль современных поднятий, мм/год; 3- профиль поздне- и послеледниковых поднятий, м; 4- значения избыточных напряжений, МПа: а) 5-20, б) 20-40, в) 40-80. А- схема формирования избыточных горизонтальных напряжений под влиянием поднятий земной коры (по Г.А. Маркову, 1980)

Например, в гнейсовом массиве Токсавей (Южная Каролина) значения вертикальных напряжений в три раза меньше максимальных горизонтальных сжимающих. Сжимающие напряжения в массиве совпадают по направлению с региональными разломами, параллельны им и перпендикулярны направлению деформаций растяжения. Результатом действий деформаций растяжения является система относительно молодых трещин, практически зияющих, перпендикулярных зонам региональных разломов. По трещинным зонам данной системы заложены поверхностные водотоки [246].

Естественно предположить, что избыточные горизонтальные напряжения на малых глубинах являются результатом снятия геостатического давления больших глубин при поднятии пород массивов в приповерхностную часть земной коры, в область гидростатических давлений.

Напряженность пород зависит от особенностей их структурно-текстурного сложения. Породы крупнозернистой структуры со слабыми межзерновыми связями «разгружаются» быстрее, нежели породы, характеризующиеся мелкозернистым или микрозернистым строением с прочными межзерновыми связями. Породы со слабыми связями интенсивно разгружаются за счет образования новых трещин и раскрытия старых, уравнивая тем самым избыточные напряжения, превосходящие по величинам прочность пород. В породах со слабыми межзерновыми связями следует ожидать большую разрушенность и большую подверженность экзогенным процессам (например, растворению) относительно прочных пород, в которых разгрузка напряжений проходит в основном за счет раскрытия существовавших трещин. Так слоистые прочные породы чаще всего разгружаются в результате раскрытия межпластовых трещин или возникновения трещин параллельных поверхностям напластования в нижних частях интервалов разгрузки. Кроме раскрытия межпластовых трещин возникают явления стреляния и шелушения пород.

В целом, для приповерхностной части земной коры характерна тенденция уменьшения значений избыточных горизонтальных напряжений и стремление к выравниванию их до значений вертикальных напряжений, близких к давлению вышележащих пород. Так в условиях платформенных поднятий относительное выравнивание напряжений происходит до глубин 400-700м. Выравнивание напряжений с глубиной приводит к уменьшению проницаемости пород за счет уплотнения последних и снижения вероятности возникновения деформаций растяжения при приближении к глу-

бинным горизонтам, находящимся в условиях квазиизотропного напряженного состояния.

Напряженному состоянию приповерхностных частей земной коры соответствует модель, предложенная Г.А. Марковым (1980) (рис.1.12А). Приповерхностная зона «максимальных избыточных горизонтальных напряжений» по гидродинамическим параметрам соответствует в верхней части зоне активного, а в нижней затрудненного водообмена.

Распределение горизонтальных избыточных напряжений более глубоких горизонтов земной коры достаточно сложно, но вполне закономерно. Анализ распределения нормальных напряжений по глубине, измеренных в карьерах, шахтах, скважинах позволил сделать ряд существенных выводов, способствующих глубже понять природу и структуру крупных геологических тел (рис.1.13).

Избыточные горизонтальные напряжения, превышающие вертикальные на величины 50МПа и более, распределены по глубине пульсационно. Пульсационность или зональность распределения горизонтальных напряжений, провоцирующих развитие деформаций растяжения, во многом объясняет наличие зон разуплотнения в глубоких горизонтах, вскрытых при бурении сверхглубоких скважин. Иными словами, сочетание по разрезу зон равностороннего давления и зон ориентированного горизонтального стресса обуславливает смену по вертикали флюидоупоров и трещинных коллекторов.

Очевидной является тенденция пульсационного затухания в распределении отношений значений горизонтальных напряжений до глубины 2500м стремящихся к выравниванию со значениями вертикальных напряжений в интервале 2500-3000м. Приведенные в графическом варианте тенденции распределения напряжений по глубине являются наиболее общими, имеющими общетеоретическое - модельное значение. Конкретные значения напряжений, моделирующих эндоструктуру, будут зависеть от генетического класса отложений, тектонической активности региона (рис.1.13Б).

Состав пород, их принадлежность к определенному генетическому классу, не оказывает влияния на общий характер зональности в распределении напряжений.

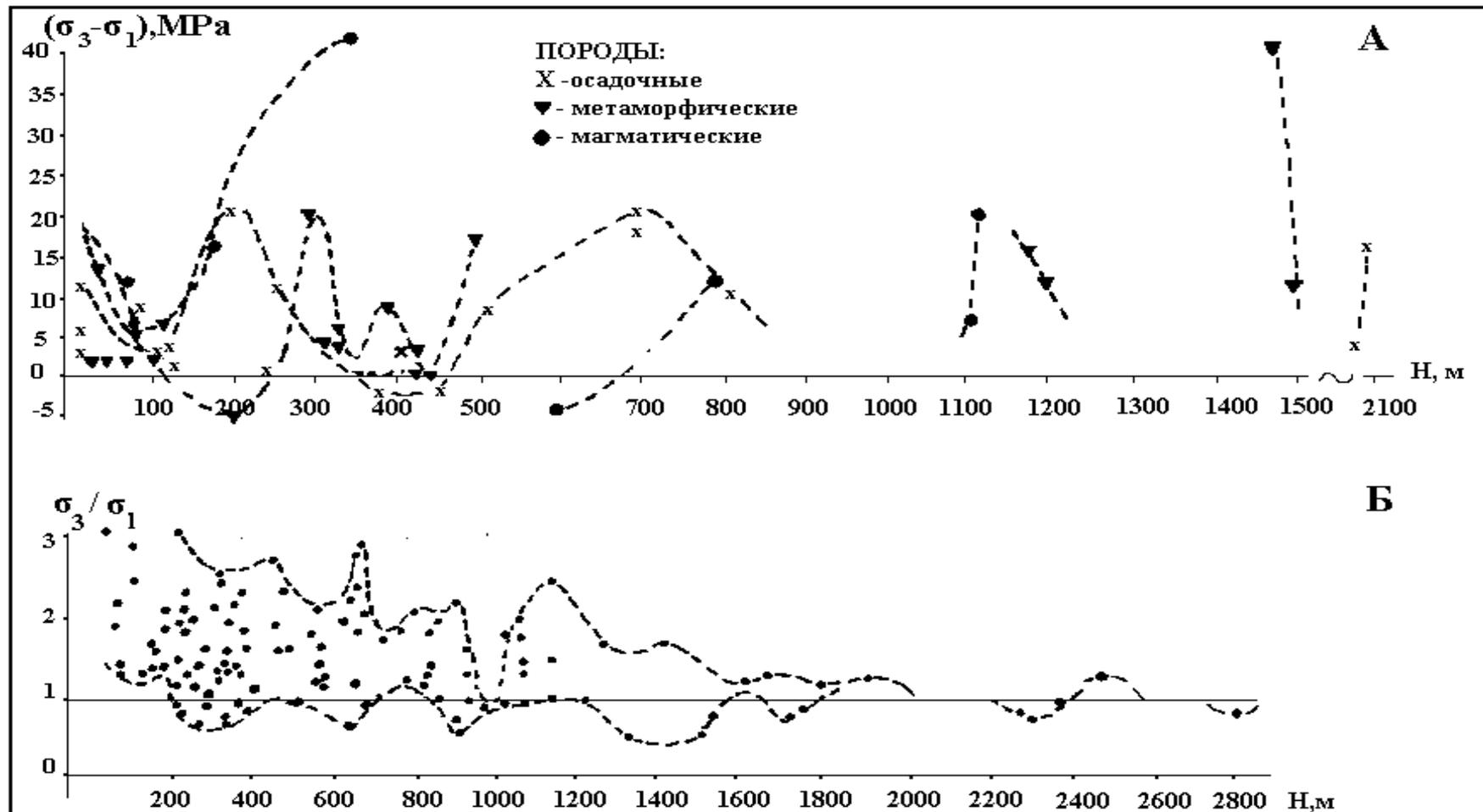


Рис.1.13. Распределение напряжений, измеренных in-situ, по глубине в различных районах литосферы. А- распределение избыточных горизонтальных напряжений ( $\sigma_3 - \sigma_1$ ) на территории Северной Америки (по данным E.N. Lindner, J.A. Halpern, 1978); Б- поле изменений значений отношений горизонтальных напряжений ( $\sigma_3$ ) к вертикальным ( $\sigma_1$ ) в различных районах Австралии, Канады, США, Южной Африки и Скандинавии (по данным E.T. Brown, E. Hoek, 1978)

Вместе с тем среднестатистические значения горизонтальных напряжений в магматических породах выше, чем в осадочных на одних и тех же глубинах. Данная закономерность объясняется различной прочностью структурных связей пород, их структурно-текстурными особенностями. В частных случаях метаморфические сланцы испытывают квазиизотропное напряженное состояние или обладают меньшей напряженностью на одних глубинных интервалах с массивными известняками и доломитами. Такое явление объясняется компенсацией избыточного горизонтального стресса в сланцах за счет микроперемещений по плоскостям сланцевания.

Весьма примечателен тот факт, что в зонах избыточных горизонтальных напряжений одного глубинного интервала могут присутствовать породы разных генетических классов с широким спектром значений модулей упругости, слабо поддающихся взаимному сопоставлению. Однако в пределах одного генетического класса пород существует закономерность, суть которой состоит в том, что зоны избыточных горизонтальных напряжений представлены породами с относительно высокими значениями модулей упругости, а зоны квазиизотропного напряженного состояния (зоны равных напряжений) представлены породами с относительно низкими модулями. В известняках и доломитах Северной Америки до глубины 300м разница модулей зон избыточных и равных напряжений составляет от 3 до  $5 \times 10^6$  МПа (рис.1.13А).

Ориентировки горизонтального стресса изменяются по разрезу (рис.1.14). Практически на всех опробованных глубинах (до 2000м) преобладают «диагональные» северо-восточные и северо-западные направления. Широтные и меридиональные направления стресса имеют подчиненное значение, слабо проявляясь в приповерхностных частях разреза и исчезая на глубинах от 800м. Интенсивность стресса «диагональных» направлений изменчива и с периодичностью глубинных интервалов  $\text{min } 100 - \text{max } 200\text{м}$  стресс северо-восточного направления проявляется интенсивней северо-западного и наоборот. Такое закономерное изменение направлений горизонтального стресса наблюдается по всей исследованной глубине. Не имея измеренных напряжений глубже 2500м можно лишь предполагать сохранение указанной периодичности на больших глубинах. Преобладание «диагональных» направлений горизонтального стресса по разрезу обуславливает преобладание в массивах горных пород диагональных систем трещин и разломов, унаследованность их направлений по глубине от толщи к толще.

Обобщение данных распределения напряжений в породах щитов, осадочного чехла платформ, зон складчатости свидетельствует о том, что нижняя граница глубинного интервала пульсаций напряженно-деформационного состояния прослеживается до глубин 2500-3000м. Данные глубины фигурируют и в современных схемах структуры карстосферы, как ориентировочные нижние границы зоны гидростатических давлений, ниже которых предполагается литостатическое уплотнение пород и снижение их трещинной проницаемости.

Н,м	направления стресса			
	СВ	СЗ	С-Ю	З-В
0	ИН	ИН	СЛ	СЛ
100	ИН	СЛ	-	СЛ
200	ИН	ИН	СЛ	СЛ
300	СЛ	ИН	СЛ	-
400	ИН	СЛ	-	СЛ
500	СР	СР	-	-
600	-	ИН	-	-
700	СР	СЛ	-	СЛ
800	ИН	-	-	-
900	-	ИН	-	-
1000	-	ИН	-	-
1500	СР	СР	-	-
2000				

Рис.1.14. Схема переориентации направлений избыточных горизонтальных напряжений с глубиной (Н) в массивах Северной Америки. Проявления стресса: ИН (интенсивное)-от 51 до 100% измерений, СР (среднее)-от 26 до 50% измерений, СЛ (слабое)-от 1 до 25% измерений

Вместе с тем, явление устойчивого затухания с глубиной избыточных горизонтальных напряжений вступает в противоречие с результатами исследований глубоких и сверхглубоких скважин, вскрывших на глубинах более 3000м зоны разуплотнения - трещинные коллекторы флюидов. Вопрос глубин функционирования флюидопрово-

дящих зон остается спорным. В различных теоретических работах эта глубина варьирует от 9000 до 20000м, а с учетом влияния давления флюида на стенки трещин существование зон разуплотнения возможно на любых глубинах [87].

Данные геологических, геофизических, гидрогеологических исследований сверхглубоких скважин дают основание для относительной детализации состояния массивов на глубинах свыше 3000м. Например, результаты исследования Кольской (СГ-3) и Тюменской (СГ-6) сверхглубоких скважин подтвердили существование на больших глубинах условий для формирования порово-трещинных, каверново-трещинных, трещинных коллекторов.

СГ-6 (7502м) пройдена на севере Западно-Сибирской плиты, в центре Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (северная, наиболее погруженная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна). Результаты исследований показали, что в условиях высоких давлений и температур, в зонах повышенной проницаемости протекают процессы катагенетического выщелачивания (наложенные гидротермальные процессы), связанные не только с относительно легко растворимыми минералами (карбонатными), но и с полевыми шпатами, кварцем, плагиоклазами. Эндокарстовыми процессами охвачены породы широкого генетического спектра - от осадочных до магматических. Для уточнения условий протекания эндогенного карста интересен и факт наличия пресных, гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых вод с минерализацией 0.6-0.99 г/дм<sup>3</sup> на глубинах свыше 6000м [161].

Результаты гидрогеологических и гидрохимических обобщений, основанных на материалах бурения Кольской сверхглубокой скважины, позволили заключить, что метаморфогенные воды больших глубин (воды, выделяющиеся из минеральных гидратов - хлорита, эпидота) в процессе прогрессивного метаморфизма - перехода пород фации зеленых сланцев в породы амфиболовой фации, обладают высокой выщелачивающей способностью [87].

Исследования в сверхглубоких скважинах изменили представление о глубинной структуре гидрогеосферы. Наличие обводненности глубоких этажей литосферы (5000-10000м и более) - факт, установленный прямыми наблюдениями.

Так в толщах пород, пройденных СГ-3 и СГ-6, несмотря на огромные различия в их геолого-структурном положении, обнаруживается общий характер вертикальной напряженно-деформационной зональности. В разрезе скважин выделяются два глу-

бинных интервала, характеризующихся различными фильтрационно-емкостными свойствами (рис.1.15). От 0 до 3500-3800м коллекторские свойства определены постседиментационными и метаморфогенными преобразованиями - гравитационным уплотнением и вторичным минералообразованием в трещинно-поровом пространстве. В порах и трещинах содержится физически связанная вода. Коллекторские свойства ухудшаются с глубиной. В данном интервале максимальные горизонтальные напряжения фиксируются в приповерхностной части разреза. Характерным является уменьшение значений избыточных горизонтальных напряжений с глубиной и наличие устойчивой тенденции к выравниванию значений вертикальных и горизонтальных напряжений по мере приближения к подошве интервала. Максимальная проницаемость пород в данном интервале определяется трещинами: преимущественно экзогенными в верхней части и преимущественно тектоническими (эндогенными) в нижней. Интервал назван нами «зоной экзо-тектогенного разуплотнения», в структурном отношении состоящей из двух подзон - «экзогенного» и «тектогенного разуплотнения».

В соответствии с современными представлениями о гидродинамической зональности карстосферы зона экзо-тектогенного разуплотнения согласуется с экзокарстовым этажем - зоной гидростатических давлений. Мощность выделяемых подзон варьирует в зависимости от структурно-тектонической обстановки, тектонического режима, определяющих параметры избыточных горизонтальных напряжений и литологического состава толщи пород. Так для разреза СГ-3 средняя мощность подзоны экзогенного разуплотнения, сложенной метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями, равна 800м, в Прибалтийском сланцевом бассейне затухание фоновой трещиноватости наблюдается на глубинах 240-250м, а в Кизеловском угленосном районе, сложенном карбонатными породами с терригенными прослоями, затухание фоновой трещиноватости, фиксируемое по уменьшению водопритоков в горные выработки, устанавливается на глубинах 500-600м.

Поинтервальное (через 100-200м) изменение направления преобладающего горизонтального стресса с северо-восточного на северо-западный и наоборот повышает анизотропию поля напряжений как по горизонтали, так и по вертикали, а в конечном итоге способствует сохранению и гидрогеологическому функционированию трещинной структуры верхней части земной коры.

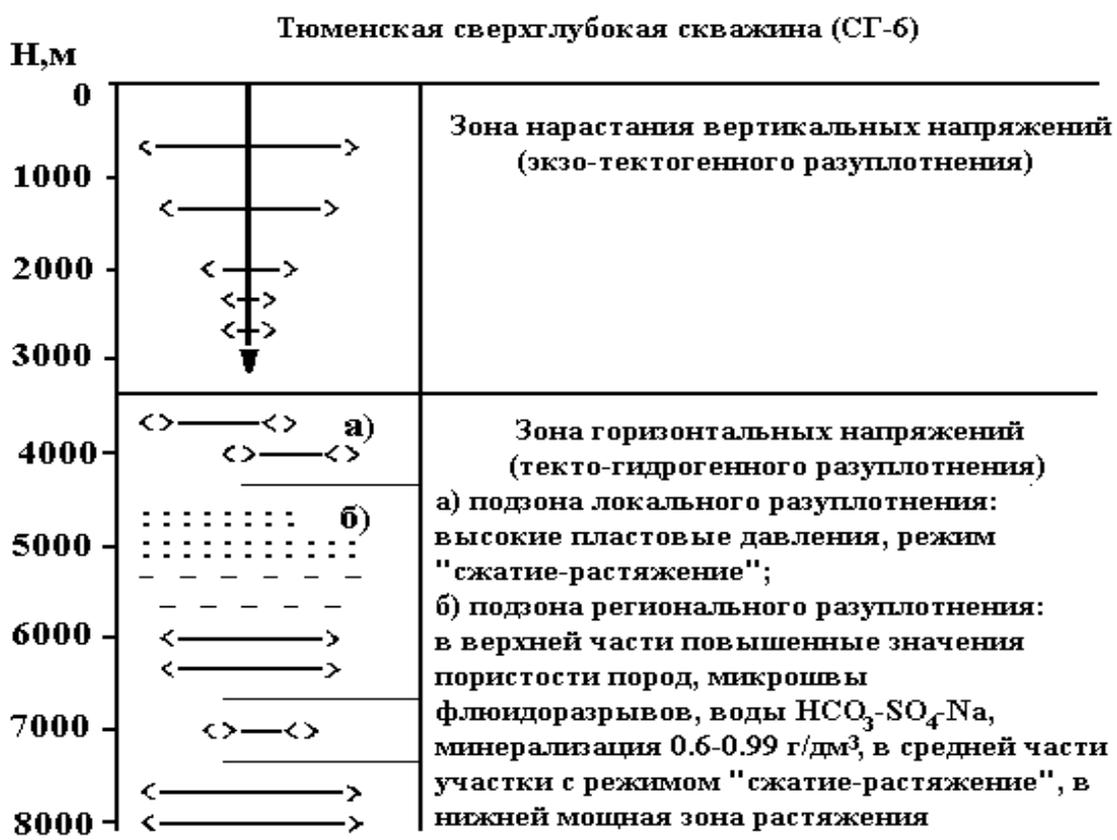


Рис.1.15. Схемы зональности деформационных режимов в разрезах сверхглубоких скважин

Согласно характеру распределения избыточных напряжений, измеренных *in-situ*, распространение нижней границы подзоны экзогенного разуплотнения глубже 2000м проблематично. Вертикальные и горизонтальные напряжения по мере приближения к этой глубине уравниваются, отношения их значений стремятся к 1. На глубинах от 2000 до 3000м вертикальные и горизонтальные напряжения часто равны между собой или наблюдается увеличение значений вертикальных напряжений.

Подзона тектогенного разуплотнения имеет условные границы от 2000 до 4500м. Условность границ определяется тем, что они могут быть расширены за счет гидрогеодинамического влияния тектонических дизъюнктивов различного ранга и типа (глубинные разломы с амплитудами в осадочном чехле до 3000м, региональные разломы с амплитудами до 2000м, шарьяжи или надвиги). В рассматриваемых примерах на разрезах СГ-3 и СГ-6 подзона тектогенного разуплотнения прослеживается до глубин 3300-3600м. Мощность подзоны также может быть увеличена за счет вовлечения в нее интервала развития верхней «подзоны локального разуплотнения зоны текто-гидрогенного разуплотнения». Данная подзона играет роль переходного интервала в вертикальной зональности гидгогеосферы и характеризуется чертами как экзо-тектогенного, так и текто-гидрогенного разуплотнения. Напряженно-деформационное состояние подзоны характеризуется очаговым режимом «сжатия-растяжения», обуславливающего существование участков максимального уплотнения пород и участков преимущественно приразломного разуплотнения или разуплотнения за счет локальных флюидоразрывов. В подзоне высокие гидростатические давления испытывают процесс релаксации.

Нижний интервал от 3600м до забоя сверхглубоких скважин назван «зоной текто-гидрогенного разуплотнения». Зона характеризуется мощными интервалами растяжения в виде серии горизонтов рассланцованных пород. Зона ассоциируется с эндокарстовым этажом карстосферы и подразделяется на подзоны «локального» и «регионального» разуплотнения.

Подзоны локального гидрогенного разуплотнения выделены над и ниже подзоны регионального разуплотнения. Они играют роль гидродинамических буферных интервалов. Переменный напряженно-деформационный режим «сжатие-растяжение», характерный для данных подзон, способствует релаксации сверхгидростатических

давлений и обуславливает локальную проницаемость пород. Подзоны фактически являются водоупорами с локальной проницаемостью.

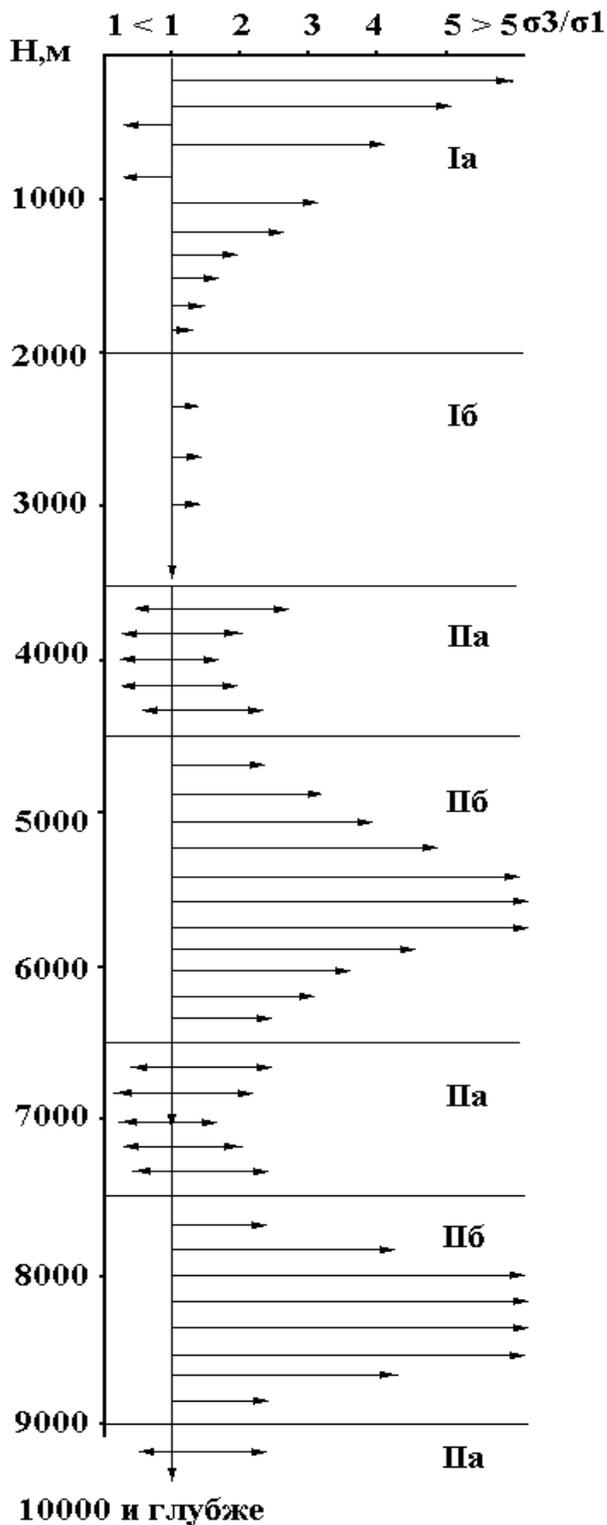
Мощность подзон не превышает 1000м, а мощность участков локального разуплотнения (рассланцованные породы) в пределах этих подзон не превышает 20м.

Подзона регионального разуплотнения расположена под первой переходной подзоной локального разуплотнения и характеризуется деформациями растяжения, обуславливающих гидрофункционирование горизонтов рассланцованных пород, трещиноватость которых сравнима по интенсивности с трещиноватостью подзоны экзогенного разуплотнения. Общая мощность подзоны изменяется от 1000 до 4500м. Мощность обводненных интервалов изменяется от 30 до 200м. Относительно минимальные по мощности интервалы обводненных пород характерны для приграничных частей подзоны. Проницаемость горных пород обратно пропорциональна внешнему сжимающему усилию и прямо пропорциональна растягивающему усилию или возрастанию давлению флюида в коллекторе, опережающего по росту значений внешнее сжимающее. Эффект проницаемости во многом зависит от механических условий, в которых находится порода, от ее структурно-текстурных особенностей. Проницаемость анизотропна - по напластованию или сланцеватости она выше, чем в поперечном направлении.

Среди гидродинамических, теплофизических и гидрохимических факторов, определяющих наличие зон разуплотнения, тектонические играют фундаментальную роль, обуславливая поинтервальную смену напряжений сжатия и растяжения.

Деформационно-напряженное состояние пород по вертикальному разрезу сверхглубоких скважин ниже глубин 4000м свидетельствует о возобновлении действий избыточных горизонтальных напряжений, провоцирующих деформации «растяжения-сжатия» и имеющих пульсационный характер распределения до глубин 10000м. Не исключена вероятность того, что подзональное строение зоны гидрогенного разуплотнения - чередование интервалов локального и регионального разуплотнения (буферных и высокопроницаемых) характерно и для более глубоких частей литосферы. Данное предположение основано на глубинности заложения тектогенных структур тангенциального сжатия - 20-30км.

Схематичное изображение зональности напряженно-деформационного состояния гидрогеосферы представлено на рис.1.16.



**I. Зона экзо-тектогенного разуплотнения:** последовательно-пульсационное нарастание значений вертикальных напряжений и деформаций сжатия, поинтервальное изменение направлений горизонтального стресса.

Подзоны Ia, Ib:

Ia экзогенного разуплотнения - преобладание горизонтальных избыточных напряжений. Высокая проницаемость по трещинам всех генетических типов, модифицированных экзогенными процессами. Повышенная, относительно фона, проницаемость пород в зонах тектонических нарушений.

Ib тектогенного разуплотнения - преобладание вертикальных напряжений и деформаций сжатия. Относительно высокая (в 10 раз выше фоновой) локальная проницаемость пород определена гидродинамическим влиянием зон тектонических дизъюнктивов глубокого заложения

**II. Зона текто-гидрогенного разуплотнения:** сменяющиеся по вертикали глубинные интервалы деформационных режимов «сжатия-растяжения» и «растяжения», преобладание горизонтально ориентированного стресса.

Подзоны Pa и Pb:

Pa локального разуплотнения - деформации «сжатия-растяжения», обуславливающие максимальное уплотнение пород и участки локального разуплотнения за счет релаксаций СГСД - маломощные (до 20м) водообильные интервалы рассланцованных пород. Породы подзоны выполняют роль гидродинамических буферов. Высокие неравномерные и скачкообразные пластовые давления. Мощность подзон данного типа до 1000м.

Pb регионального разуплотнения - мощные зоны растяжения формируют комплексы обводненных горизонтов рассланцованных пород - погоризонтные концентрации флюидоразрывов, мощностью от 30 до 200м. Проницаемость пород по интенсивности сравнима с проницаемостью подзоны Ia. К верхней и нижней частям подзоны мощности обводненных горизонтов рассланцованных пород уменьшаются. Мощность подзон данного типа выше 1000м.

Рис.1.16 .Модель напряженно-деформационного состояния гидрогеосферы

## 1.4. Типы карстогенетических обстановок

### 1.4.1. Структурно-тектонические и литологические характеристики обстановок интенсивного и глубинного карстообразования

Деформации растяжения, возникающие при разгрузке напряжений приповерхностных толщ, способствуют образованию и раскрытию разномасштабных трещин, увеличению проницаемости массивов и, как следствие, активизации экзогенных процессов, стремящихся к нивелировке поднятий. Карст в районах распространения растворимых пород, среди этих процессов, занимает ведущую позицию.

Деформации растяжения в комплексе с эрозионными проявлениями обуславливают формирование (раскрытие) субгоризонтальных и субвертикальных трещин, имеющих большую интенсивность на участках с большей амплитудой подъема.

Карстопроявления территориально совпадают со сводами или апикальными зонами древних структур, зонами и участками повышенной, локализованной трещиноватости и водообильности пород неотектонических поднятий. Исключительна роль эрозионных врезов в процессе снятия избыточного напряжения. Локализованная разгрузка вертикальных напряжений обуславливает раскрытие горизонтальных трещин в пределах долин рек, а разгрузка горизонтальных напряжений приводит к формированию систематизированных параболических трещин бортового отпора. В условиях речных долин оба вида трещин обуславливают гидродинамическое своеобразие массивов.

Элементы ослабления массивов горных пород (зоны с высокой плотностью системных трещин, зоны дробления, разломы и др.) более динамичны в тектоническом и, как следствие, в гидрогеологическом и гидрохимическом отношении о чем свидетельствуют результаты исследований Н.Д. Буданова (1964, 1970) на Урале, Г.К. Михайлова и др. (1968) на Уфимском плато, Б.Р. Токмачева и др. (1965) в пределах локальных структур вала Карпинского, В.Д. Скарятин (1987) в Терско-Сунженской зоне Северного Кавказа и многих других специалистов в области гидрогеологии.

Наиболее представительны в гидрогеологическом отношении трещинные зоны локальных тектонических структур. Так на Уфимском плато для глубоких речных долин участков тектонических поднятий, характерны наибольшие удельные водоприто-

ки (Дороховское поднятие - 16-133  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ , Биявашское и Петропавловское поднятия - 34-120  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ , Каменское поднятие - 17-55  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ ). За пределами водообильных участков поднятий удельный приток подземных вод изменялся от 1 до 10  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$  [127]. В пределах Волго-Донской нефтегазоносной территории повышенные значения общей минерализации отмечены для верхнемелового карбонатного комплекса локальных структур вала Карпинского. Общая минерализация вод комплекса на Бузгинском поднятии достигает 987-1829 мг-экв/ $\text{дм}^3$ , на Олейниковской площади воды, циркулирующие под давлением в 68 атмосфер, имеют минерализацию 1520 мг-экв/ $\text{дм}^3$ , а южнее, в пределах поднятия Ики-Бурул - 2413 мг-экв/ $\text{дм}^3$  [168].

Локальная или зонально-локальная трещинная проницаемость характерна не только для зоны активного водообмена, но и для более глубоких горизонтов. Имеющееся в нефтяной геологии деление углеводородных залежей в трещинных коллекторах на пассивные (бедные) и активные (богатые) или соответственно на внутриблоковые и межблоковые фактически отражает неоднородность структурных элементов массива по их трещинной проницаемости. В Терско-Сунженской зоне Северного Кавказа трещинные коллекторы пассивных залежей верхнего мела содержат пластовые воды с минерализацией 1100 мг-экв/ $\text{дм}^3$ , в то время как среднее значение минерализации для активных зон составляет 1250 мг-экв/ $\text{дм}^3$  [168].

Величина трещинной проницаемости пласта будет зависеть от раскрытости трещин, а раскрытость от соотношения величин бокового горного давления в массиве и пластового давления. Так, для карбонатных коллекторов башкирского яруса Урало-Поволжья, как указывает В.Д. Викторин (1988), величина пластового давления в интервале глубин 500-3000м приблизительно равна или (в зависимости от пористости) превышает величину бокового горного давления. При этом, чем выше пористость пласта, тем ниже воздействие бокового горного давления. Следовательно, существование активной флюидопроницаемой трещинной среды на сравнительно больших глубинах зависит от структурно текстурных особенностей пород (в частности пористости), их механических характеристик (жесткости) и внешних геодинамических параметров - вертикального и горизонтального тектонического стресса. В.Д. Викторин на примере ряда месторождений Урало-Поволжья делает вывод, что высокопористые

породы должны быть более трещиноваты, чем низкопористые, но в низкопористых эффект трещинной проницаемости проявляется более четко.

Анализируя типы и свойства коллекторов подсолевой толщи Прикаспийской синеклизы, К.И. Багринцева и Г.Е. Белозерова (1987) отмечают, что в пределах пограничной зоны между региональными тектоническими структурами или в породах локальных структур (например, Карачаганакское месторождение) вертикальная трещиноватость встречается повсеместно, как в плотных, так и пористых слоях. Здесь наблюдается максимальная раскрытость вертикальной трещиноватости (от 5 до 300мкм), ее интенсивность с глубиной не уменьшается, а высокая плотность (0.6-1.85см/см<sup>2</sup>) и ориентировка трещин сохраняются.

Вместе с тем глубинные трещинные коллекторы представлены не только вертикальными, но и горизонтальными трещинами (рифовые массивы Карачаганакского месторождения и месторождения Тенгиз, верхняя продуктивная толща месторождения Жанажол).

Анализ результатов исследований трещинных коллекторов приводит к следующим выводам:

- глубинные (глубина свыше 4000м) трещинные коллекторы представлены вертикальными и горизонтальными трещинами;
- вертикальные трещины в пределах тектонических дислокаций (складчатых или разрывных) имеют максимальное раскрытие и проницаемость;
- вертикальные трещины вне локальных структур или пограничных структурных зон имеют максимальное развитие в «жестких», низкопористых породах (пористость от 0 до 3%);
- горизонтальные трещины характерны для массивов с пластовым строением, сложенных «мягкими» высокопористыми породами (пористость от 6%);
- на степень раскрытости и проницаемости трещин оказывают влияние «внутренние» факторы - структурно-текстурные особенности пород, иными словами их литофациальная принадлежность и «внешние» факторы - соотношение вертикального и горизонтального горного давления, определяемые структурно-тектонической принадлежностью массива, его геологическим строением и эволюцией тектонического ре-

жима региона, направляющих постседиментационные преобразования (перекристаллизацию, кальцитизацию и др.);

- в силу зональности постседиментационных преобразований, связанных с инфильтрацией (в верхней зоне - растворение, в нижней осаждение) происходит разделение пласта по проницаемости в процессе его погружения в зону высоких значений бокового горного давления: вертикальные трещины кольматируются, горизонтальные могут получить дополнительное раскрытие. Толща с глубиной становится более проницаема по латерали;

- с трещиноватостью тесно связана поровая и каверновая проницаемость. Первичная пористость, зависящая от условий накопления и ранних диагенетических преобразований осадков, как правило, малопродуктивна и заполнена минералами вторичных генераций. Относительно высокие коллекторские свойства пород связаны с «гнездами» и зонами вторичной пористости и кавернозности, образованными унаследованно по первичным порам и вновь образованным водопроводящим трещинам.

Обычно в карбонатных толщах выделяют следующие основные типы коллекторов: поровый, трещинный, каверновый и их комбинации: трещинно-поровый, каверново-поровый, каверново-трещинный. Вместе с тем в ряде работ, посвященных результатам изучения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, а также на примере зарубежных публикаций убедительно показана роль карстового процесса в формировании нефтегазовых коллекторов и предложена подробная классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах [91, 113-117].

В процессе геологической эволюции земной коры растворимые горные породы тектоническими движениями могут быть неоднократно выведены на поверхность, где они подвергаются интенсивному воздействию экзогенных, в том числе карстовых процессов. Вертикальные поступательные движения способствуют прохождению горных пород через различные гидрогеохимические зоны. Согласно схеме предложенной Г.А. Максимовичем (1964), в гидрогеохимическом и гидродинамическом разрезах платформ выделяются три зоны (снизу вверх): гидрогалогенеза (засоления), гидрогенеза (выщелачивания), эпигидрогенеза (подземного интенсивного выветривания). Каждая из выделенных зон характеризуется не только специфическими гидрогеохимическими процессами, но и определенными гидродинамическими параметра-

ми, являющимися отражением структуры породной толщи. Позднее взаимозависимость гидрогеохимических процессов, гидродинамических параметров и структурно-тектонических особенностей была детализирована для нефтегазоносных областей Волго-Уральского региона [58, 91, 113, 117].

В карбонатных породах карстовые полости присутствуют практически во всех выделенных гидрогеохимических зонах. В зонах эпигидрогенеза и гидрогенеза интенсивное выщелачивание происходит на путях проникновения в массив инфильтрационных и инфилюационных вод по субвертикальным трещинам и каналам, а также субгоризонтальным каналам перетока к локальным очагам разгрузки. В пограничных условиях между зонами гидрогенеза и гидрогалогенеза выщелачивание происходит на путях регионального, субгоризонтального стока в поровокаверновом или трещинном пространстве. В зоне гидрогалогенеза преобладают обстановки засоления и метаморфизма вод. Здесь при условии стабильного погружения формирование полостей выщелачивания исключается, поскольку в результате относительного гидрохимического равновесия реализуется стадийный процесс гидрохимического кольматажа. Кальцит выпадает из хлоридно-натриево-кальциевых рассолов в виде микрокристаллической оторочки, а затем полностью заполняет каверны крупными кристаллами. Трещины заполняются только микрокристаллическим кальцитом. Известны случаи, когда кальцитизация частично или полностью изолировала нефтяные залежи в карбонатном коллекторе от нижележащего водоносного горизонта [108, 112, 113]. Но и в условиях гидрогалогенеза присутствуют карстовые полости, фиксируемые при бурении [111, 192-194]. Периоды зарождения карстовых полостей, вскрываемых горными выработками и скважинами, традиционно связывались с периодами вывода карстующихся отложений на поверхность, т.е. с инфильтрационными циклами осадконакопления. Полости генетически относились к палеоформам завершеного развития.

Вместе с тем, гидрохимические обстановки в интервалах вскрытия карбонатных трещинно-карстовых коллекторов, например в условиях закрытых артезианских бассейнов, на глубинах до 2000м, свидетельствуют о том, что воды сохраняют агрессивность к отдельным карстующимся породам. Подземные воды на указанных глубинах, как правило, кислые ( $pH < 7$ ) [195].

Рассматривая гидротермодинамические и гидрогеохимические условия глубоких горизонтов А.В. Шурубор и И.Н. Шестов (1993) предполагают, что соляной и сульфатный типы карста ограничены глубинами до 2000м, а карбонатный до 4000-5000м. Относительная активность карбонатного карста на этих глубинах определена фактором выделения из глинисто-карбонатных пород свободной углекислоты. Здесь обстановки развития карста могут быть тесно связаны с преобразованием нефтяных и газовых залежей. Например, на Краснокамском месторождении нефти (Урало-Поволжье) концентрация углекислоты в подземных водах достигает 1000мг/дм<sup>3</sup>. Вообще же для Урало-Поволжья на глубинах 500-1200м выделяется зона с повышенным содержанием СО<sub>2</sub> (до 2-8%) в воде и в водо-нефтерастворенном газе. Наиболее высокие концентрации углекислоты отмечаются в скважинах, расположенных в непосредственной близости от тектонических разломов.

На глубинах свыше 4000-5000м карст в виде узких каналов, развитых по трещинам, возможен под влиянием перегретых вод, обогащенных углекислотой в зонах разуплотнения пород («инжекционные формы карста» по И.Н. Шестову). Такие формы встречены например, в районах Прикаспийской, Черноморской, Средиземноморской впадин.

Резюмируя отметим, что развитие карстовых форм на относительно больших глубинах возможно при реализации определенных условий, создаваемых тектоническим режимом:

- во время стадии стабильного погружения территории карстовые полости, сформированные ранее в зоне активного водообмена, выводятся в зону затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Проницаемость полостей выщелачивания зависит от их объема, степени заполнения рыхлыми отложениями и кальцитизации;
- на стадии инверсии направленности тектонических движений от погружения к воздыманию происходит нарушение гидрохимического режима глубинных зон, способствующее активизации растворения карбонатов за счет увеличения скоростей региональной фильтрации, возникновения или оживления субвертикальных разломов и сопутствующих им трещин, по которым происходит разгрузка флюидов, богатых углекислотой, соединениями фосфора, хлора. Одновременно происходит нарушение термодинамического режима. В краевых частях древних плат-

форм подобные процессы имеют пространственно-временную взаимосвязь с периодами активизации тектонических подвижек в регионах примыкания к геосинклиналям, подвижным поясам, молодым платформам. Процесс растворения на больших глубинах в максимальной степени проявляется в гидрогеологически активных зонах: субвертикальных - зонах региональных разломов; субгоризонтальных - зонах горизонтальных трещин, фрагментах древних карстовых дренажных систем, вдоль поверхностей напластования и размыва. Все перечисленные элементы массивов, определяющие их гидродинамические особенности, получают дополнительное раскрытие на больших глубинах за счет тангенциальных подвижек.

Моделирование - создание мысленного или материального аналога геологического тела, каким является карстовый массив - сложная процедура. Критериями или отличительными признаками подобных моделей являются пространственное соотношение элементов массива (структура массива), их вещественный состав и характер физико-механических взаимодействий. Практика регионального карстоведения показывает, что структуры, литолого-минералогические особенности карстовых массивов и характер физико-химических взаимодействий их элементов зависят: а) в региональном аспекте - от принадлежности массива к определенной геотектонической обстановке (платформа, переходная краевых прогибов, геосинклинальная), б) в локальном аспекте - от сочетания геоструктурных, литолого-фациальных, гидрогеологических условий.

Типы сочетания карстогенетических обстановок локального уровня на фоне региональной геотектонической обстановки являются основой, фундаментом для модельных построений. Типизация карстогенетических обстановок развития карстовых массивов, имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку позволяет прогнозировать репрезентативные методические комплексы карстологических исследований. Наиболее актуален подобный прогноз для зоны активного водообмена - зоны концентрации антропогенной деятельности. Разнообразие типов строения карстовых массивов является отражением многовариантности геологических и физико-географических условий развития карста, их многофакторности [71].

Геологические условия, как результат длительной истории развития конкретного региона, определяют строение и направление эволюции карстовых образований.

Данная группа условий подразумевает геотектонические (включая неотектонические движения), литолого-фациальные (включающие состав карстующихся пород и их взаимоотношение с некарстующимися породами), структурные (включающие залегание пород и степень их трещиноватости) и гидрогеологические обстановки.

Физико-географические условия определяют влагообеспеченность карстующегося массива, влияние на карст экзогенных процессов, типичных для данной геологической обстановки.

Взаимодействия геологических и физико-географических условий (движений земной коры и процессов денудации) обуславливают мощность зоны активного водообмена и карстообразования, условия формирования карстовых вод и интенсивность карстового процесса.

Условия геологической группы являются определяющими при построении модели массива.

Принципиальные обстановки развития карста - одна из граней теоретической модели, важная составляющая понятия «картосфера». Оставляя за рамками настоящего раздела рассмотрение нетрадиционных литологических типов карста, приведем краткий обзор обстановок образования и развития карста в карбонатных, сульфатных и соляных породах с акцентом на их геологические (литолого-структурно-тектонические характеристики).

Г.А. Максимович (1961) в качестве основных выделил пять типов обстановок образования, распространения и условий залегания карстующихся горных пород, а следовательно и обстановок развития карста: I-геосинклинальную, II-переходную краевых прогибов, III-платформенную, IV-современную континентальную и V-современную морскую. Рассмотрим первые три типа обстановок, поскольку они включают в себя более чем 90% древних, новейших, регенерированных и современных карстопроявлений, наиболее представительных по морфолого-морфометрическому разнообразию. Естественно, что рассматриваемые геоструктурные обстановки в первую очередь различаются типом тектонических режимов, определяющих в конечном итоге не только геолого-гидрогеологические, но и физико-географические характеристики данных регионов (табл.1.9).

Таблица 1.9

**Сопоставление особенностей тектонических режимов и образующихся при них осадочных формаций (по Л.Б.Рухину(1969) с сокращениями)**

Сравниваемые особенности	Типы тектонических режимов		
	платформенный	переходный	геосинклинальный
Дифференцированность колебательных движений	Неотчетливая	Редко отчетливая	Очень резкая
Амплитуда колебательных движений	Незначительная	Значительная погружения	Значительные поднятия и опускания
Очертания областей с данным типом тектонического режима	Округлые области	Широкие полосы	Широкие полосы
Характер рельефа	Весьма пологий	Пологий	Часто пересеченный, характерны сильно вытянутые формы
Влияние климата на осадкообразование	Отчетливое	Отчетливое	Менее отчетливое
Мощность формации	Незначительная (обычно десятки метров)	Значительная (сотни и тысячи метров)	Большая (тысячи метров)
Постоянство мощности	Значительное	Иногда изменчивое (в краевых прогибах)	Весьма изменчивое вкост простирания
Скорость отложения	Малая	Иногда очень большая	Большая
Характерные формации	Песчанистые, глинистые, карбонатные	Песчанистые, глинистые, карбонатные, угленосные, соленосные, нефтематеринские	Глинистые, карбонатные, кремнистые, флишевые, молассовые
Характер карбонатных отложений	Светлоокрашенные известняки с многочисленными остатками донной фауны. В ряде случаев доломиты	Разнообразные известняки. Обычно доломиты	Разнообразные известняки, часто рифовые. Иногда темные, кремнистые глубоководные с редкими остатками донных организмов

Геосинклинальные и складчатые области, по сравнению с областями краевых прогибов и платформ, отличаются большей мощностью активно карстующихся толщ, их большим литолого-химическим разнообразием, дизъюнктивной неоднородностью.

Карстующиеся отложения геосинклинальных складчатых зон характеризуются мощным карбонатным комплексом (суммарная мощность по типам свыше 7000м) с большой долей доломитов, наличием окварцеванных и кремненных известняков и мраморов - результат контактового и регионального метаморфизма.

Осадочный чехол краевых прогибов и платформ характеризуется карбонатным и карбонатно-терригенным комплексами карстующихся отложений меньшей мощности нежели в геосинклинальных областях (суммарная мощность по типам: краевых прогибов - свыше 3500м, платформ - свыше 3000м). В разрезах уменьшается роль доломитов, отсутствуют силикатная составляющая пород, мраморизованные известняки и мраморы. Основу разреза составляют слоистые известняки и доломиты.

Сульфатные и соляные комплексы отложений присутствуют во всех трех геоструктурных обстановках с преобладанием пластов и пластообразных залежей гипс-ангидритов, а также наличием соляных куполов в краевых прогибах и в осадочном чехле платформ (табл. 1.10).

Среди структурно-тектонических особенностей геоструктурных зон выделим восемь наиболее общих характеристик, позволяющих конкретизировать неоднородность карстовых массивов: I-особенности структуры; наличие: II-глубинных разломов, III-региональных разломов, IV-региональных дизъюнктивов горизонтального перемещения, V-локальных малоамплитудных разломов, VI-зон дробления и трещиноватости; VII-особенности складчатости и VIII-залегание пород (табл.1.11).

Основное различие массивов геосинклинальных и платформенных областей в их структурах. В геосинклиналях - это сочетание тектоблоков, сложенных дислоцированными породами, перемещенными относительно друг друга вертикально и горизонтально по разнопорядковым разломам взбросо-сбросового и надвиго-сдвигового типов. На платформах породы тектоблоков имеют субгоризонтальное залегание, а сами тектоблоки испытали, как правило, относительное вертикальное перемещение по разломам взбросо-сбросового характера.

Интенсивность дизъюнктивных дислокаций возрастает от платформ к геосинклиналям, что связано в первую очередь с характером и амплитудами пликативной деформированности пород. Глубинные разломы, являющиеся структурно-фациальными границами геоструктурных областей, являются основой дислокационного каркаса. Во

**Литологические характеристики обстановок развития карста  
(по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой, 1997)**

<b>Геоструктурные обстановки</b>		
<b>геосинклиналей</b>	<b>краевых прогибов</b>	<b>платформ</b>
<b>КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ</b>		
Известняки, доломитизированные известняки, массивные (до 2000-4000*).		Известняки и доломиты массивные (100-1000).
Известняки органогенные и доломитизированные, толсто-, средне-, тонкослоистые (от 10 до 100-1500).		Известняки органогенные, переслаивающиеся с доломитом и глиной (150-800).
Известняки и доломиты окремненные (50-800).		
Известняки кварцевые и кварцитовые с конгломератами (до 400).		
Известняки мраморизованные и доломиты, переслаивающиеся с некарстующимися породами, часто сланцами (200-300).	Известняки и доломиты, переслаивающиеся с мощными слоистыми некарбонатными толщами (100-700)	Известняки и доломиты, чередующиеся с обломочными отложениями (50-500)
Доломиты массивные (до 100).	Доломиты с прослоями аргиллитов (до 1500).	Доломиты пластовые (от 30 до 120).
Прослой мраморов слоистых и однородных (первые метры) среди вулканогенных, терригенных и карбонатных образований.		
Известняки рифогенные с биоморфной структурой, массивные и плотные, иногда обломочно-глыбовые, окремненные, слабодоломитизированные, битуминозные (от 50 до 200).	Известняки и доломиты рифовых массивов (до 1000).	Известняки и доломиты рифовых массивов (до 250).
		Пласты писчего мела (до 100). Меломергельные пласты (до 200).
	Переслаивающиеся известняки, доломиты и мергели (от 10 до 500).	Переслаивающиеся известняки, доломиты и мергели (от 10 до 500).
<b>СУЛЬФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ</b>		
Пласты и пластообразные залежи гипс-ангидритов, переслаивающихся с некарстующимися породами (аргиллитами, загипсованными глинами) и карстующимися (известняками, доломитами, мергелями).		
(10-100, реже 200)	(от 60 до 280)	(от 50 до 300)
	Пласты и пластообразные залежи гипсов и ангидритов	
	(10-100)	(40-50)
	Гипсовые и глинисто-гипсовые шляпы в сводах соляных структур	
	(до 20)	
<b>ОТЛОЖЕНИЯ КАМЕННЫХ СОЛЕЙ</b>		
Пластовые залежи каменных и калийных солей (от 120 до 700)		
	Ядра соляных куполов	

\* - мощности отложений, м

**Структурно-тектонические характеристики обстановок развития карста  
(по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой, 1997)**

<b>Геоструктурные обстановки</b>		
<b>геосинклиналей</b>	<b>краевых прогибов</b>	<b>платформ</b>
<b>СТРУКТУРА</b>		
Складчато-блоковая или моно-клинально-блоковая, характеризующаяся горизонтальными и вертикальными перемещениями блоков	Блоковая, характеризующаяся преимущественно вертикальными перемещениями блоков	
<b>ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ</b>		
Разграничивают геоструктурные области (длина до 550 км, ширина до 10-15 км, амплитуда в осадочном чехле от 0,5 до 3 км), обуславливают наличие зон повышенной сейсмичности и трещинно-разрывных зон повышенной проницаемости пород осадочного чехла (на окраинах платформ и в прогибах) шириной до 50 км		
<b>РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ВЗБРОСО-СБРОСОВОГО ХАРАКТЕРА</b>		
Обуславливают наличие участков и зон повышенной сейсмичности и проницаемости		
Протяженность до 200 км. Амплитуды в осадочном чехле до 2 км	Протяженность до 170 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1 км	Протяженность от 100 до 350 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1,5 км
<b>РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДИЗЬЮНКТИВЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА</b>		
Шарьяжи: амплитуда от 15 до 60 км. Надвиги: протяженность от 50 до 150 км, амплитуда от первых сотен метров до 2,5-10 км		
<b>ЛОКАЛЬНЫЕ МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ СБРОСО-ВЗБРОСОВЫЕ И НАДВИГОВЫЕ ОПЕРЯЮЩИЕ РАЗЛОМЫ</b>		
Вертикально-горизонтальные перемещения блоков пород. Амплитуды: горизонтальные 0,15-0,20 км, вертикальные до 0,05 км	Вертикальные перемещения блоков пород осадочного чехла в пределах структур поперечного изгиба. Амплитуды до 0,05 км	
<b>ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НИЗКИХ ПОРЯДКОВ</b>		
Ширина от 0,05 до 0,25 км	Ширина от 0,3 до 3 км	
<b>СКЛАДЧАТОСТЬ</b>		
Полная тангенциального продольного сжатия, перемежающаяся со складчатостью поперечного изгиба	Прерывистая поперечного изгиба	
<b>ЗАЛЕГАНИЕ ПОРОД</b>		
Крутое от 25 до 85 градусов	Пологое (от 20 минут до 1 градуса 20 минут), более крутое на крыльях пликативных структур (1-5 градусов), соляных куполов (10-80 градусов)	

всех зонах с ними связаны очаги повышенной сейсмичности, а на окраинах платформ и в краевых прогибах - зоны повышенной проницаемости.

Региональные разломы являются наиболее протяженными системами в геосинклинальных складчатых областях (до 200км), «укорачиваясь» на платформах до 100км. Аналогично изменяются и их амплитуды: от 2.0км в складчатых регионах до 1.5-1.0км в осадочном чехле прогибов и платформ.

Зоны разломов кальматируются перетертой горной массой, осложняются интрузиями и др. и вследствие этого становятся фрагментарно водопроницаемыми. Их водообильность определяется частичным раскрытием в результате неоподвижек и современной сейсмичности, особенно на участках пересечений с относительно молодыми нарушениями.

Характерной особенностью складчатых областей являются дизъюнктивы горизонтального перемещения шарьяжи и надвиги. С надвигами связаны многочисленные карстопроявления (например, в Западно-Уральской зоне складчатости). Амплитуды надвигов изменяются от 0.1км до 10.0км и более.

На локальном уровне карстовые формы, как правило, пространственно соответствуют зонам трещиноватости и дробления пород. В горно-складчатых областях зоны трещиноватости в породах складок или моноклинальных структур более узкие: от 0.05 до 0.25км по сравнению с платформами и прогибами, где ширина трещинных зон колеблется от 0.3 до 3.0км, а их интенсивность зависит от амплитуд изгиба, механических свойств пород и конфигурации складки [75].

Характер складчатости, механизм ее образования, а также морфологические ряды складок существенно отличаются в разных геоструктурных зонах. Не останавливаясь на морфологии складок отметим, что по механизму образования в горно-складчатых областях преобладают складки тангенциального или продольного сжатия, зонально перемежающиеся со складками поперечного изгиба пород [14, 15], в то время как в прогибах и на платформах преобладает прерывистая складчатость поперечного изгиба. Характер и рисунок разрушения пород зонами трещиноватости и дробления определяют закономерности пространственного распределения карстовых форм в пределах каждого механического типа складок [75, 145].

Залегание пород является также характерной особенностью геоструктурных областей. Для складчатых областей углы залегания пород изменяются от 25 до 85 градусов и более, в прогибах и на платформах залегание пород пологое - в пределах 1-2 градусов, за исключением пород, слагающих локальные тектонические структуры и соляные купола, где углы залегания пород могут изменяться от 1-5 до 60-80 градусов. Особенности залегания пород влияют на интенсивность карстообразования и морфологию карстопроявлений, что было отмечено еще А. Крубером в 1912 году.

#### 1.4.2. Типизация обстановок карстообразования (на примере территории Пермского Приуралья)

Наиболее общие сочетания структурно-тектонических, литолого-фациальных, гидрогеологических и гидрохимических обстановок карстообразования позволяют провести их типизацию, являющуюся основой физико-геологических моделей карста.

В Пермском Приуралье ассоциации геологических процессов и их распределение контролируется литологическими комплексами, пространственно соответствующими элементам глобальной тектонической структуры региона (восточная окраина Восточно-Европейской платформы, Предуральский краевой прогиб, складчатая зона Урала). Сочетание литологических комплексов и тектонических структур определяет меридиональную зональность карстологических обстановок. Природный карст и его антропогенные модификации соответствуют территориям распространения пород карбонатной, сульфатной и соляной формаций. Известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменные соли региона выходят на поверхность или залегают неглубоко от нее на площадях около 30 тыс.км<sup>2</sup>.

Карстологическая обстановка в Пермском Приуралье достаточно сложна и определена многочисленными разноуровненными факторами. В.П. Костарев (1990) выделил 12 основных особенностей карста Приуралья и Урала: 1) разнообразие литологических типов и геотектонических обстановок карстообразования (16 из 27, определенных Г.А. Максимовичем для земного шара); 2) широкий спектр карстовых форм и проявлений, обусловленный многотипностью гидродинамических профилей; 3) приуроченность активного карста к речным долинам, тектоническим нарушениям, трещинным зонам, литологическим контактам; 4) широкое распространение древнего

карста, проявления которого приурочены к региональным континентальным перерывам; 5) унаследованный характер карстообразования; 6) различная активность современного карста; 7) высокая водообильность карстующихся, особенно карбонатных пород; 8) широкое развитие (особенно в пределах Уфимского плато и прилегающих территорий) карстово-обвальных отложений; 9) значительное распространение и разнообразие полезных ископаемых в карстовых полостях и впадинах; 10) развитие гидротермокарста; 11) карстовые землетрясения; 12) наличие антропогенного карста и техногенной активизации карста.

Принимая во внимание особенности развития карста в данном регионе, выделение основных типов карстогенетических обстановок весьма сложно и вследствие этого универсальный вариант типизации труднодостижим.

Индексация типов обстановок карстообразования, представленных в табл. 1.12, проведена на следующих принципах: римские цифры I, II, III обозначают геотектонические зоны: платформу, переходную краевого прогиба и горно-складчатую соответственно. Арабские цифры индекса обозначают типичные для конкретной геотектонической зоны варианты соотношения структурных и литолого-фациальных условий.

Типы I-1 и I-2. Карстуются сульфатные, в меньшей степени карбонатные пачки, залегающие в пределах пологих платформенных структур (иренский горизонт кунгурского яруса). Наиболее закарстованы своды локальных положительных структур, особенно на участках примыкания к долинам транзитных рек.

Тип I-1 представлен однослойным (голый карст - гипсы лунежской пачки выходят на поверхность), двухслойным (подэлювиальный, подаллювиальный типы карста), многослойным разрезами (закрытый тип карста - на карстующихся породах: гипсах, ангидритах залегают некарстующиеся терригенные и четвертичные отложения). Тип I-2 отличается многослойным разрезом, представленным почвенным покровом, элювием, чередованием гипс-ангидритовых пачек с известняково-доломитовыми. Характерно наличие карстово-обвальных отложений. Отмечается неравномерная локальная обводненность пород.

Тип I-3. Отличается более или менее однородным литологическим разрезом (элювий, известняки, доломиты), наличием водоносного горизонта.

Таблица 1.12

**Наиболее общие типы карстогенетических обстановок территории Пермского Предуралья  
(по В.Н.Катаеву, К.А.Горбуновой, 1997)**

Индекс типа	Условия и факторы						Типы карста по перекрывающим отложениям	Примеры карстовых районов
	геотектонические	структурные	литолого-фациальные	гидрогеологические	гидрохимические	мощность зоны активного карста (м)		
I-1	Платформа и прилегающие участки прогиба	Локальные поднятия	Сульфатные (гипсы, ангидриты)	Локальная обводненность	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	n-n × 10	Гольый, покрытый, закрытый, перекрытый	Полазненский
I-2	те же	Крылья складчатых структур	Карбонатно-сульфатные (чередование карбонатных и сульфатных пачек)	те же	те же	n × 10	те же	Иренский
I-3	те же	Своды валов	Карбонатные	Водоносный горизонт (карстовый бассейн)	HCO <sub>3</sub> -Ca	n × 10	Покрытый	Уфимского плато
I-4	те же	Зоны погружения и фациального замещения пород	Фациально-изменяющаяся толща (сульфатные, терригенные, карбонатные породы)	Локальная обводненность, концентрированная разгрузка карстовых вод	HCO <sub>3</sub> -Ca SO <sub>4</sub> -Ca	n × 10-n × 100	Закрытый	Кишертский

**Наиболее общие типы карстогенетических обстановок территории Пермского Предуралья  
(по В.Н.Катаеву, К.А.Горбуновой, 1997)**

Индекс типа	Условия и факторы						Типы карста по перекрывающим отложениям	Примеры карстовых районов
	геотектонические	структурные	литолого-фациальные	гидрогеологические	гидрохимические	мощность зоны активного карста (м)		
II-1	Прогиб	Локальные структуры тектонических впадин	Соли, залегающие под карбонатно-терригенной и терригенной толщами	Обводненный контакт соляных и покрывающих их пород	Cl-Na	n × 100	Закрытый	Соликамский
II-2	те же	Валы, моноклинали	Пласты, линзы гипса, ангидрита в терригенной толще	Локальная обводненность	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca SO <sub>4</sub> -Ca	n × 10	Закрытый	Кордонский Осинцевский Тулумбасовский
III-1	Горно-складчатая область	Складчатые структуры	Карбонатные породы (известняки, доломиты) мощностью n × 100-n × 1000м	Водоносные комплексы карбонатных отложений	HCO <sub>3</sub> -Ca	n × 100-n × 1000	Голый, открытый	Кизеловский Чусовской
III-2	те же	Зоны разрывных нарушений	те же	Водообильные зоны	те же	те же	те же	те же

Тип II-2. Отличается локальным развитием на участках неглубокого залегания (в сводах локальных поднятий) или моноклиального выхода пластов гипса, ангидри-  
та.

Типы III-1 и III-2 представлены карстом сильно дислоцированных карбонатных толщ, значительной мощностью зоны активного карстообразования, водообильными карстовыми зонами.

## **Глава 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНОГО И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД**

Прогноз и оценка карстопроявлений на открытой земной поверхности или в основании инженерных сооружений возможна лишь в результате изучения геолого-гидрогеологических условий и факторов реализации карстового процесса, в конечном итоге определяющих необходимость и тип противокарстовой защиты. Кондиционность результатов достигается комплексностью исследований соответствующих масштабов, обеспечивающих итоги и целесообразность выполнения отдельных видов работ (например моделирования или стационарных наблюдений), стадий проектирования, которые в свою очередь зависят от сложности природной обстановки и класса ответственности зданий и сооружений. Природно-техногенная система «сооружение-массив» обладает определенным типом поведения, характер которого со стороны массива подчинен действию факторов, различной степени влияния. По определению Е.М. Сергеева (1978) важными из них являются:

1. Вещественный состав, структура и текстура горных пород, слагающих массив.
2. Структура самого массива, определяемая слоистостью, неоднородностью, трещиноватостью, анизотропностью, обводненностью пород.
3. Напряженное состояние пород массива, отражающее особенности строения гравитационного и тектонического полей земной коры и ее морфоструктуру.

### **2.1. Вещественный состав, структурно-текстурные ассоциации и закарстованность пород**

Введение закономерностей соотношения состава пород и закарстованности требует огромного количества исходных данных. Все выявленные закономерности имеют региональный характер и могут быть использованы в практике карстоведения только на этапе установления наиболее общих характеристик карстующегося пласта и предварительного прогноза интенсивности растворения. Более целесообразным для

практики является определение минералогических неоднородностей пород и их структурно-текстурных особенностей при крупномасштабных исследованиях. В данном случае минералогические и структурно-текстурные критерии оценки состояния пород массива содержат прогностические функции.

Универсальных закономерностей изменчивости состава и свойств пород в пределах складчатых структур нет. В каждом конкретном случае они определяются условиями осадконакопления, морфологией и механизмом образования складок, их ориентировкой относительно регионального структурного плана территории.

В теоретическом и практическом отношении структурно-текстурные и литолого-фациальные закономерности получили обоснование в методике поисков и разведки коллекторов нефти и газа, в том числе и карстовых. В процессе возникновения и последующего развития складчатых (тектонических) структур формируются геологические фации, соответствующие определенным складчатым зонам, складкам или их элементам. В результате наблюдаются изменения состава и свойств пород в зависимости от их приуроченности к элементам структуры. Именно на изучении закономерностей изменчивости состава и физических свойств отложений в пределах складок и складчатых структур основан структурно-фациальный анализ (тектоническая литология), получивший свое начало в середине 50-х годов в работах Н.П. Хераскова, С.С. Шульца, Е.П. Брунса и интенсивно развитый в 60-70-х годах во время поиска перспективных нефтегазоносных структур [185].

#### 2.1.1. Состав пород, их физико-механические свойства и закарстованность

Вещественный состав растворимых пород в первую очередь влияет на характер их взаимодействия с водными растворами, определяя не только интенсивность химического взаимодействия, но и оказывая влияние на такие свойства как упругость, сопротивление одноосному сжатию, разрыву и сдвигу.

Изменения физико-механических свойств пород зависят от их структурно-текстурных особенностей, в первую очередь размеров минеральных зерен и пористости. В практике лабораторного анализа скальных грунтов замечено, что чем больше пористость, тем ниже упругие свойства, чем разнообразнее минеральный состав по-

род, тем меньше их упругость и сопротивляемость внешним механическим воздействиям.

Физико-механические свойства пород оказывают прямое влияние на их состояние, а изменения этих свойств, способствуют возникновению и развитию геологических процессов. В растворимых породах избирательность явления выщелачивания связана с химико-минералогическим составом, литологическим составом и состоянием пород. Условия, в которых на определенных эволюционных этапах (этапах петрогенеза) находится порода, способствуют реализации потенциальных возможностей ее свойств.

Исследования Л. Якуча (1979), основанные на анализе химического состава известняков, различных по возрасту и местоположению, показали, что соотношение  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в породе объективно не объясняет разницу в степени растворимости. Вместе с тем, при малых содержаниях  $\text{MgCO}_3$  (от 1 до 5%) в известняках, растворимость их слабо снижается соответственно увеличению содержания карбоната магния (или увеличивается соответственно увеличению содержания  $\text{CaCO}_3$ ) по обратноэкспоненциальной зависимости. Более высокие концентрации  $\text{MgCO}_3$  не оказывают существенного влияния на степень растворимости (рис. 2.1). Аналогичная ситуация возникает и в случае оценки влияния некарбонатных примесей на растворимость известняков (рис. 2.2). Анализируя полученные зависимости растворимости известняков от карбонатных и некарбонатных примесей, Л. Якуч делает вывод о контролирующей роли текстурно-структурных особенностей пород на процесс растворения, превалирующей над компонентными соотношениями [196].

Данный вывод, являясь важным в вопросах интенсивности и избирательности карстовой коррозии, не разработан настолько глубоко, чтобы быть универсальным при интерпретации всех проблем химизма карстового процесса в природных или техногенных условиях. Необходимо учесть, что приведенные Л. Якучем закономерности

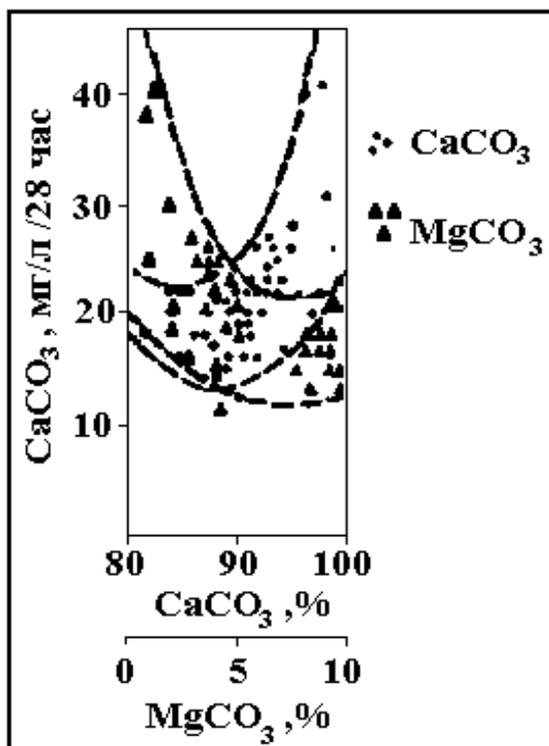


Рис.2.1. Растворимость известняков в воде при атмосферном  $\text{pCO}_2$  (за 28 часов) в зависимости от содержания в них  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  (по Л. Якучу, 1979)



Рис.2.2. Растворимость (за 28 часов) известняков в зависимости от содержания в них некарбонатных примесей (по Л. Якучу, 1979)

влияния примесей на растворимость известняков основаны на лабораторных экспериментах, продолжительность которых не сопоставима с продолжительностью природных контактов «вода-порода». Тем не менее, общая тенденция растворимости изменяться не будет, поскольку растворению подвергается карбонатная масса известняков при одновременном выпадении в осадок нерастворимых компонентов типа окислов железа, глинистых минералов, зерен песка, включений кремнезема, битума и др. При неизменных гидродинамических условиях растворимость известняков колеблется около средних значений функции, определяемой соотношением Ca:Mg и особенностями син- или постгенетических структурно-текстурных элементов.

Используя данные лабораторного анализа А. Герштенхауэра и Д. Пфедфера Л.Якуч, применив метод статистического обобщения, сформулировал следующий вывод: известняки более высокой степени кристаллизации поддаются карстовой коррозии более динамично. Интересная закономерность отмечена Л. Якучем и для известняков с различными типами распределения  $MgCO_3$  в породе. Так, интенсивнее растворяются породы, где магний рассеян в кристаллической решетке кальцита относительно известняков, в которых магний входит в состав кристаллического доломита и представлен в виде включений или жил. Иными словами, растворимость известняков выше, если  $Mg^{2+}$  является элементом субмикроструктуры карбонатной массы.

В так называемом «чистом» известняке общее содержание примесей и добавок составляет 1%, а в сильно загрязненных породах - 15% и более. Часто встречаемый процент содержания примесей в известняках не превышает 5-7%.

В карстоведении известно большое количество схем, отражающих влияние литологии на карстообразование. В качестве примера приведем схему А. Bogli [199] (табл. 2.1).

Следует учитывать, что различные схемы влияния литологии на степень карстообразования отражают только общую тенденцию. Их цифровые параметры требуют корректировки в каждом конкретном случае. Так, например, окремнение известняков Всеволодо-Вильвенского месторождения (Западный Урал) до 50% и выше не является препятствием для развития в них карстовых форм. То же самое можно сказать и о доломитизированных известняках, но в доломитах карстовые полости встречаются только при содержании  $SiO_2$  не выше чем до 15% [81].

**Влияние литологии на возможность карстообразования  
(по А. Vogli, 1980)**

<b>а) Известняк/глина</b>	<b>Процент соотношения</b>	<b>Способность к карстообразованию</b>
Известняк очень чистый	95-100/0-5	Превосходная
Известняк	90-95/5-10	Хорошая
Глинистый известняк	70-90/10-30	Формы поверхностного выщелачивания, карры. Хорошие условия для образования воронок и малых пещер (глины до 20%), более 20% не карстуются
<b>б) Известняк/SiO<sub>2</sub></b>	<b>Процент соотношения</b>	<b>Способность к карстообразованию</b>
Известняк	95-100/0-5	От хорошей до превосходной
Кремнистый известняк	70-95/5-30	Хорошая
Известняк песчаный (тонкие зерна кварца)	70-90/10-30	Не карстуются

Физико-механические свойства зависят от примесей, структуры и текстуры пород (табл. 2.2). Наиболее прочные - массивные, мелкозернистые, перекристаллизованные, окварцеванные известняки. Доломиты характеризуются высокими показателями прочностных свойств. Монолитные доломиты выдерживают сжатие в 120-130 МПа, а их прочность на разрыв достигает 20 МПа. Микротрещиноватость и водонасыщение снижает прочность доломитов вдвое. Состав доломитов также влияет на прочностные свойства. Так прочность на сжатие в глинистых доломитах - 60МПа, в известковистых разностях прочность на сжатие достигает 80 МПа, а в чистых - более 100МПа [167].

В гипс-ангидритовых породах прочность на одноосное сжатие зависит от степени гидратированности (содержания CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O,%). С увеличением степени гидратированности прочность уменьшается [149].

Известно, что карст начинает развиваться в результате увеличения объема и количества вторичных пор, расширения первичных и вторичных микро- и макротре-

щин. По мере развития порово-трещинной структуры массива, а равно и развития карстовых форм, проницаемость пород возрастает (табл. 2.3).

Таблица 2.2

**Зависимость величины сопротивления сжатию (МПа) от состава и структуры известняков (по Е.М. Сергееву, 1978)**

Известняки	Структура породы				
	микро-зернистая	мелко-зернистая	средне-зернистая	крупно-зернистая	брекчие-видная
Кремнистые	240	140-110	-	-	-
Битуминозные	-	90	75	-	-
Кристаллические	-	95-85	65	5	25-30
Глинистые	-	35	-	-	-

Таблица 2.3

**Коэффициенты гидропроводности и проницаемости карбонатных пород (по D. Ford, P. Williams, 1989)**

Породы	Коэффициенты			
	k (дарси)	k (см <sup>2</sup> )	K (см·с <sup>-1</sup> )	K (м·с <sup>-1</sup> )
Карстующиеся известняки	10 <sup>2</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-3</sup>
	10	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-4</sup>
	1	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-5</sup>
	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-6</sup>
Известняки и доломиты	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-7</sup>
	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-11</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-8</sup>
	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-12</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-9</sup>
	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-13</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-10</sup>

Обычная ширина первичных трещин 50мкм. В этих условиях проницаемость (например, в карбонатных породах) считается функцией размеров трещин. Первичная пористость определяется порами размером около 10мкм и составляет менее чем 1% от объема породы.

В природе существует так называемый «порог Боккера (Bosker)» или «порог проницаемости», определяемый в 10мкм, ниже которого невозможно проникновение водных растворов в поры. Именно поэтому высокая общая пористость не является фактором, обеспечивающим начало карстового процесса. И наоборот - низкая порис-

тость, но большие размеры пор могут способствовать концентрации воды и тем самым положить начало развитию формы растворения.

Итак, карстообразование на начальном этапе контролируется наличием относительно крупных (размером в поперечнике более 10мкм) пор и микротрещин, размер раскрытости которых более 50мкм.

В карбонатных породах различных литологических типов размеры первичных и вторичных пор, а равно и проницаемость неоднозначна, что показано Д. Смитом и Т. Аткинсоном (Smith & Atkinson, 1976) на широко известной номограмме (рис. 2.3).

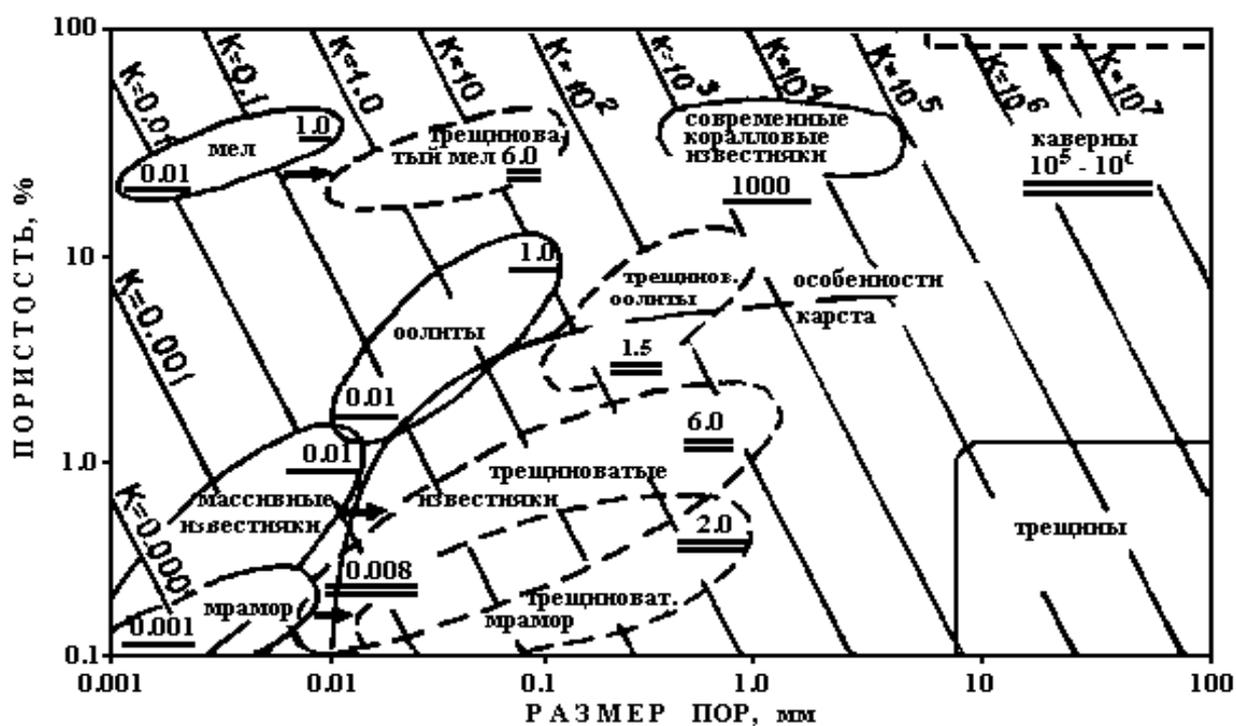


Рис.2.3. Соотношение первичной и вторичной пористости, размеров пор и проницаемости карбонатных пород (по D.I. Smith и Т.С. Atkinson,1976 с добавлениями D.C. Ford,1980). Значения К по контуру - теоретическая проницаемость (м/сут.), основанная на предположении, что породы пронизаны пересекающимися прямыми и параллельными капиллярными каналами с ламинарным течением воды. Сплошные линии ограничивают области значений первичной проницаемости, штриховые - вторичной,определенные в литологических разностях. Двойной чертой выделены показатели общей проницаемости, одинарной - межзерновой проницаемости. Линия, обозначенная как «особенности карста» выделяет область показателей (ниже линии), при которых развитие карстовых полостей наиболее благоприятно

Первичные трещины и пористость, их водопроводящая способность, имеют значение в большей степени для теории карстообразования и условий лабораторного эксперимента, поскольку на практике исследователи сталкиваются, как правило, с

уже разработанными водопроводящими системами, развитие которых определялось или определяется комплексом факторов иного уровня, например гидравлическими градиентами водного потока, структурой массива, литолого-химическим, петрографическим составом пород и др.

В пределах локальных тектонических структур закономерности в размещении литофаций проявляются наиболее четко и служат литологическим фоном экзогенных процессов, особенно в карбонатных породах.

Отмечается тесная связь химического состава карбонатов с их мощностью и положением на структуре. На своде антиклиналей, где развиты преимущественно известняки, мощность пород сокращается, в то время как по направлению к крыльям структуры вместе с увеличением мощности пород возрастает их доломитизация. Лабораторное изучение кернового материала привело к выводу, что существует устойчивая тенденция роста значений плотности карбонатов от центра к периферии (в сторону крыльев) локальных поднятий. Впервые это явление было установлено в 1973 году и было названо послойной зональностью [189].

Разуплотнение пород в сводовых частях складчатых структур отмечается как для отдельных слоев, так и для пачек слоев, при этом охватываются мощные осадочные толщи. Величина разуплотнения различна. Например, для структур Татарии уменьшение плотности карбонатных пород составляет  $0.06-0.19\text{г/см}^3$ . Для структур Азербайджана и Северного Кавказа -  $0.15-0.25\text{г/см}^3$ . Изменения плотности, равно как и пористости наблюдается наиболее четко в интервале глубин 1800-2500 м. Эти изменения аналогичны как для нефтеносных структур, так и для «пустых». На структурах Западно-Сибирской платформы (например, Баклянской, Парабельской) разница в плотности и пористости исчезает на глубинах 2200-2600м, в то время как до указанных глубин пористость в сводах на 3-7% выше, чем на периклиналях. Известны и исключения из указанной закономерности, определяемые влиянием литологического типа пород, а именно: максимальная плотность фиксируется в доломитах сводов структур допалеозойских платформ (Сибирская платформа, Верхневиллючанская структура, сложенная в своде доломитами юрхского горизонта нижнего кембрия).

Уменьшение пористости пород с глубиной не свидетельствует о полном ее отсутствии на больших глубинах. Так в известняках Аралсорской скважины средние

значения пористости на глубинах до 2500м соответствуют 11.9% (max 32.5%), на глубинах до 3000-3500м - 6.7% (max 19.5%), на глубинах 3000-5000 м значения пористости изменяются в интервалах 0.8-7.1%.

Исследователи нефтегазовых коллекторов отмечают четкий структурный контроль для вторичных эпи- и катагенетических преобразований осадочных пород. В карбонатах интенсивность вторичных преобразований увеличивается с глубиной. Это объясняется высокой растворимостью кальцита и других карбонатных минералов и их относительной устойчивостью к давлению и температуре. Анализ материалов по палеозойским отложениям Русской платформы показал, что перекристаллизация карбонатных пород происходит преимущественно на региональных сводах. На положительных структурах интенсивнее протекают процессы выщелачивания и доломитизации, а на крыльях - сульфатизации [181].

В пределах локальных структур, прошедших сложную геологическую историю (неоднократные перерывы в осадконакоплении), лучшие каверново-поровые коллектора следует прогнозировать на крыльях, поскольку на своде и в присводовых частях эпигенетические изменения способствуют размыву отложений. Процессы интенсивного выщелачивания свода и присводовых частей структур в зоне активного водообмена способствуют формированию здесь горизонта обвального-карстовых отложений, специфического карстового рельефа (часто погребенного), отдельных карстовых полостей и их систем.

В том случае, если состав и структурно-текстурные особенности пород «первичны» (породы структуры не испытывали размыв), лучшие каверново-поровые коллекторы следует ожидать на сводах, где пористость увеличивается относительно средних значений.

В пределах локальных структур Пермского Прикамья выявлены следующие закономерности, отражающие влияние тектоники на седиментационные и постседиментационные признаки пород [189]:

1. Поровый тип цемента тяготеет к крыльевым частям складок, базальный менее развит на периферии складок, регенерационный, пойкиллитовый и крустификационный наоборот более развиты на периферийных частях складок относительно их

сводов. Таким образом, упаковка зерен пород на сводах менее плотная, чем на крыльях.

2. Эпигенетические преобразования пород имеют следующий характер распределения: кальцитизация, доломитизация и сульфатизация пород более интенсивна на сводах и вприсводовых частях складок, а окремнение наоборот увеличивается от свода структур. В общем случае выщелачивание слабее развито на крыльях структур.

### 2.1.2. Структурно-текстурные особенности пород и закарстованность

Физико-механические и структурно-текстурные показатели пласта горных пород определяют закономерности пространственного распределения трещиноватости и закарстованности на региональном, локальном или детальном уровнях.

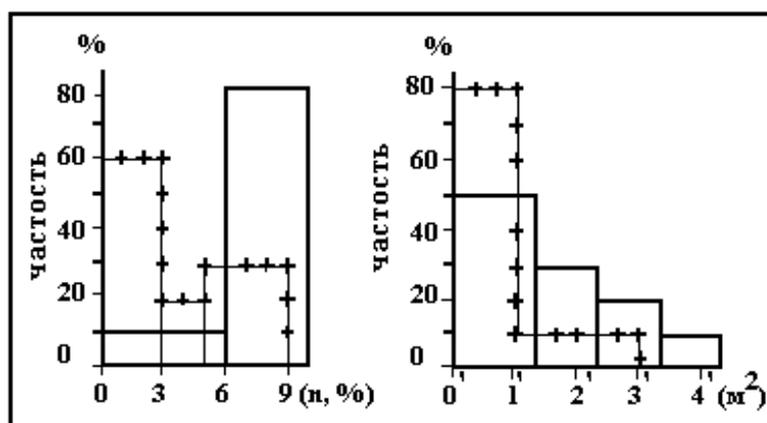


Рис. 2.4. Распределение трещиноватости пород Оренбургского вала в зависимости от их фильтрационно-емкостных свойств (по М.А. Политыкиной, 1987). Трещины: ++ - вертикальные, ---- - горизонтальные; проницаемость (м<sup>2</sup>): 1'- менее 10<sup>-15</sup>; 2'-10x10<sup>-15</sup>; 3'-10<sup>-14</sup>; 4'- более 10<sup>-13</sup>

Например, в карбонатных отложениях Оренбургского массива трещины вертикального направления формируются в уплотненных малопроницаемых и непроницаемых разностях. Системы субгоризонтальных трещин интенсивнее развиты в пористых породах (рис. 2.4).

На Карачаганакском месторождении, расположенном в пределах локальной структуры северного борта Прикаспийской синеклизы, трещиноватость распределена повсеместно как в плотных, так и в пористых слоях [11, 155]. Для карбонатных пород

башкирского яруса Урало-Поволжья В.Д. Викторин (1988) отмечает предрасположенность высокопористых пород к открытой вертикальной трещиноватости и меньшую предрасположенность к трещинообразованию в низкопористых породах, ссылаясь на значения коэффициента Пуассона и бокового горного давления.

В Припятском прогибе породы-коллекторы сводовых частей локальных поднятий имеют пустотное пространство порово-каверново-трещинного типа, присводовые участки - каверново-трещинного типа, крыльевые части - порового и порово-трещинного типа, а присбросовые зоны - порово-трещинного. По сравнению с крыльевыми и периклинальными частями поднятий в сводовых и присводовых частях открытая пористость возрастает от 5-7% до 9-11%. Интересным является факт резкого снижения открытой пористости в приразломной полосе и увеличения плотности пород за счет залечивания пустот вторичными минералами. Межзерновые каналы здесь чрезвычайно узки (до 10 мкм), прерывисты, общая пористость низкая - не более 6%, открытая не превышает 5%. Породы приразломной полосы выполняют функцию экрана, отделяющего породы локального поднятия от пород приструктурной территории [131].

Учитывая неоднозначность прямой взаимосвязи «пористость-трещиноватость» более целесообразным для анализа открытой трещиноватости пласта, выполняющей карстогенетические функции, является привлечение не только сведений о минеральном и структурно-текстурном строении пород, но и сведений о направленности и интенсивности внешних воздействий - приуроченности пород к определенной структурно-тектонической дислокационной форме.

Вместе с тем, связь «трещиноватость-пористость» прослеживается в карстующихся породах тесно и при детальном исследовании может быть использована в качестве оценочного критерия. Генетические ассоциации «трещиноватость-пористость», «трещиноватость-кавернозность» отмечены практически всеми исследователями карбонатных коллекторов нефти и газа. Эта связь прослежена до глубин 5,5 км, где присутствуют сложные типы коллекторов, в которых кавернозность унаследована развита по первичным порам, а вторичная пористость генетически связана с трещиноватостью.

Тесная связь трещиноватости, пористости, кавернозности и закарстованности характерна не только для глубоко опущенных пластов карбонатных пород, но и для пород находящихся на глубинах от 0 до 500-600м. Анализ результатов бурения визейских отложений северного периклинального замыкания Главной Кизеловской антиклинали (Западный Урал), проведенный автором, является подтверждением данного положения. Исследованная толща характеризуется чередованием закарстованных и незакарстованных зон (по разрезу и латерали), определяемым различием в литологическом и химическом составе пород. В разрезе битуминозные песчанистые и глинистые карбонаты практически не закарстованы. Для известняков характерны единичные и относительно крупные каверны и полости, для доломитов - скопления каверн и пор. Каверны и поры зафиксированы по всей толще карбонатных пород до глубин 800м от поверхности. Крупные полости (высотой до 1м) обнаружены на отметках ниже уровня моря на 350м и ниже уровней местных базисов эрозии на 550-600м. Чередование известняков и доломитов, содержащих карстовые полости, подразделяется на четыре типа различной степени встречаемости.

*I тип.* Доломиты-доломиты. Встречаемость в разрезе 41%. Кавернозность и пористость в максимальной степени проявления и размерах. Поперечные размеры каверн достигают 0.08м. Вертикальный размер полостей достигает 7.0м.

*II тип.* Доломитизированные известняки-доломитизированные известняки. Встречаемость в разрезе 11%. Максимальная кавернозность и пористость. Каверны диаметром от 0.005 до 0.08м. Полости с вертикальными размерами - от 3.0 до 7.0м.

*III тип.* Известняки-доломиты. Встречаемость в разрезе 24%. Кавернозность и пористость в максимальной степени проявления и размерах присущи только доломитам. Вертикальный размер полостей достигает 2.5-3.0м.

*IV тип.* Известняки-известняки. Встречаемость в разрезе 24%. Степень проявления кавернозности и пористости относительно минимальна. Вертикальные размеры полостей - от 0.2 до 0.5м, крайне редко до 2.5м.

Из вышеизложенного следует, что в слоистых карбонатных комплексах в зоне активного водообмена (в данном случае до глубины 800м) пористость и кавернозность пространственно тяготеют к доломитам и доломитизированным известнякам. Максимальная пористость и кавернозность в 76 случаях из 100 наблюдается в непо-

средственной близости от полостей. Наиболее часто карстовые полости встречаются на границах «известняк-доломит», где имеют относительно крупные размеры.

Непосредственно на поверхности массивов, в закарстованных известняках, пористость изменяется в зависимости от состояния пород. В качестве примера приведем данные, полученные автором в результате лабораторного изучения структурно-текстурных характеристик силурийских и нижнекаменноугольных известняков Верхневишерского карстового района (Северный Урал) (табл.2.4). В таблице приведены обобщенные результаты анализа пористости в 104 образцах.

Таблица 2.4

**Значения пористости в известняках силура и нижнего карбона  
Верхневишерского карстового района (Северный Урал)**

<b>Характеристика точек отбора образцов</b>	<b>Значения пористости, %</b>
<b>Монолитные блоки:</b>	
-межтрещинный блок, центральная часть	5.0
-борт тектонической трещины, ограничивающей блок	2.9-5.5
-борт внутриблоковой микротрещины, параллельной поверхности напластования в подошве пласта	5.0
-борт трещины напластования, ограничивающей блок	9.6-13.8
Среднее значение:	<b>7.0</b>
<b>Зоны дробления:</b>	
-образованные параллельными субвертикальными трещинами. Расстояния между трещинами	
0.10-0.15м	8.8
0.02-0.03м	14.0
-образованные горизонтальными трещинами, параллельными напластованию. Зона разуплотнения в верхней части пласта. Расстояния между трещинами	
0.03-0.04м	10.7
0.01-0.03м	12.0-14.0
-в виде навалов щебня	12.0
Среднее значение:	<b>12.0</b>
<b>Стенки карстовых форм:</b>	
-скальный борт карстово-обвального лога	10.0
-свод, стенки, основание грота	9.9-13.0
-борт трещины напластования с формами выщелачивания	14.0
Среднее значение:	<b>12.0</b>

Значения пористости изменяются в зависимости от близости трещин или карстовых форм к точке отбора образца, а также от состояния породы. В монолитных межтрещинных блоках пористость относительно минимальна. Ее средние значения равны 7.0%. Пористость пород увеличивается около межпластовых пространств и

трещин напластования и уменьшается (относительно средних значений) около тектонических вертикальных трещин, приближаясь по значениям к пористости образцов из центральных частей межтрещинных блоков.

В зонах дробления и в стенках карстовых форм пористость максимальна, ее средние значения равны 12%. Наиболее высокие значения пористости наблюдаются в непосредственной близости от карстовых форм, находящихся на начальных стадиях развития. В целом пористость по периферии карстовых форм и в зонах дробления пород в 1.5-1.7 раза выше, чем в ненарушенных породах. Наиболее высокие значения пористости зафиксированы в породах бортов трещин напластования, расширенных выщелачиванием. Зоны разуплотнения, образованные трещинами параллельными напластованию, более «рыхлые» и, как следствие, более подвержены растворению и эрозии относительно зон разуплотнения, образованных субвертикальными тектоническими трещинами.

Из вышеизложенного следует, что распределение пористости пород контролируется трещинами, зонами дробления, карстовыми формами и наоборот, развитие структурных элементов массивов часто определяется особенностями текстуры горных пород.

## **2.2. Соотношение минералогического состава, структурно-текстурных неоднородностей микроуровня, макротрещин и карстовых форм**

Карстогентическая роль элементов микроструктур окончательно не определена. В практике карстоведения принято считать, что микротрещины, микропоры, микровключения по отдельности не обладают способностями локализации карстовых форм и данные структурно-текстурные особенности учитываются в совокупности, как характеристики, определяющие общий фон развития процесса.

Вместе с тем, исходя из базового положения карстоведения о последовательном развитии процесса растворения от микро- до макроформ на фоне интегрального влияния на пространственную избирательность карста элементов дизъюнктивной структуры массива всех иерархических уровней, роль микроструктурных элементов в химическом разрушении пород должна быть четко определена.

Наибольший интерес для целей карстоведения представляют водопроводящие микроэлементы - поры и трещины, являющиеся не только проводниками водных растворов, но и индикаторами водно-химических преобразований пород. Облик элементов микроструктур в процессе их контакта с растворами меняется за счет накопления вторичных образований. Чем дольше такой контакт, тем больше преобразований.

Различные виды элементов микроструктур, их поведение в условиях внешнего воздействия (например, теплового или механического) определяют вариации деформационных полей. Деформации растяжения или сжатия локализуясь и накапливаясь при усилении внешних воздействий вдоль плоскостных неоднородностей (трещин) или по границам объемных элементов микроструктур (зернам минералов) способствуют возникновению новых генераций элементов на иных структурных уровнях, и в конечном итоге, при контакте с водой, повышают интенсивность локального растворения - изменяя в первую очередь деформационно-прочностные свойства. Например, по исследованиям Н.Г. Вакар (1992) совместное действие механических напряжений и водных растворов ускоряет рост трещин в 3-5 раз по сравнению с испытаниями при снятом напряжении.

Очевидно, что плоскостные элементы структурных неоднородностей и границы объемных элементов карстующихся пород при контакте с водными растворами

будут наиболее подвержены химическому разрушению, они более активны в карстогенетическом аспекте. Избирательность растворения на уровне вещественного состава пород определяется характером элементов структурных неоднородностей, а интенсивность растворения - относительным количеством «активных» неоднородностей в единице объема породы при прочих равных условиях.

Установление количественного соотношения «активных» и «пассивных» элементов микроструктур возможно при анализе шлифов или аншлифов, то есть оптическими методами, традиционно используемыми в минералогии и петрографии. Процесс этот достаточно трудоемок и в практике карстогенетической оценки почти не используется. Чаще проводится стандартное описание пород, также с применением оптических приборов, в целях установления структурно-текстурных различий при корреляции пластов геологических разрезов, в целях подготовки лабораторных и полевых экспериментов по определению условий растворимости, например в различных частях спелеообъектов или с целью определения вторичных минеральных образований [37, 79].

Проблема установления критериев избирательного растворения имеет теоретическое и практическое значение и в карстоведении окончательно не решена. В рамках решения данной проблемы, с целью установления микроформ растворения и их положения относительно элементов микроструктур пород, целесообразно наряду с традиционными методами изучения пород применять методы лабораторного определения интегральных физических свойств объектов, а также методы, позволяющие охарактеризовать элементы строения вещества и их свойства на микроуровне за пределами разрешающей способности оптической микроскопии, такие например, как электронная микроскопия, рентгеноструктурный, рентгенофазовый и спектральный анализы. Эти «запредельные» методы составляют комплекс, способствующий идентификации особенностей вещества растворимых пород. Методы дополняют друг друга, поскольку одни позволяют ввести интегральные характеристики свойств, а другие определить индивидуальность образований, способствующих проявлению этих свойств. Наибольший теоретический и практический интерес представляет поведение микронеоднородностей в тепловом и механическом полях - наиболее распространенных в земной коре.

В качестве иллюстрации приведем результаты применения некоторых методов микроисследований.

### 2.2.1. Минералогический состав пород, трещины и карстовые формы

Минералогическая и структурно-текстурная неоднородность пород массивов определяет характер избирательности и интенсивности выщелачивания, контролирует пространственное распределение форм растворения. Не затрагивая в данной работе проблемы растворимости пород и растворяющей способности водных растворов, достаточно полно рассмотренные в 60-70-е гг. Д.С. Соколовым, Г.А. Максимовичем, В.П. Зверевым, В.И. Манихиным, В.В. Витвицким и многими другими отечественными и зарубежными учеными, отметим, что интенсивность и избирательность растворения определяется наличием генетических и диагенетических микронарушений в кристаллах породообразующих минералов. Именно состояние пород на микроуровне предопределяет их физико-механические свойства, способность к растворению. Наряду с этим наблюдается и влияние самих карстовых форм на состояние вмещающих пород.

Влияние карстовых форм на состояние вмещающих пород проявляется резко на всех уровнях от микро- до макро- и может быть использовано в качестве критерия локализации форм растворения, участков и зон трещинной раздробленности, осложненных формами выщелачивания.

Для определения состава и состояния пород на микроуровне эффективными являются методы рентгеноструктурного анализа. Принципы применимости анализа сформулируем следующим образом: *кристаллы минералов, образующие горную породу, далеко не идеальны по строению. Проходя длительный этап диагенеза, они приобретают массу изменений, накладывающихся на дефекты формы и композиции, образующиеся в период кристаллизации. Совокупность генетических и приобретенных дефектов есть ни что иное, как характеристический показатель состояния кристалла на момент анализа.*

В рентгеноструктурном анализе, при определении состояния объекта методом порошка, используется показатель интенсивности рассеяния импульсного луча, который в количественном отношении регистрируется по площади характерного пика

кривой рентгенограммы для определенного минерала (или химического соединения) с определенным межплоскостным расстоянием и углом рассеяния.

Интенсивность рассеяния ( $J_i$ , мм<sup>2</sup>) принята нами в качестве интегрального показателя сохранности кристаллической решетки минерала. Рентгеноструктурный анализ оперирует и другими показателями, например степенью текстурированности, значениями микронапряжений, общим показателем дисперсности.

Физический смысл показателей, их применимость к анализу состояния породообразующих минералов и использование результатов анализа в практике карстоведения показаны нами на примере изучения пород сульфатных и карбонатных карстовых массивов Предуралья и Западного Урала [142-144, 148]. Так, в гипс-ангидритовых массивах Предуралья интенсивность микронарушений гипса в непосредственной близости от закарстованных трещин, полостей возрастает в 1.5 раза по сравнению с монолитными участками массива. Аналогичная картина наблюдается и в карбонатных массивах, где интенсивность микронарушений, например, в кальците, в околорещерном пространстве увеличивается в 1.5-2 раза по сравнению с кальцитом, слагающим блоки пород не содержащих форм выщелачивания (табл.2.5). Указанная закономерность объясняется изменением полей напряжений в породах в период трещинообразования и формирования полостей, что обусловило накопление микродефектов в кристаллах. Свидетельством данному утверждению служат результаты лабораторных исследований деформационных полей, возникающих в минералах и зонах контактов минералов при внешних механических или температурных воздействиях, изложенных ниже.

Интерпретация результатов рентгеноструктурного анализа позволяет определять границы влияния зон трещиноватости, отдельных трещин и карстовых форм.

В карбонатных породах в качестве примесей, как правило, присутствует кварц. В известняках, в зонах дробления часто присутствует доломит. В чистых разностях известняков, где содержание CaCO<sub>3</sub> практически неизменно (98-100%), на стенках трещин и в зонах дробления содержание кварца достигает 8%, доломита 27-31%. Зона влияния сильнодробленного участка с карстовой формой (полостью) достигает 70м. Содержание кальцита в своде полости уменьшается со 100 до 20%, содержание

доломита возрастает до 77-80%, кварца - колеблется в пределах 1-2%, появляется полевой шпат в размере 0.5% (рис.2.5, табл.2.6, 2.7).

Таблица 2.5

**Значения интегрального показателя сохранности кристаллической решетки минералов некоторых закарстованных пород**

Местоположение массива (карстующиеся породы, возраст)	Минерал	Интенсивность микронарушений ( $J_i$ , мм <sup>2</sup> )	
		на монолитных участках	на участках с наличием форм растворения
<b>Предуралье:</b> Полазненское локальное поднятие (гипс-ангидриты, $P_1kg$ )  Куликовская брахиантиклиналь (гипс-ангидриты, $P_1kg$ )  Массив «Ледяная гора» (гипс-ангидриты, $P_1kg$ )	Гипс	280-310	360-430 вертикальные трещины, расширенные растворением
	Гипс	220-340	380-440 вертикальные трещины, расширенные растворением
	Гипс	350-370	428-430 в 3-х метрах от грота «Вышка» Кунгурской ледяной пещеры
<b>Западно-Уральская зона складчатости:</b> Главная Кизеловская антиклиналь, борт Ладейного лога (известняки, $C_1v$ )  Журавлинская антиклиналь, устье р.Поныш (известняки $C_1t$ )	Кальцит	420-470	800 стенка грота 680 борт единичной залеченной трещины 550-600 зона трещиноватости с карстовыми каналами
	Кальцит	450-500	620 над входом в пещеру 550-670 борта вертикальных трещин, расширенных растворением

**Минеральный состав известняков (%) правого борта Ладейного лога  
по данным рентгеноструктурного анализа**

<b>Кальцит</b>	<b>Доломит</b>	<b>Кварц</b>	<b>Характеристика точек отбора образцов</b>
98.0	-	2.0	Борт зияющей тектонической трещины
98.0	-	2.0	Борт зияющей тектонической трещины
92.0	6.0	2.0	Зона дробления
18.0	79.0	3.0	Зона дробления над карстовым гротом
72.0	27.0	1.0	Борт трещины напластования
68.0	31.0	1.0	Зона дробления
75.0	22.0	3.0	Зона дробления
97.0	-	3.0	Монолитный блок
99.0	-	1.0	Монолитный блок
98.0	-	2.0	Зона дробления
95.0	4.0	1.0	Зона дробления
96.0	2.6	1.4	Зона дробления
99.0	-	1.0	Зона дробления с кавернами
87.0	12.0	1.0	Зона дробления с каналами растворения
89.0	3.0	8.0	Зона дробления
99.0	-	1.0	Монолитный блок

Степень сохранности кристаллической решетки кальцита от середины межтрещинных блоков к отдельным трещинам и зонам дробления понижается в 2 раза. Наличие водопроницающей трещины или формы растворения на сильнораздробленных участках определяет дополнительные изменения состава и микросостояния минералов, весьма характерные для подобных участков. Так в нижнекаменноугольных известняках Ладейного лога (Главная Кизеловская антиклиналь, Западный Урал) зоны влияния участков с повышенной интенсивностью трещиноватости (без полости) достигают в ширину 50м. Под «зоной влияния» понимается интервал опробования, в пределах которого резко изменяются показатели микросостояния, процентное содержание породообразующих минералов и минералов-примесей. Здесь содержание кальцита уменьшается со 100% до 85%, содержание доломита увеличивается с 3% до 12%, а кварца с 1% до 8%.

В сульфатных породах общий характер минералогических и микроструктурных изменений аналогичен изменениям в карбонатных породах, но параметры зон влияния трещин и карстовых полостей иные. В качестве примера приведем результаты

опробования и интерпретации микроанализа сульфатных пород карстовых районов Предуралья: Полазненского массива (побережье Камского водохранилища), Куликов-

Таблица 2.7

**Минеральный состав известняков (%) в устье р.Поныш (приосевая часть Журавлинской антиклинали) по данным рентгеноструктурного анализа**

Кальцит	Доломит	Кварц	Характеристика точек отбора образцов
99.0	0.6	0.4	Монолитный блок
98.8	0.7	0.5	Борт залеченной тектонической трещины
95.9	1.4	2.7	то же
97.5	1.2	1.3	то же
97.9	1.0	1.1	то же
96.4	1.3	2.3	Борт зияющей тектонической трещины
97.0	0.7	2.3	Борт залеченной тектонической трещины
97.0	0.7	2.3	то же
98.0	-	2.0	Борт зияющей тектонической трещины
100.0	-	-	то же
100.0	-	-	Борт трещины над входом в пещеру

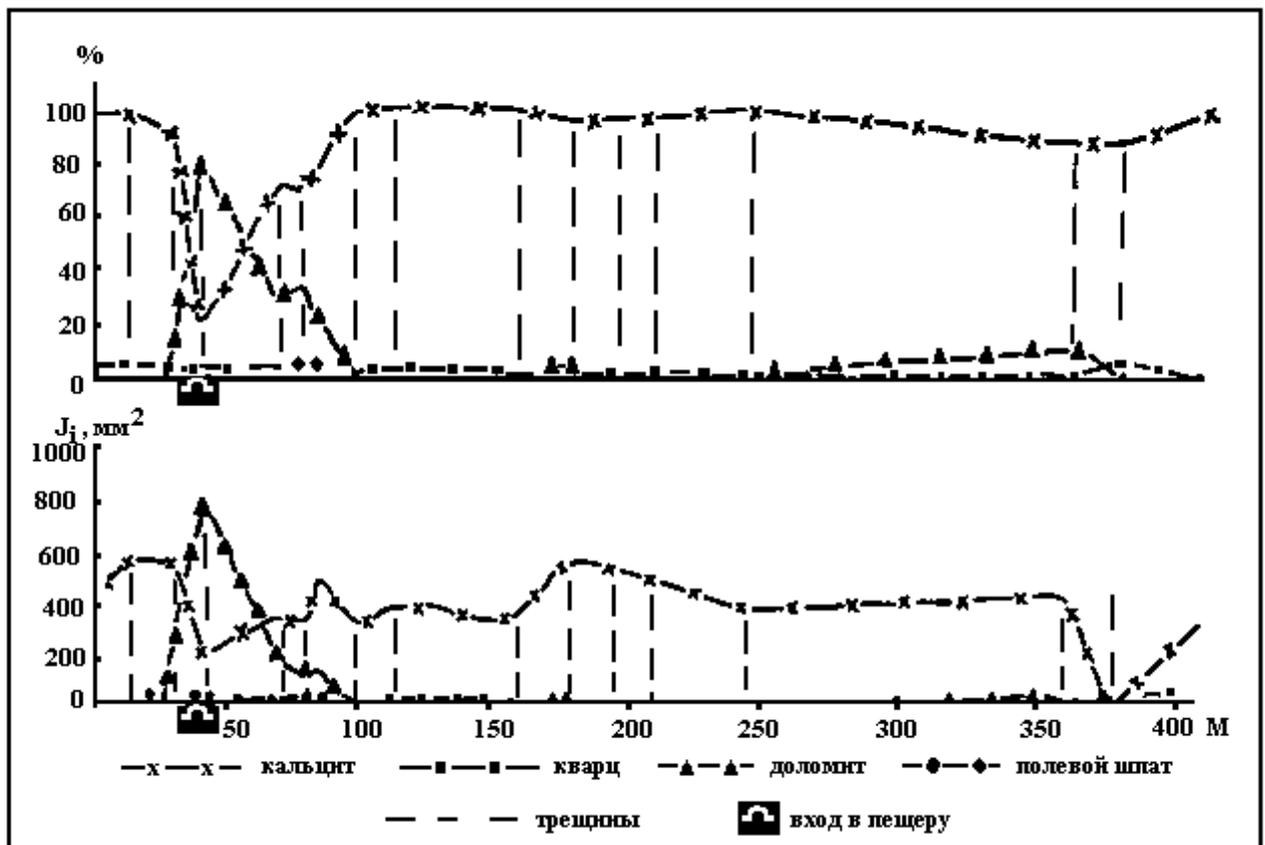


Рис.2.5. Результаты рентгеноструктурного анализа известняков ( $S_1$ ) Ладейного лога (Главная Кизеловская антиклиналь, Зап.Урал)

ского массива и массива Ледяная гора, Кишертского карстового района (береговой обрыв р.Сылвы).

Сульфатные отложения перечисленных массивов представлены гипс-ангидритовыми породами нижнепермского отдела кунгурского яруса. Приповерхностная толща этих отложений (100-150м) характеризуется резким изменением количественного и качественного составов породообразующих минералов - гипса и ангидрита, а также примесей - смешанослойных минералов, кварца, доломита, полевых шпатов, кальцита.

Полазненский и Куликовский массивы представлены породами иренского горизонта, на различных участках перекрытых как дисперсными отложениями (четвертичные суглинки, пески), так и полускальными трещиноватыми породами (мергели соликамского горизонта уфимского яруса). Видимая мощность гипс-ангидритов достигает 22-27м. Оба массива находятся в пределах локальных тектонических поднятий.

Массив Ледяная гора, в котором заложена известная Кунгурская ледяная пещера, в срединной части сложен преимущественно голубовато-серым ангидритом ледяно-пещерской пачки иренского горизонта. В этой пачке встречаются доломитовые прослойки мощностью до 1м.

В районе с.Усть-Кишерт сульфаты представлены толщей гипс-ангидритов поповской свиты мощностью 50-90м, перекрытой нижнепермскими мергелями, неоген-четвертичными делювиальными и четвертичными гравийно-галечными отложениями и глинами.

В исследованных массивах на общий, региональный фон минерального соотношения «гипс-ангидрит» в приповерхностной толще накладывается зональное и подзональное распределение породообразующих минералов. В основе количественно-качественных изменений минерального состава пород лежат условия, в которых протекает их геологическое развитие.

Согласно результатам моделирования напряженного состояния пород складок в зонах повышенных значений напряжений, пространственно соответствующих местоположению будущих трещинных зон, давление достигает 12-14МПа, что значительно превышает давление на глубинах дегидратации гипса, определяемых по данным бу-

рения. Так на глубинах 80-170м диапазон давления от веса вышележащих пород составляет 2-4МПа. Высокие давления в зонах развития избыточных тектонических напряжений препятствуют свободной гидратации ангидрита, тем самым, определяя его наличие в зернах пород зон и участков повышенной трещиноватости. Кроме этого, хорошая водопроницаемость трещинных зон и участков не способствует гидратации ангидрита в межтрещинных блоках в силу образования экранирующей пленки гипса. Следовательно, изменения минерального состава сульфатных толщ, строго локализованы. Зонами локализации являются разнопорядковые дизъюнктивные нарушения.

В общем случае, изменение минерального состава сульфатной толщи в зоне вертикальной нисходящей циркуляции связаны со сменой проницаемости самих пород от поверхности массива в глубину на участках дробления и повышенной трещиноватости, со сменой проницаемости на контактах перекрывающих и подстилающих отложений. Интенсивность процессов гидратации возрастает на участках развития форм карста, локализуемых поверхностный и подземный сток.

Присутствие смешанослойных минералов, кварца и ангидрита (до 30, 7, 3% соответственно) при изменениях содержания гипса от 70 до 100% формирует общую или фоновую картину соотношения минералов (рис.2.6). Приведенное соотношение является общим для исследованных районов, поскольку связано с особенностями распределения тектонических трещин и особенностями состава перекрывающих отложений. Достаточно характерным является присутствие доломита в зонах дробления пород, что связано с его гравитационным и химическим перераспределением из перекрывающих толщ. Участки сгущения тектонических трещин характеризуются наличием смешанослойных минералов (до 30%), кварца (до 14%), доломита (до 12%) и ангидрита (до 6%). Глинистые минералы, кварц и доломит во взвешенном и растворенном состоянии инфильтрационными водами привносятся из перекрывающих отложений и концентрируются на путях их движения в трещинах.

Особенностью является то, что приведенный минеральный состав сульфатных отложений характерен только для «оболочки» массива. Внутренние части массива, как правило, не содержат примесей или характеризуются их малым (до 10%) содержанием (рис.2.7).

Карстовые полости, расположенные во внутренних частях массива, имеют неодинаковое влияние на минеральный состав пород. Известно, что формы подземного карста - результат развития гидрогеологически активных трещин. Следовательно, сфера влияния карстовой формы на состояние и состав пород, в которых она развита, будет зависеть от степени гидрогеологической активности полости или канала, их морфометрии и морфологии, длительности существования карстовой формы в активном режиме. В нашем примере сфера влияния грота «Вышка» Кунгурской ледяной пещеры «очерчивается» 4-5 метровым радиусом (отметки 25-30м на рис.2.7, В).

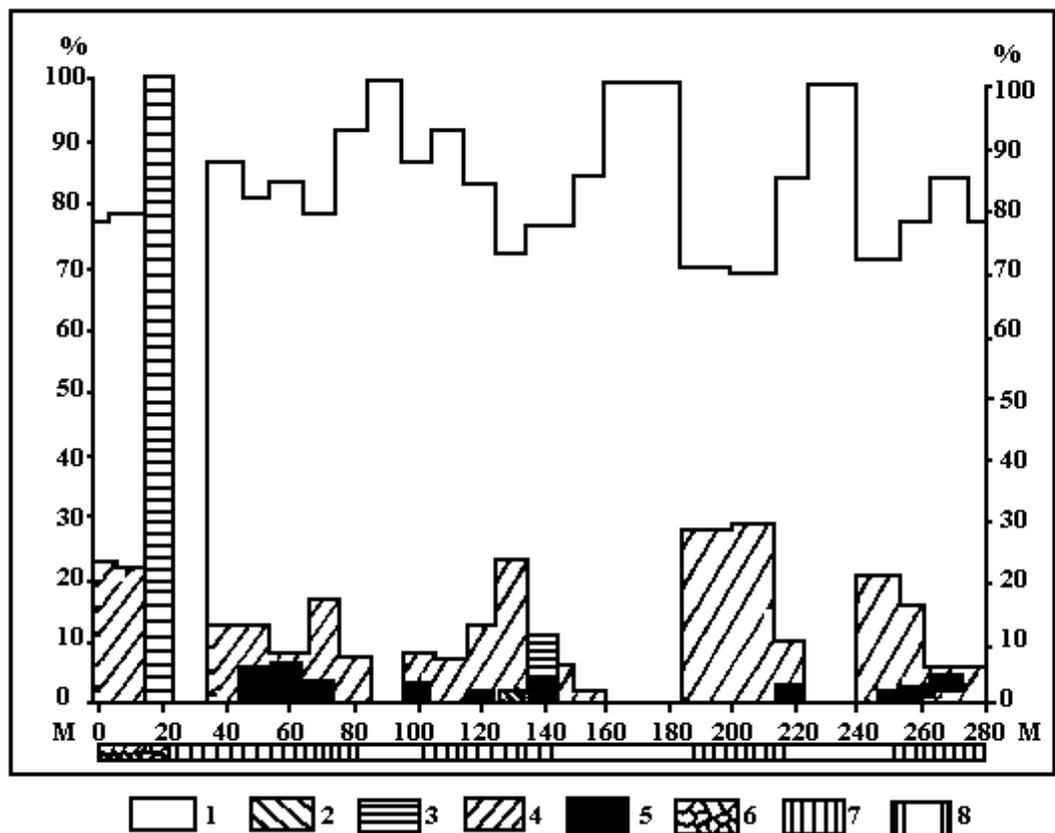


Рис.2.6. Изменения состава и содержания (%) породообразующих минералов и примесей в сульфатных отложениях вдоль берегового обнажения Камского водохранилища (Полазненская брахиантиклиналь, Предуралье) по данным рентгеноструктурного анализа. **Минералы:** 1-гипс, 2-ангидрит, 3-доломит, 4-глинистые минералы, 5-кварц. **Состояние пород:** 6-зона дробления, 7 -зона трещиноватости, 8 -монолитная зона

В этой сфере содержание гипса достигло 100% по сравнению с 5-10% в соседнем межтрещинном блоке. Интерес представляет и тот факт, что глубина влияния

единичной трещины составляет 1.5-2.0м (отметка 15м на рис.2.7, В), а глубина влияния поверхности обнажения составляет 7-8 м (отметки 0-8м на рис.2.7,В).

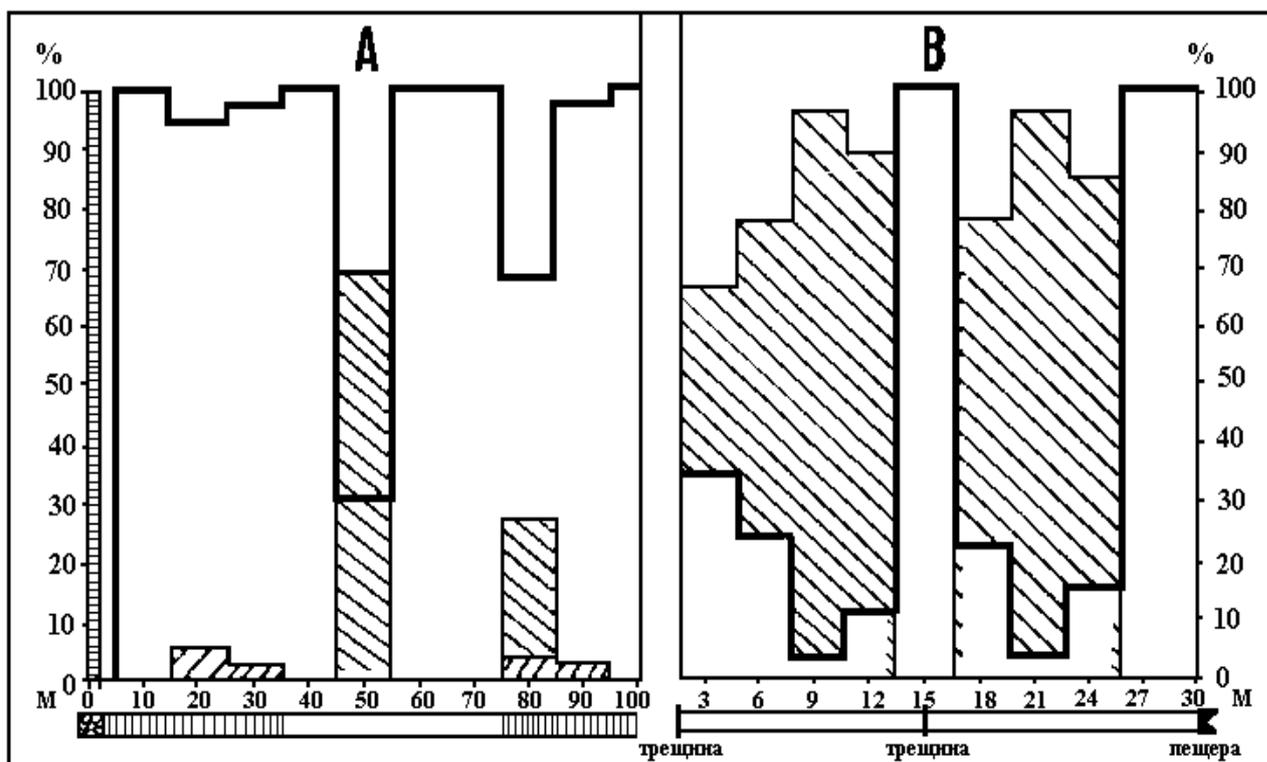


Рис.2.7. Изменения состава и содержания (%) породообразующих минералов в сульфатных массивах по данным рентгеноструктурного анализа: А-Куликовский массив (Камское водохранилище), В-шtolьня, пробитая к гроту Вышка Кунгурской Ледяной пещеры (Предуралье). Условные обозначения на рис. 2.6

Изменения минерального состава карстующихся пород по вертикали связаны с проницаемостью перекрывающих отложений. Если сульфатная толща обнажена с поверхности или покрыта почвенным слоем, в составе ее приповерхностной части преимущественно присутствуют смешаннослойные минералы (до 60%), кварц (до 8%), гипс и его волокнистая разновидность - селенит (от 40% до 100%). При этом количество примесей уменьшается с глубиной. В нашем примере (рис.2.8, С) смешаннослойные минералы в составе гипсов не обнаружены уже на глубине 12м от поверхности, что связано с раскрытостью вертикальных трещин и их промытостью в зоне уреза Камского водохранилища.

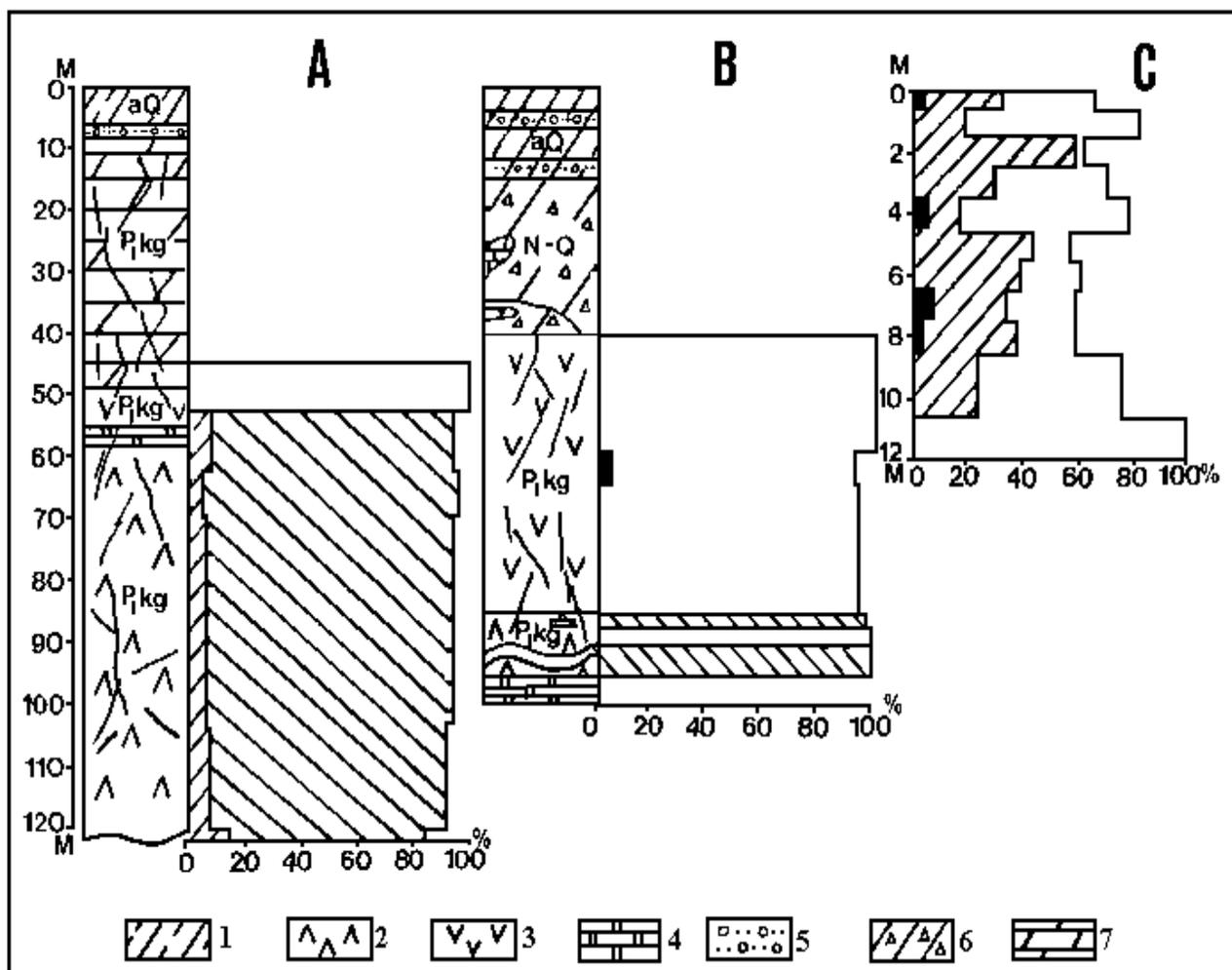


Рис.2.8. Изменения состава и содержания (%) породообразующих минералов и примесей в сульфатных массивах Предуралья по вертикали в зависимости от глубин и характера перекрывающих отложений по данным рентгеноструктурного анализа. А, В - по керну скважин (п.Усть-Кишерть), С - в береговом обрыве Камского водохранилища (п.Полазна). Литология пород: 1-супесь, 2-ангидрит, 3-гипс, 4-доломит, 5-аллювиальные гравийно-галечные отложения, 6-делювиальный щебень с глиной, 7-мергель. Условные обозначения минерального состава на рис.2.6

Характер проницаемости перекрывающих отложений определяет не только степень чистоты сульфатной толщи, но и мощность ее гидратированного слоя (рис.2.8, А, В). В случае бронирования сульфатов трещиноватыми мергелями мощностью 40-45м верхняя часть сульфатных отложений - около 10м полностью гидратирована и представлена гипсом (100%). Ниже по разрезу сульфаты представлены ангидритом (85%-95%) и смешанослойными минералами (5%-15%). Если перекрывающие отложения представлены обломочным материалом мощностью до 40м, толщина гидратированного слоя резко увеличивается и составляет 40-45м.

Приведенные данные распределения минерального состава сульфатных пород позволяют по-новому рассматривать природу анизотропии свойств массива, поскольку изменения минерального состава влияют на изменения таких свойств как прочность и растворимость пород.

Исследования карстующихся пород на микроуровне, идентификация химико-минералогического и структурно-текстурного состава точными методами в практике карстоведения дают возможность более строгого определения литологического типа карста, глубины процессов карстообразования, возможность оценки наличия карстовой полости по керну или образцам в определенном интервале опробования. Кроме этого исследователь получает дополнительные критерии для оценки состояния массива, а именно:

- \* степень однородности карстующейся толщи, соотношение в разрезе и по латерали литолого-минералогических разностей пород, наличие в них минеральных примесей, активизирующих или замедляющих карстовый процесс;
- \* размеры ареала влияния зон и участков повышенной плотности трещин, единичных трещин и карстовых полостей;
- \* мощность зоны гидратации (для сульфатов), глубину и характер раздела «гипс-ангидрит», появление гипса ниже этого раздела, формы его нахождения.

#### 2.2.2. Особенности деформаций элементов микроструктур при тепловом и механическом воздействиях

Деформационные особенности микроструктур карстующихся пород, возникающие под влиянием внешних воздействий, изучались методами экспериментальной физики. Метод относительного дилатометра и метод оптического компаратора позволили установить деформационные поля образцов в меняющемся температурном режиме, а метод голографической интерферометрии позволил наблюдать деформационную картину в условиях внешнего механического воздействия (сжатия) на образец. В качестве объектов исследований были взяты образцы известняков, отобранные из обнажений Верхневишерского района карбонатного карста (Западный Урал). Характеристики точек отбора образцов представлены в таблице 2.8. Исследования были проведены на кафедре общей физики физического факультета ПГУ.

**Характеристика мест отбора образцов известняков для лабораторных исследований**

Полевой №	Характеристики мест отбора образцов и структурно-текстурные особенности пород	Возраст пород
9	Зона дробления пород на блоки толщиной 0.2м. Борт вертикальной трещины. Чередование прослоев и линз серого микрокристаллического и белого крупнокристаллического кальцита. Прослои ориентированы параллельно напластованию пород	$S_2ld^2$
14	Средняя часть пласта серых плотных массивных скрытокристаллических известняков, разбитых волосными трещинами параллельными напластованию	$S_2ld^2$
15	Верхняя часть пласта серых массивных плотных скрытокристаллических известняков, разбитых серией вертикальных трещин на блоки толщиной 0.5м	$S_2ld^2$
20	Кровля карстового грота в пласте известковистых сланцев. Микрореслаивание темно-серого и светло-серого скрытокристаллического кальцита	$S_1ln-w$
117	Глыбовый навал выветрелых серых скрытокристаллических известняков с прожилками и гнездами крупнокристаллического белого кальцита	$S_1ln_1^1$

Для изотропных тел и кристаллов с кубической решеткой тепловая деформация изотропна и может быть охарактеризована одним коэффициентом линейного ( $\alpha$ ) или объемного ( $\beta$ ) теплового расширения [135]:

$$\alpha = \frac{1}{l} \cdot \frac{dl}{dT} \quad (2.1),$$

$$\beta = \frac{1}{V} \cdot \frac{dV}{dT} \quad (2.2).$$

Из этих формул следует, что длина  $l_T$  и объем  $V_T$  при некоторой температуре  $T$ , отличающейся от начальной  $T_0$  на  $\Delta T$  градусов, выражается формулами (при малом  $\Delta T$ ):

$$l_T = l_0(1 + \alpha\Delta T) \quad (2.3),$$

$$V_T = V_0(1 + \beta\Delta T) \quad (2.4),$$

где  $l_0$  и  $V_0$  - начальные длина и объем тела.

Для анизотропных кристаллов или твердых поликристаллических тел коэффициент линейного расширения может быть различным в разных направлениях. В этом случае наряду с изменением объема происходит и изменение формы тела. Тепловая деформация  $\xi_{ij}$ , возникающая при нагревании анизотропных тел, в общем случае является тензором, все компоненты которого могут быть представлены соотношением:

$$\xi_{ij} = \alpha_{ij} \Delta T \quad (2.5),$$

где  $\alpha_{ij}$  - коэффициенты линейного теплового расширения.

Тензор теплового расширения можно привести к главным осям:

$$\xi_1 = \alpha_1 \Delta T, \quad \xi_2 = \alpha_2 \Delta T, \quad \xi_3 = \alpha_3 \Delta T \quad (2.6),$$

где  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$  - главные коэффициенты теплового расширения.

Коэффициент объемного расширения в этом случае равен:

$$\beta = \alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 \quad (2.7).$$

Для изотропных тел  $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = \alpha$  и  $\beta = 3\alpha$ .

Коэффициенты линейного и объемного теплового расширения практически остаются постоянными, если интервалы температур, в которых они измеряются, малы, а сами температуры высокие. В общем случае коэффициенты теплового расширения зависят от температуры: уменьшаются с уменьшением температуры.

Тепловое расширение по своему характеру является деформацией, хотя и вызванной не механической нагрузкой. Поэтому упругие свойства твердых тел и их тепловые деформации должны быть связаны между собой. Термодинамические соображения приводят к следующей зависимости:

$$C_p - C_V = T \cdot E \cdot \beta^2 \cdot V_M \quad (2.8)$$

Здесь  $E$ -модуль Юнга,  $V_M$ -молярный объем вещества,  $C_p$  и  $C_V$ -молярные теплоемкости тела.

Для поликристаллических тел с хаотичным расположением кристаллов, тепловое расширение, как правило, изотропно.

Положение коренным образом меняется, если отдельные кристаллы каким-либо образом упорядочены или появляются однонаправленные структурные образования. Для геологических тел, коими являются горные породы, упорядочение минеральных зерен возникает как в процессе формирования породы, так и в процессе ее

диагенетических преобразований, например перекристаллизации в условиях четко выраженного тектонического стресса, а наличие однонаправленных, систематизированных структурных образований, например микротрещин, является неотъемлемой особенностью любой горной породы. Помимо перечисленных, причиной высокой локальной анизотропии могут быть различия в тепловых свойствах кристаллов. Иными словами, *компоненты тензора теплового расширения оказываются чувствительными к структурным особенностям вещества, что позволяет ставить обратную задачу - по измерениям коэффициентов теплового расширения судить о строении и механических свойствах вещества.* Значения коэффициентов теплового расширения имеют, кроме того, самостоятельный практический интерес.

Методы измерения коэффициента теплового расширения различаются главным образом способом измерений удлинений образца.

Для измерения интегрального по выбранному направлению линейного расширения полиминеральных тел использовался метод относительного дилатометра, реализованный на базе горизонтального оптиметра ИКГ. В ходе измерений температура образца постепенно увеличивалась на некоторые дискретные значения  $\Delta T$  и, после установления теплового режима, производился отсчет соответствующих значений удлинений образца  $(l_T - l_0)$  по шкале оптиметра. По измеренным значениям  $T$  и соответствующим этим температурам удлинений, построены графики зависимости относительного удлинения образца от его температуры  $(l_T - l_0) / l_0 = f(T)$  (рис.2.9). В таких координатах числовой множитель, стоящий при температуре, соответствует коэффициенту линейного расширения. Для всех образцов зависимость  $f(T)$  оказалась линейной, что позволяет методом наименьших квадратов найти в каждом случае соответствующую математическую аппроксимацию и дисперсию коэффициентов прямой. Математическое выражение зависимости в общем виде выглядит следующим образом:

$$\Delta l / l_0 = \alpha T + B \quad (2.9).$$

Анализ результатов исследований показал, что наибольшие коэффициенты линейного расширения соответствуют направлениям: в общем случае а) перпендикулярным напластованию; в частных случаях б) перпендикулярным прослоям минералов с различной крупностью зерен и в) плоскостям микротрещин.

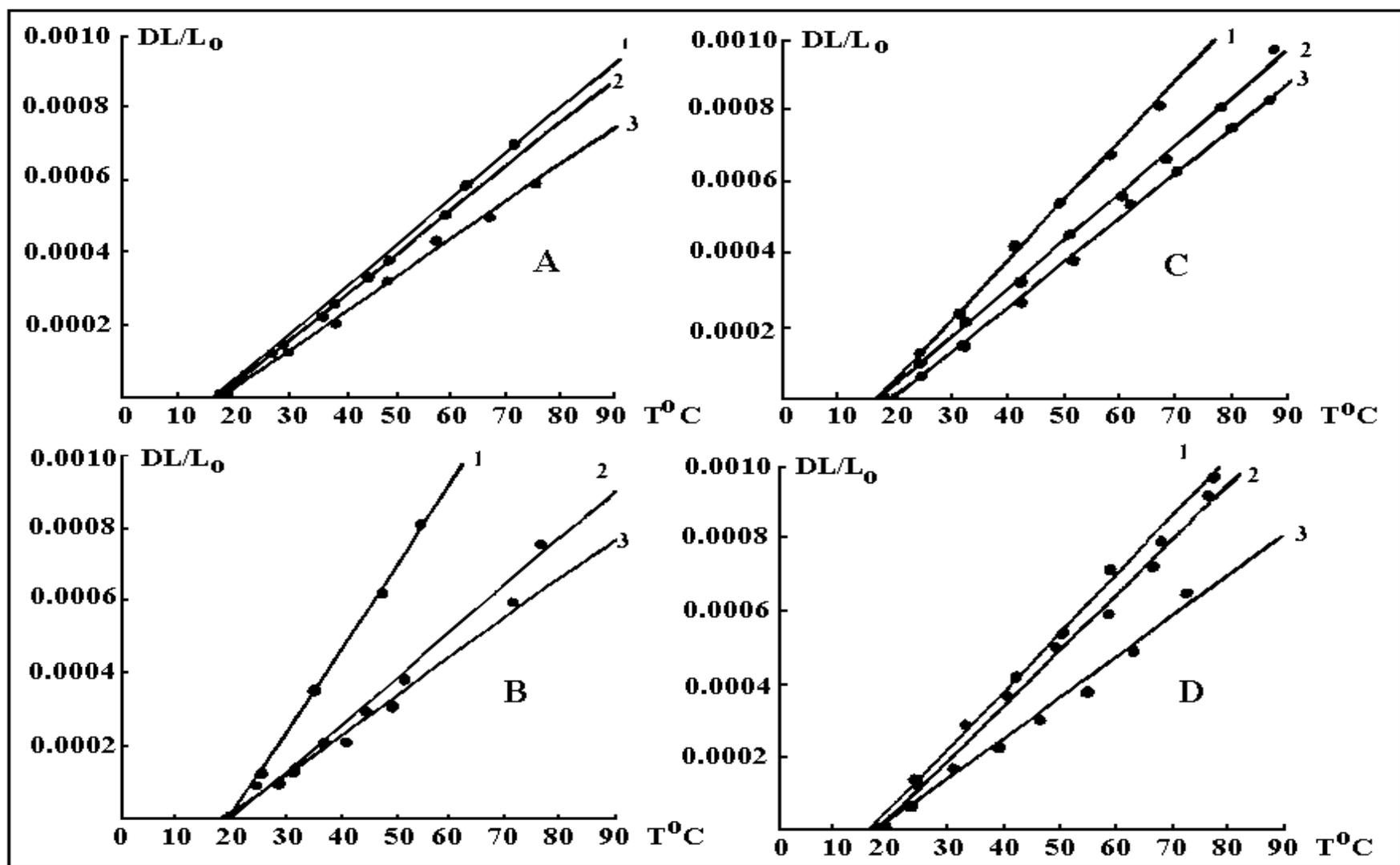


Рис.2.9. Графики зависимостей относительного удлинения образцов известняков ( $DL/L_0$ ) от температуры ( $T,^{\circ}C$ ): А-образец 9, В-образец 14, С-образец 15, D-образец 117. Графики 1 соответствуют направлению перпендикулярному ориентировке прослоев и плоскостей микротрещин, 2 и 3 - направлениям параллельным ориентировке прослоев

Относительно минимальные коэффициенты соответствуют направлениям совпадающим с ориентировкой прослоев. Иными словами, наибольшие деформации, при прочих равных условиях, возникают в породах по направлениям перпендикулярным простиранию слоев, что связано с большим количеством структурных неоднородностей, ориентировка которых соответствует простиранию пласта. Данная закономерность является общей, не зависящей от структурно-текстурных особенностей образцов.

Измерения линейного расширения образцов методом оптического дилатометра дают интегральные (средние по направлению) значения деформаций. Индивидуальность деформационных полей, их зависимость от конкретных типов неоднородностей, позволяет установить метод оптического компаратора. Метод реализован на базе инструментального микроскопа ИМЦЛ 150х50.0Б с цифровым отсчетом и дискретностью линейного перемещения 0.0002мм. Абсолютные удлинения участков поверхностей исследуемых образцов для каждого фиксированного значения температуры измерялись по реперным точкам, нанесенным на наиболее характерные, видимые элементы неоднородностей (рис. 2.10, 2.11).

По измеренным значениям абсолютных удлинений строятся поля изолиний равных деформаций (изодеф) и рассчитываются значения коэффициентов линейного расширения для каждого из промежутков между реперами (рис. 2.11, В, С, 2.12).

Совместный анализ особенностей деформационных полей и распределения структурных элементов, обусловивших определенную конфигурацию поля, позволил сделать ряд выводов, подчеркивающих значение того или иного типа структурных элементов в поведении образца породы в условиях внешнего температурного воздействия.

\* Наиболее активны в формировании деформаций растяжения плоскостные структурные элементы.

\* Объемные элементы (мономинеральные агрегаты) в условиях теплового воздействия часто испытывают относительное сжатие.

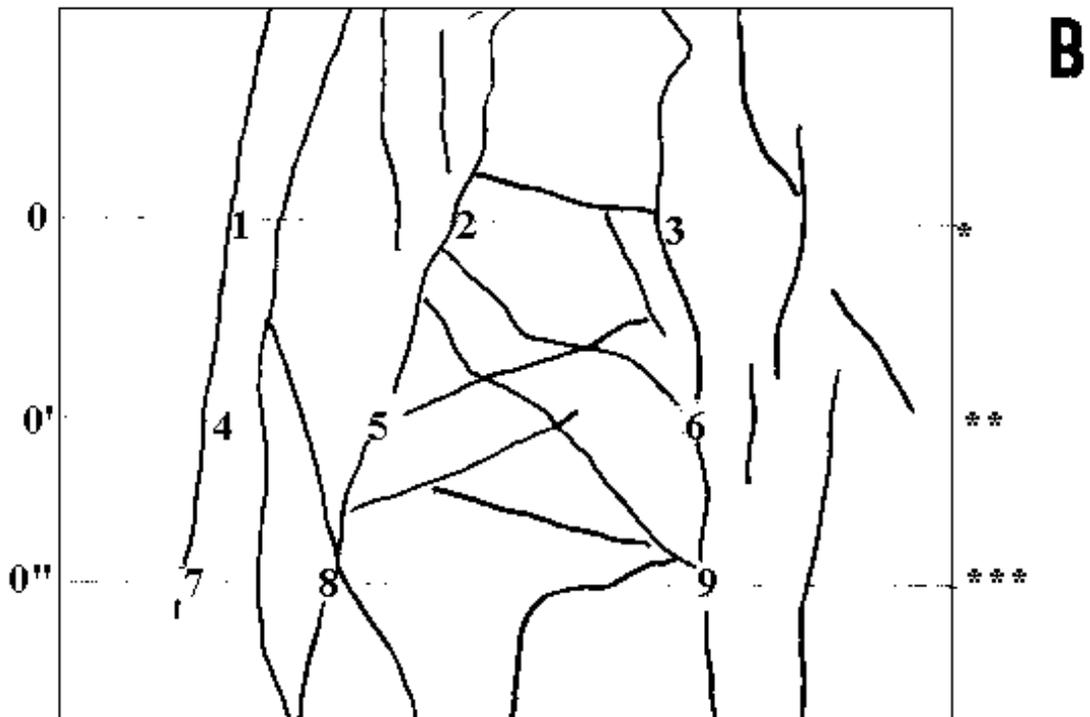
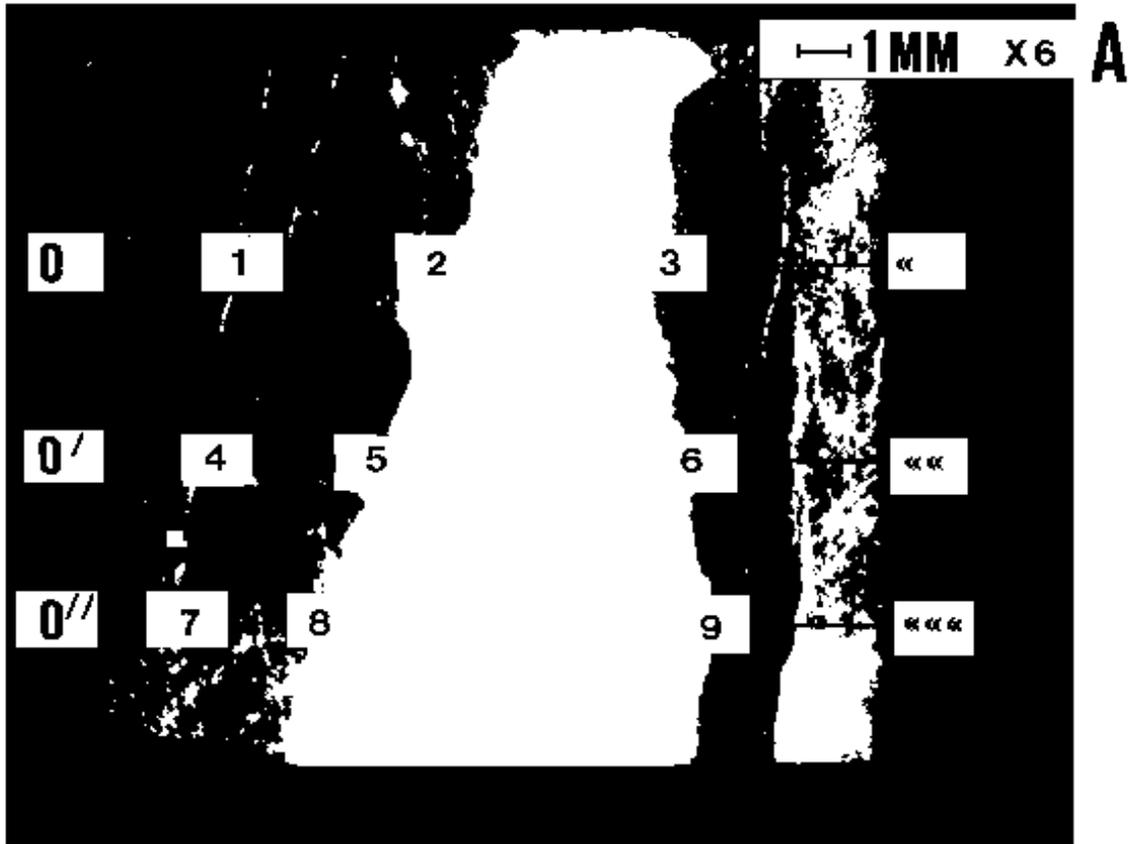
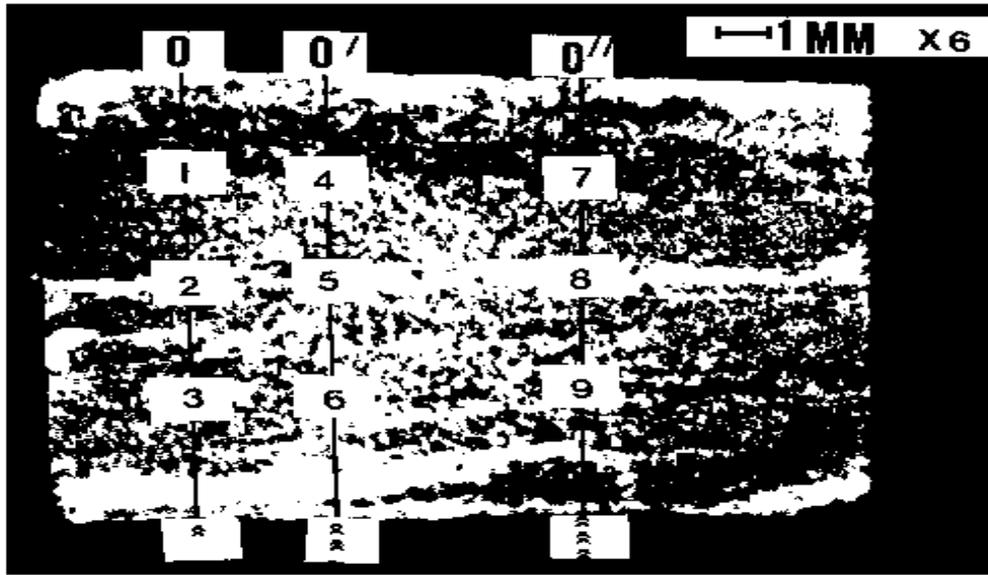
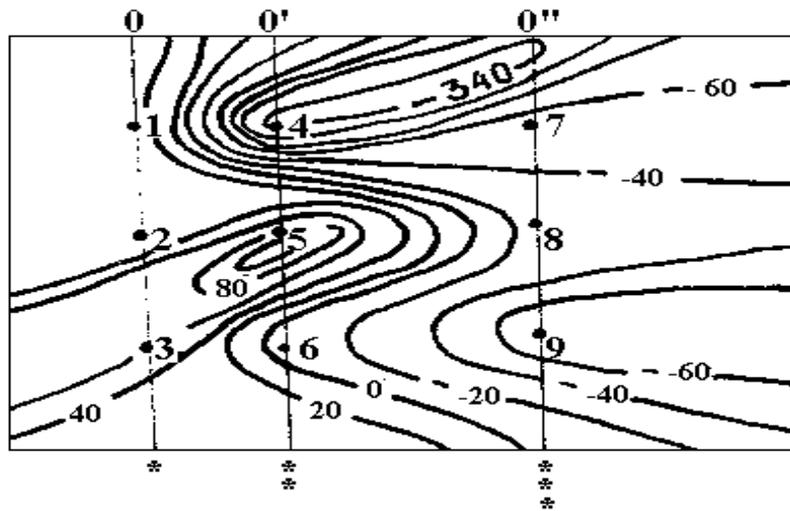


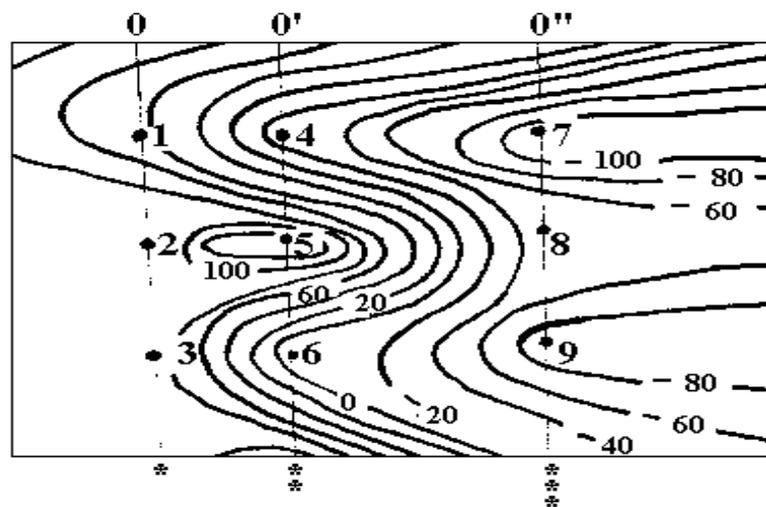
Рис.2.10. Схема расположения реперных точек (А) и элементов структурных неоднородностей (В) поверхности образца 9



**A**



**B**



**C**

Рис.2.11. Схема расположения реперных точек (А) и поля изолиний равных тепловых деформаций (изодеф) в образце 20 при температурах: В- 39.8° С, С- 77.8° С

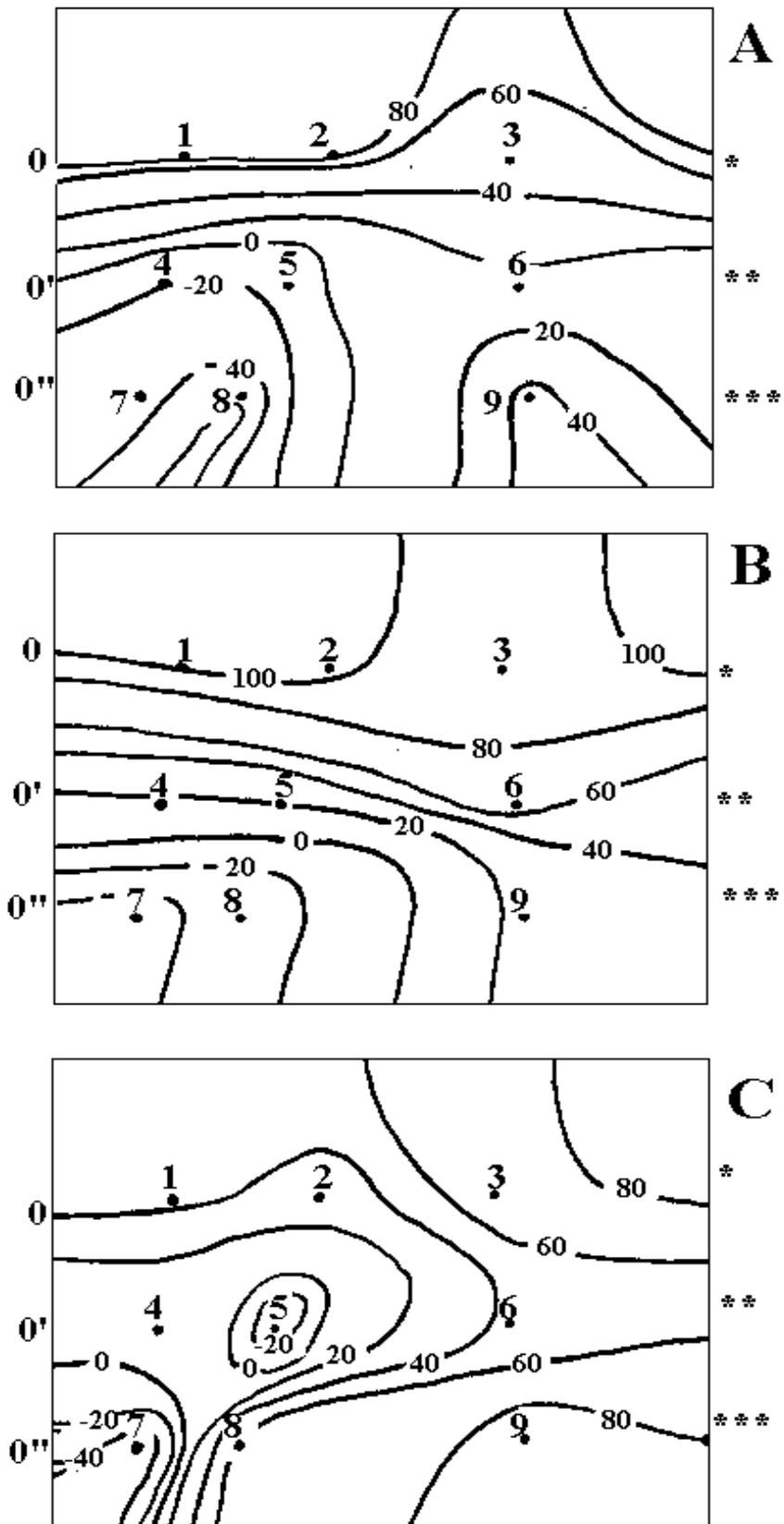


Рис.2.12. Поля изолиний равных тепловых деформаций (изодеф) в образце 9 при температурах: А- 40° С, В- 59.3° С, С- 81.2° С

\* Максимальное влияние на формирование деформаций растяжения оказывают трещины молодых генераций, не выполненные кристаллами вторичных минералов. Подобные микротрещины (как правило, скалывания) характерны для образцов, отобранных из бортов тектонических макронарушений или в непосредственной близости от последних.

\* Трещины, выполненные кристаллами вторичных минералов, практически не оказывают влияния на конфигурацию деформационного поля и часто не различимы на фоне мономинеральных агрегатов.

\* Границы между агрегатами с различной крупностью зерен или кристаллитов проявляются на деформационном фоне слабо и преимущественно в диапазоне малых температур (до 50°C). При более высоких температурах границы затушевываются, уступая место локальным проявлениям деформаций от трещин.

Характер возникающих в образце деформаций в условиях механического нагружения (сжатия) установлен с помощью голографической интерференционной дефektоскопии. Данный метод дает хорошие результаты в случае поисков локальных неоднородностей в строении объектов, таких, например, как трещины, раковины и т.п. Голограммы объектов были получены с помощью луча от гелий ионового лазера ЛГ 38. Чувствительность опытов составляла 0.5 мкм. Деформации измерялись вдоль двух взаимно перпендикулярных осей. На рисунках 2.13 и 2.14 представлены характерные интерференционные картины для образцов 9 и 20.

На рисунках отчетливо видны изломы линий деформации, свидетельствующие о наличии локальных неоднородностей. Изломы линий деформаций возникают в случае нагружения образцов в направлении параллельном прослоям (направлении наибольшей чувствительности). В случае нагружения образца по направлению перпендикулярному прослоям локальные неоднородности проявляются на интерферограммах менее отчетливо в виде изменения частоты изолиний по границам неоднородности.

Излом линий деформаций образца 20 соответствует микротрещине со следами выщелачивания на бортах (реперные точки 2, 5, 8 на рис. 2.11 ,А). Область деформаций образца 9 соответствует зоне микродробления крупнокристаллического белого кальцита (реперные точки 2-3-5-6 на рис. 2.10).

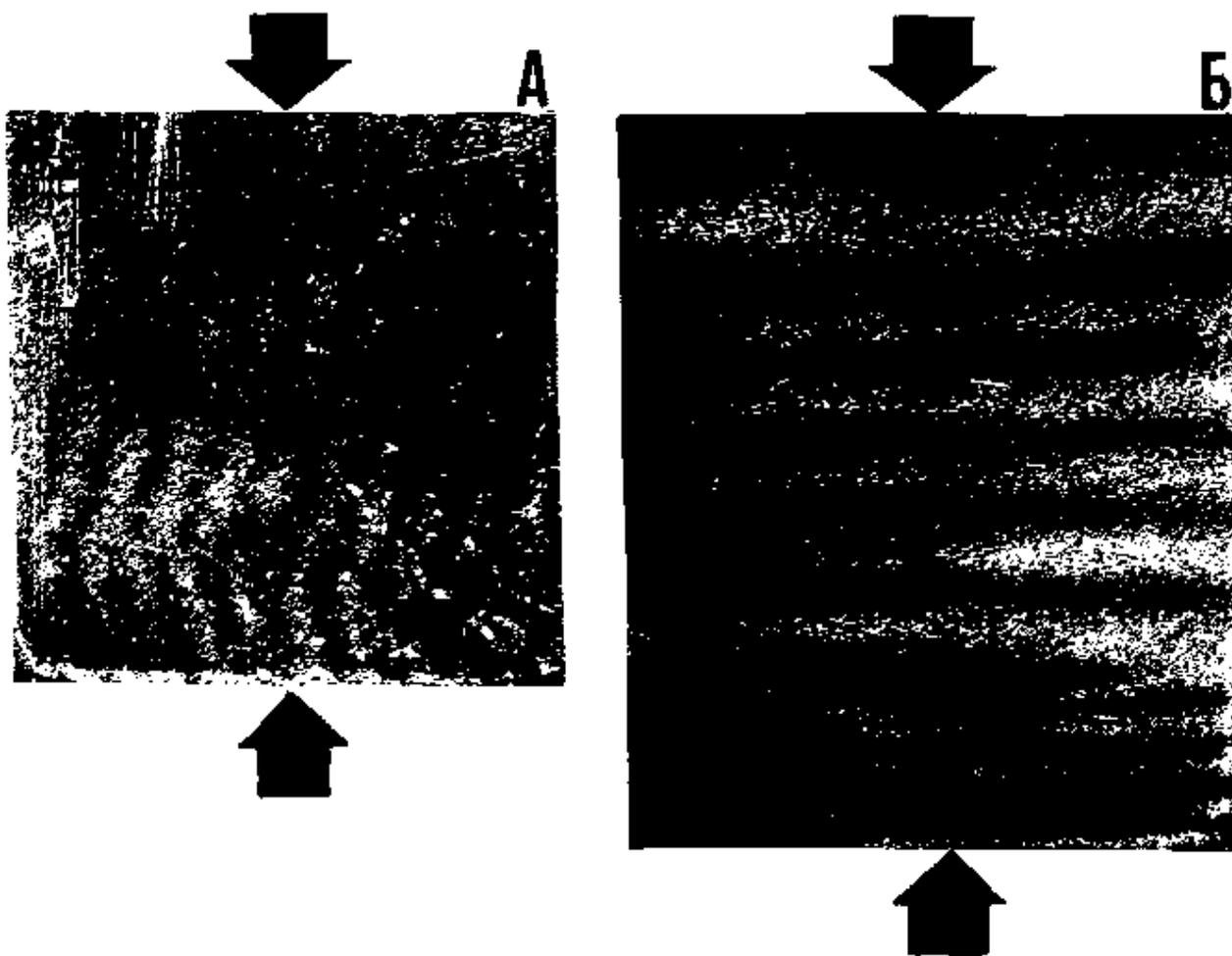


Рис.2.13. Интерферограммы образца 20. Ориентировка нагрузки: А - параллельно прослоям, Б - перпендикулярно прослоям. Расстояние между линиями деформаций 0.5 мкм

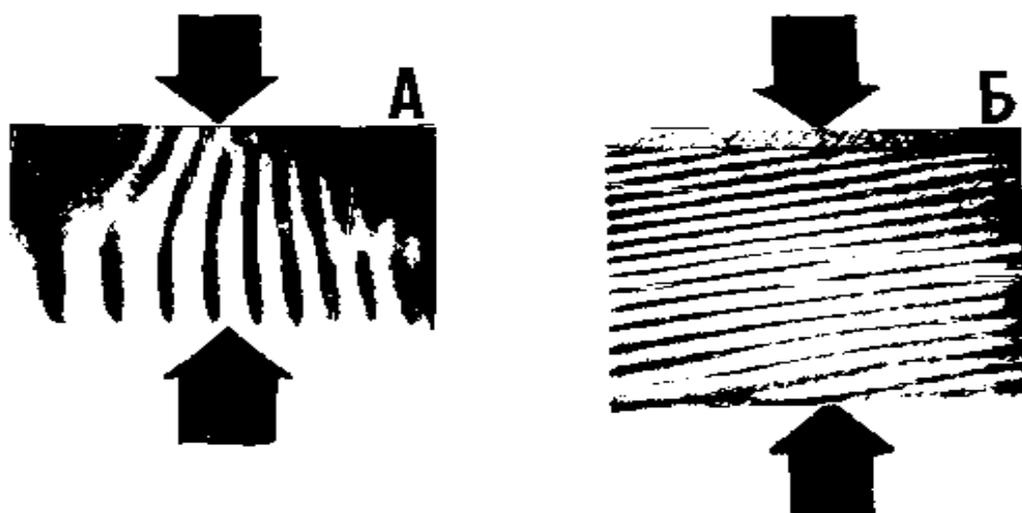


Рис.2.14. Интерферограммы образца 9. Ориентировка нагрузки: А - параллельно прослоям, Б - перпендикулярно прослоям. Расстояние между линиями деформаций 0.5 мкм

Голографическая интерференционная дефектоскопия подтвердила выводы, изложенные выше. Результаты исследований показали, что в поле механического воздействия (как и в тепловом поле) деформации концентрируются вдоль трещин. Деформационная активность трещин при механическом воздействии зависит от ориентировки стресса. Максимальное проявление трещины возникает в том случае, когда направление механического воздействия совпадает с ее плоскостью.

### 2.2.3. Структурно-текстурные особенности пород на микроуровне, их анализ

Изучение микроструктур минералов и горных пород с применением просвечивающей электронной микроскопии (ЭМ) имеет относительно длительную историю. Опыт и объем данных применения ЭМ в металлургии и металлофизике положили начало исследованиям на уровне больших разрешений в минералогии. Координация этих исследований была проведена на специальных симпозиумах (Манчестер, 1972; Канберра, 1974 и др.) и спецсекциях совещаний Геологических обществ, например Американского в Миннеаполисе в 1972 году. К этому же периоду относятся и первые опыты изучения минералов с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ).

Первыми на ЭМ были изучены глины и слюды, главным образом в целях идентификации минералов и установления морфологии микрочастиц. Современная ЭМ обладает огромным комплексом качественных и количественных методов, позволяющих определять атомную структуру природных кристаллов, изучать дислокационные микроструктуры в деформированных кристаллах и горных породах, а по микроструктурам определять движения дислокаций и физические условия процессов деформаций, в которых наиболее важными переменными являются температура, напряжения, степень деформации и время.

Последовательность развития дислокаций, их механизм движения являются наиболее важными результатом микроисследований, поскольку используются при интерпретации микроструктур природных объектов. Впервые механизм движения дислокаций был установлен на опытах с металлами, но как оказалось, аналогичные процессы присутствуют и в минералах. В условиях небольших температур и малых скалывающих напряжений дислокации движутся и накапливаются по плоскостям

скольжения. При изменении условий (например, повышении температуры) дислокации выстраиваются в сеточные структуры, а далее разбивают кристалл на субзерна, высвобождая тем самым энергию деформаций. Параллельно может происходить перекристаллизация - возникновение новых недислоцированных зерен вдоль межзерновых границ или внутри участков интенсивного напряжения [196].

За десятилетия электронномикроскопических исследований были изучены десятки «классических» минералов, в том числе и минералы входящие в состав карстующихся пород. В основном это были карбонаты. Так деформационные особенности кальцита интенсивно исследовались в США с 1950 по 1960 гг., а проявления микроскопических особенностей деформированного кальцита на субмикроскопическом уровне изучались по специальной программе с 1971 по 1979 гг. Приведем основные результаты этих исследований, касающиеся особенностей микроструктур, по данным Дж. Барбера и Г.Р. Венка (1979).

При деформациях тонкозернистого известняка одноосным сжатием в температурном диапазоне до 200°C возникают мозаичные структуры, в которых микротрещины делят материал на блоки с неразрешимыми дефектами. В диапазоне температур 300-600°C мозаичные структуры разрушения не возникают, а некоторые зерна содержат переплетения дислокаций или полосы деформаций. Характерно субмикроскопическое двойникование. При температурах выше 800°C имеет место двойникование и появление широких сеток дислокаций, но в значительно меньшей степени, нежели при более низких температурах.

Были исследованы и природнодеформированные карбонаты, отобранные вдоль надвигов в Центральных Альпах с целью поисков дефектов сходных с дефектами экспериментального деформирования. Так в тонкозернистом триасовом известняке дислокации имеют высокую плотность и ориентированы вдоль линий, совпадающих с направлением надвигания. Отсутствие интенсивной микротрещиноватости свидетельствует о низкой скорости деформаций, отсутствии больших напряжений с одновременным развитием структур регенерации.

Результаты исследований микроструктур с помощью электронной микроскопии позволяют резюмировать следующее:

- \* характер строения минералов и пород на микроуровне отражают деформационные и температурные условия их преобразования;
- \* очевиден факт зависимости реликтовых и регенерированных микро- и субмикроструктур от деформационных структур макроуровня.

В рамках рассматриваемых в данной работе вопросов карстогенетической сути структур карстующихся пород, приведенные выводы важны как в теоретическом, так и практическом аспектах.

Теоретически исследователь получает право предположить, что элементы микроструктур, в том числе и микроструктуры растворения, имеют в массиве анизотропное распределение. Особенности микроструктур и анизотропия их распределения обусловлена элементами макроструктур (например, макротрещинами), их генетическими особенностями.

В практическом отношении интересны сами формы микрорастворения и микроразрушения пород, их морфология и морфометрия, а приуроченность тех или иных форм к различным генетическим типам трещин дает дополнительные сведения о природе избирательности карстового процесса на его начальных стадиях развития, помогает восстановить начальный механизм расширения трещин или их химической кольматации.

В качестве иллюстрации к теоретическим и практическим предпосылкам приведем результаты авторской интерпретации исследований с помощью СЭМ кристаллических и оолитовых известняков. Исследования были проведены в лаборатории электронной микроскопии Школы географии Оксфордского университета. Все микрофотографии выполнены автором.

Образцы для микроисследований отбирались в районе поднятия Мендип (Центральная Англия), где толстослоистые, кристаллические, моноклинально залегающие известняки каменноугольного возраста, представляющие ядро карстового массива, несогласно перекрыты среднеюрскими, слабыми оолитовыми известняками. С юга и юго-востока массив ограничен тектоническим разломом, определявшим динамику развития нарушений сплошности на протяжении палеозоя-кайнозоя. Схемы отбора образцов, в зависимости от трещинной структуры массива, представлены на рис. 2.15.

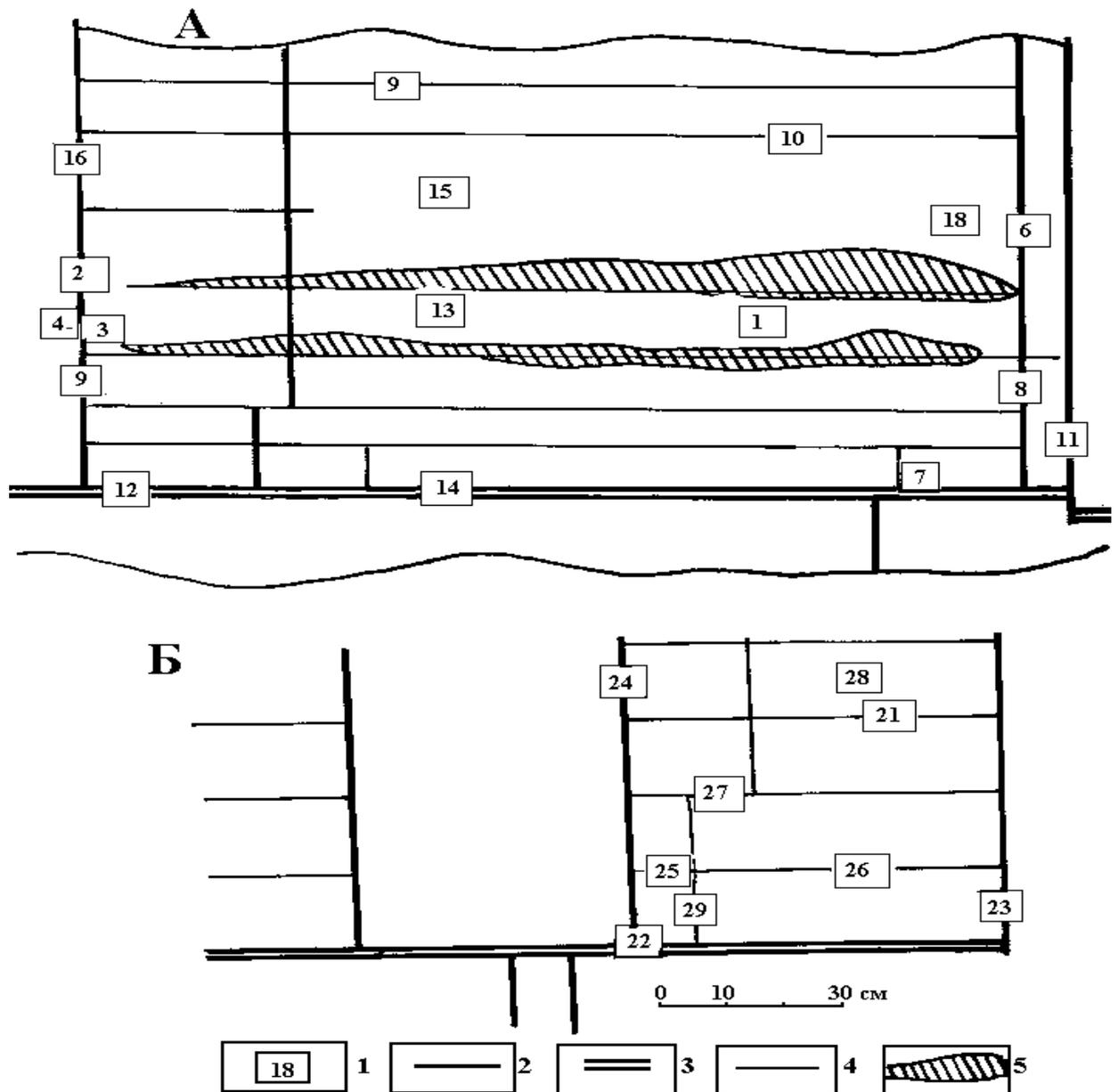


Рис.2.15. Схемы отбора образцов для микроструктурного анализа. А - в кристаллических известняках, Б - в оолитовых известняках. 1- точка отбора образца и его номер, 2- тектонические трещины, 3- межпластовые трещины, 4- внутрипластовые трещины, 5- зоны окремнения известняков

Для выявления особенностей микроструктур образцов в зависимости от его положения относительно элементов макроструктуры, образцы сгруппированы по сериям: А - с поверхностей тектонических трещин, В - с поверхностей межпластовых трещин, С - из межтрещинных блоков.

*Кристаллические известняки. Серия А.* Для образцов данной серии характерна высокая степень дислоцированности, выраженная а) линейными и пластично изогну-

тыми дислокационными линиями на поверхностях кристаллических зерен, б) микротрещинами отрыва и скола как межзерновыми, так и внутризерновыми, в) структурами микродробления («брекчирования») пород.

Грани кристаллов разрушены выщелачиванием с образованием вторичных аморфных комковатых зерен или их агрегатов. Разрушение происходит по периферии отпрепарированных кристаллов и зерен, а также по редким вторичным порам субизометричной, реже серповидной формы. Поры имеют неровные края и размеры до 100 мкм. Внутри пор и по их бортам (вокруг устья) располагаются микрзерна. На рис. 2.16 (б, в, д) четко видны линейные деформации на поверхностях отпрепарированных кристаллических зерен. Деформационные линии с плавным пластичным изгибом представлены на рис. 2.16 (е). Механические деформации макроуровня реализованы в микротрещинах скола. На рис. 2.16 (г) показан кристалл с внутризерновыми микротрещинами изогнутой формы. По таким микротрещинам в местах наибольшего перегиба развиты вторичные поры. Структуры микродробления представлены на рис. 2.17. Дроблению подвержены как заполнитель микротрещин (рис. 2.17 а, б), так и сама порода (в, г). Заполнитель микротрещин, как правило, представлен хорошо сформированными кристаллами вторичного кальцита. На участках микродробления кристаллы вторичного кальцита характеризуются острыми сколами ребер и вершин.

Серия **В**. В образцах данной серии практически отсутствуют формы механического разрушения кристаллов и зерен, брекчиевидные структуры. Высока роль вторичной пористости. «Активные» поры, частично заполненные продуктами химического разрушения, расположены как вдоль межзерновых микротрещин, так и на поверхности кристаллов и по их контактам. Средние размеры пор варьируют от 10 до 25 мкм (рис. 2.18, б, г). Формы химического разрушения образуются на поверхностях минеральных зерен или гранях кристаллов за счет слияния краев вторичных пор и имеют вид микроворонки разнообразной конфигурации в плане: в виде восьмерок, окружностей или вытянутых эллипсов с изломанными краями. По мере слияния отдельных форм выщелачивания, разрушаемая поверхность покрывается чехлом перетолженного материала. Структура чехла - комковато-сетчатая. Сформирована агрегатами перетолженных зерен, разделенных соединяющимися микроканалами (рис. 2.18, а). Данная структура, являясь характерной только для поверхностей открытых

межпластовых трещин, по внешнему виду напоминает рисунок, образуемый трещинами усыхания в глинистых отложениях или полигональную сеть литогенетических трещин, например в гипсах. Чехол переотложенного материала выполняет роль защитного экрана от прямого воздействия на породы влаги воздуха или конденсата, а во вторых локализует выщелачивание по «проницаемым» каналам, особенно в местах их пересечения с микродислокациями в зерне или кристалле. При консервации трещины, переводе ее в пассивный гидродинамический режим, чехол вероятно, может сохраняться геологически длительный срок. В активных трещинах или их фрагментах, чехол удаляется водным потоком или посредством гравитационного отслоения и процесс выщелачивания возобновляется на очищенной поверхности. Циклы образования чехла и очищения поверхности повторяются до тех пор пока межпластовое пространство не будет достаточным для эрозионного действия водного потока.

Подборка микрофотографий на рис. 2.18 отражает различную степень формирования вторичной комковато-сетчатой структуры - от чистой поверхности кристаллов с единичными, активными порами через образование вторичных зернистых структур с содержанием реликтовых зерен до комковатых агрегатов чехла, полностью покрывающего породу.

Серия С. Характерными микроструктурными элементами в образцах из центральных частей блоков пород, ограниченных макротрещинами, являются микротрещины отслаивания - результат частичного снятия деформационно-напряженного состояния в породах. Часто микротрещины отслаивания встречаются не только по поверхности обнажения горных пород, но и в средней части межтрещинного блока по поверхности внутрипластовых трещин (рис. 2.19, в). Микротрещины, протяженностью от 200-300мкм и более, ориентированы под острыми углами к поверхности и отделяют от массива микрочешуи с неровными, острыми краями. Раскрытость таких микротрещин колеблется от 10 до 50мкм, а толщина чешуй от 50мкм и более. Формы выщелачивания представлены вторичными порами, заполненными или обрамленными продуктами химического распада вещества в виде зерен и их агрегатов, а также ямками выщелачивания. Средние поперечные размеры пор достигают 15мкм. Поры локализованы а) на участках скопления первичных пор, б) по линии отрыва чешуйки от массива.

Рис.2.16. Элементы микроструктур поверхностей бортов тектонических трещин кристаллических известняков

Пояснения к рис. 2.16

Серия А: а) обр.4 - кристаллическое зерно покрытое продуктами выщелачивания в виде аморфных зерен и их агрегатов. С поверхности происходит отслаивание фрагментов мономинерального зерна в виде микрочешуек и их разрушение по периферии. При увеличении изображения отчетливо видно устье серповидной поры размером 100x25 мкм. Вокруг устья углубления выщелачивания и зерна переотложенного материала; б-в) - последовательное увеличение фрагмента поверхности обр.4 с изображением отпрепарированного мономинерального зерна с дислокациями линейного вида. Наиболее сильное химическое разрушение зерна происходит по его периферии; г) обр.2 - отпрепарированный кристалл кальцита с вторичными порами. При увеличении видны изогнутые трещины скола по которым развиты субизометричные открытые поры в поперечнике до 15 мкм. Внутри пор зерна вторичных образований; д) обр.11 - отпрепарированный кристалл кальцита с субпараллельными деформационными линиями, по которым образовались ступенчатые сколы. Пористость только первичная. По деформационным линиям и ступеням скола происходит избирательное выщелачивание, трассируемое по вторичным зернам и хлопьевидным аморфным образованиям; е) обр.6 - на поверхности серповидные трещины отслаивания и отпрепарированное мономинеральное зерно. При увеличении видны пластично изогнутые деформационные линии. В месте наибольшего изгиба, совпадающего с окончанием серповидной трещины, формы разрушения в виде вторичной поры поперечником 25 мкм, частично заполненной продуктами выщелачивания и углубление, также заполненное вторичным материалом в виде зерен

Рис.2.17. Элементы микроструктур поверхнестей бортов тектонических трещин кристаллических известняков

Пояснения к рис. 2.17

Серия А: а-б) обр.16 - последовательное увеличение изображения заполнителя микро-трещины, представленного кристаллами вторичного кальцита. На поверхности образца пористость отсутствует. Хорошо сформированные кристаллы заполнителя подвержены механическому дроблению. Видны острые сколы с вершин и граней кристаллов; в) обр.19 - нитевидные кристаллы вторичного кальцита(?) на фоне брекчиевидной структуры, представленной монокристаллическими блоками, разделенными микротрещинами. Заполнитель микротрещин отсутствует. Локальных форм растворения нет; г) обр.3 - брекчиевидная структура, представленная дезинтегрированными зернами кальцита размером до 50мкм. В нижней части снимка расширенная трещина длиной до 200мкм и шириной до 50мкм, основанием которой служит грань монокристалла со следами механического разрушения по периферии. Пористость отсутствует, следов выщелачивания нет

Рис.2.18. Элементы микроструктур поверхностей бортов межпластовых трещин, кристаллических известняков

Пояснения к рис. 2.18

Серия В: а) обр.12 - чехол переотложенного материала комковато-сетчатой структуры; б) обр.14 - отпрепарированная грань кристалла, интенсивно разрушаемая выщелачиванием по периферии, по ребрам кристаллитов, по плоскости грани за счет развития активной вторичной пористости. Поры образуют скопления высокой плотности. Видны слившиеся поры в виде «восьмерок» или каналов по границам кристаллитов. В устьях пор присутствуют зерна переотложенного материала. Поперечные размеры устьев пор изменяются от 3 до 20мкм; в) обр.7 - поверхность породы почти полностью покрыта зернами остаточного продукта выщелачивания. Вторичная зернистая структура содержит зерна первичных кристаллов, разрушение которых происходит по периферии. Зерна вторичной структуры имеют размеры от 1 до 3мкм, зерна первичных кристаллов - от 10 до 15мкм; г) обр. 9 - грань кристаллита, практически не затронутая процессами выщелачивания. При увеличении на поверхности кристалла видны первичные (пассивные) поры размером 1мкм и вторичные (активные) поры размером от 3 до 20мкм. Устья активных пор расширены растворением и частично заполнены вторичными зернами. Активные поры локализованы вдоль микротрещин - границ кристаллитов

Рис.2.19. Элементы микроструктур в породах межтрещинных блоков кристаллических известняков

Пояснения к рис. 2.19

Серия С: а-б) обр.1 - последовательное увеличение фрагмента трещины, параллельной поверхности образца. Трещина сформировалась по грани кристаллита, отпрепарированный участок которого интенсивно разрушен вторичной пористостью и ямками выщелачивания. Вся остальная поверхность покрыта продуктами выщелачивания. Вторичные поры размерами в поперечнике до 5мкм локализованы на участке скопления первичных внутрикристаллических пор, размеры которых от 1 мкм и менее. Чешуйчато-пористое строение поверхности образца отчетливо видно при большом увеличении (б); в) обр.18 - протяженная микротрещина отслаивания на поверхности горизонтальной внутрипластовой макротрещины. Раскрытость микротрещины в устье достигает 50мкм; г) обр.13 (центральная часть межтрещинного блока) - микротрещина отслаивания с формами выщелачивания в виде вторичной пористости по линии отрыва; д) обр.15 (поверхность вертикальной внутрипластовой макротрещины) - четко виден свежий, неровный скол, не затронутый процессами разрушения. Вторичная пористость и продукты выщелачивания расположены по поверхности образца до линии отрыва и по поверхности чешуйки; е) обр.16 (поверхность внутрипластовой горизонтальной макротрещины на ее пересечении с вертикальной тектонической) - элемент чешуйчато-пористой структуры. Интенсивно разрушенная поверхность чешуйки с вторичной пористостью, ямками химического травления и механических сколов на гранях и ребрах кристаллов. По линии отрыва чешуйки - зона локализации вторичных пор

*Оолитовые известняки.* Микроструктуры оолитовых известняков коренным образом отличаются от микроструктур кристаллических известняков и, в основном определяются структурно-текстурными особенностями пород. Вместе с тем, при детальном анализе микрофотографий образцов, сгруппированных по их принадлежности к элементам макроструктуры массива, обнаруживаются общие, аналогичные по внешним признакам для тех и других пород, элементы структуры микроуровня, определяемые как генетическими, так и постгенетическими (динамическими) условиями развития макроструктуры, в частности элементов трещинной макроструктуры.

Серия А. Характерной микроособенностью образцов данной серии является механическая деформированность зерен, слагающих породу. Ступенчатые сколы на

оолитах, срезанные оолиты и пустые гнезда механически удаленных оолитов - наиболее характерные явления на поверхностях образцов, отобранных из бортов тектонических трещин. Скопления вторичных пор чаще всего присутствуют на участках сколов оолитов (рис.2.20, а, в, г). Сохранившиеся недеформированные оолиты подвергаются выщелачиванию с поверхности, оставаясь плотным кристаллическим образованием внутри. С поверхности на оолитах образуется чехол остаточного от выщелачивания материала в виде отдельных аморфозидных зерен или их агрегатов. Чехол разрушается за счет отслаивания вторичных агрегатов (рис.2.20, б). В том случае, если оолитовое зерно имеет сколы или срезано, его разрушение происходит не с поверхности, а за счет возникновения и увеличения количества и размеров вторичных пор, локализующихся вдоль линий деформаций - микротрещин и границ кристаллитов. Поры, расширяясь, образуют каналы и понижения, заполняемые продуктами растворения. Цемент межоолитового пространства также претерпевает изменения. Более плотный в непосредственной близости от оолита, цемент проникает в межзерновых центрах, где присутствует вторичный аморфозидный материал - продукт химической переработки цемента и вторичные достаточно хорошо сформированные кристаллы. Подобное явление, вероятно, не имеет массового характера, поскольку вторичные кристаллы кальцита в межзерновом пространстве образцов данной серии были обнаружены только в одном случае. Кристаллы имеют таблитчатую форму (рис. 2.20, е).

Серия **В**. Минимальная степень механических повреждений зерен, слагающих породу, и формы интенсивного выщелачивания являются отличительной особенностью образцов данной серии (рис. 2.21). Как правило, в образцах отсутствуют поверхности, с которых оолиты удалены механически. Сколы на зернах, за некоторым исключением, редки. Чаще встречаются гнезда, из которых оолиты удалены вследствие полного растворения, что фиксируется по характерным скорлуповидным корочкам вторичных образований, повторяющих форму зерна (рис.2.21, д). Межзерновой цемент практически полностью переработан и представляет собой скопление вторичного, рыхлого высокопористого вещества в виде зерен аморфозидного типа и их агрегатов. Характернейшими элементами структуры являются крупные (200-400мкм) межзерновые поры - открытые, без заполнителя, частично или полностью заполненные хорошо сформированными кристаллами вторичного кальцита с размерами в по-

перечнике до 100мкм, в то время как сами оолиты по длинной оси достигают размеров 2мм (рис.2.21, б). Интересен факт того, что растворение оолитовых зерен происходило позже, чем образование кристаллов кальцита в межзерновом пространстве, поскольку часть кристаллов на границе с зернами, изменили форму соответственно форме скорлуповидных оторочек оолита (рис.2.21, д).

Рис.2.20. Элементы микроструктур поверхностей бортов тектонических трещин в оолитовых известняках

Пояснения к рис.2.20

Серия А: а) обр.22 - оолитовое зерно со ступенчатым сколом. Ребро ступенчатого скола разрушено скоплением вторичных пор. Вокруг выщелаченного участка - зерна и агрегаты вторичного материала; б) обр.23 - оолитовое зерно с механическим сколом поверхности, покрытое чехлом вторичных аморфовидных образований. При увеличении виден фрагмент отслоения агрегата вторичных образований; в-г) обр.23 - последовательное увеличение поверхности скола оолитового зерна. Вторичные поры, размером от 3 до 20мкм, слившись образовали каналы и понижения. Местоположение пор определено микротрещинами скалывания кристаллического ядра. Помимо порового пространства, растворение ядра оолита происходит по его периферии; д-е) обр.29 - последовательное увеличение поверхности образца базально-ячеистой структуры. На микрофотографии представлена поверхность заполнителя межоолитового пространства с ячейками эллипсовидной формы - гнездами удаленных оолитов. Вид е) дает представление о структуре межзернового пространства. Видно уплотнение цемента вокруг оолитовых гнезд и поровопроницаемое пространство в межзерновых центрах, заполненное вторичными таблитчатыми кристаллами кальцита. Факт отсутствия продуктов растворения в гнездах свидетельствует в пользу механических причин удаления оолитов

Рис.2.21. Элементы микроструктур поверхностей бортов межпластовых трещин оолитовых известняков

### Пояснения к рис.2.21

Серия В: а) обр.25 - оолит без признаков механических деформаций. При увеличении на поверхности оолитового зерна видны остатки цемента; б) обр.22 (место сочленения межпластовой и вертикальной тектонической трещин) - устье вторичной поры с поперечными размерами 230мкм на поверхности скола оолитового зерна. Устье заполнено продуктами выщелачивания. В центральной части поры хорошо сформированные кристаллы вторичного кальцита, некоторые со следами механического повреждения; в-г-д) обр.26,27 - крупные межзерновые поры с частичным заполнением кристаллами вторичного кальцита. Видны гнезда оолитов, сохранившие форму за счет скорлуповидных вторичных химических образований, повторяющих контур зерна (в,д) и гнезда измененного вида за счет растворения вторичных оторочек оолита и накопления в углублениях аморфовидных зерен и агрегатов (г). Цемент представляет собой высокопористую, рыхлую, зернисто-аморфную массу

## 2.3. Распределение трещин в пласте осадочных горных пород.

### Элементы анализа трещинной структуры

#### 2.3.1. Трещиноватость приповерхностных зон карстовых массивов

Особенности строения приповерхностных зон карстовых, преимущественно карбонатных массивов, рассмотрены в работах P. Williams (1983, 1985), S. Trudgill (1985), D. Ford, P. Williams (1989), А.Б. Климчука и др. (1981), А.Б. Климчука (1989) и многих других исследователей в целях анализа условий карстового морфогенеза и перераспределения инфильтрационных вод.

Совокупность процессов карстового морфогенеза в приповерхностной зоне в западной литературе называется *эпикарстом* [гр.επί на, поверх]. А.Б. Климчук, раскрыв сущность этих процессов предложил заменить термин «приповерхностная зона» термином *эпикарстовая зона* [78]. В дальнейшем, при рассмотрении особенностей строения или протекания процессов в верхней части карстовых массивов, в данной работе использованы термины *эпикарст* или *эпикарстовая зона*.

В общегеологическом смысле строение эпикарстовой зоны соответствует строению зоны выветривания. В свою очередь зональность выветривания обуславливает гидрогеологические особенности приповерхностной части массива. В подзоне интенсивного выветривания (тонкого дробления) за счет кольматации трещин элювиальными отложениями водопроницаемость невелика. Водопроницаемость возрастает в подзоне мелкого дробления и достигает максимума в верхней части глыбовой подзоны. Далее, в глубину массива, по мере затухания трещиноватости выветривания, водопроницаемость нелинейно уменьшается, сохраняясь высокой лишь вдоль крупных секущих трещин и разломов.

Распределение инфильтрационных вод происходит следующим образом: часть стока идет на пополнение почвенных влагозапасов и испарение, часть на инфильтрацию.

Схематизируя условия, примем водопроницаемость подзоны интенсивного выветривания квазиравномерной по поверхности массива. По мере снижения интенсивности трещиноватости выветривания и уменьшения водопроницаемости пород, скорость нисходящего движения вод замедляется, и сток приобретает преимущественно

субгоризонтальную направленность, формируя подвешенный эпикарстовый водоносный горизонт.

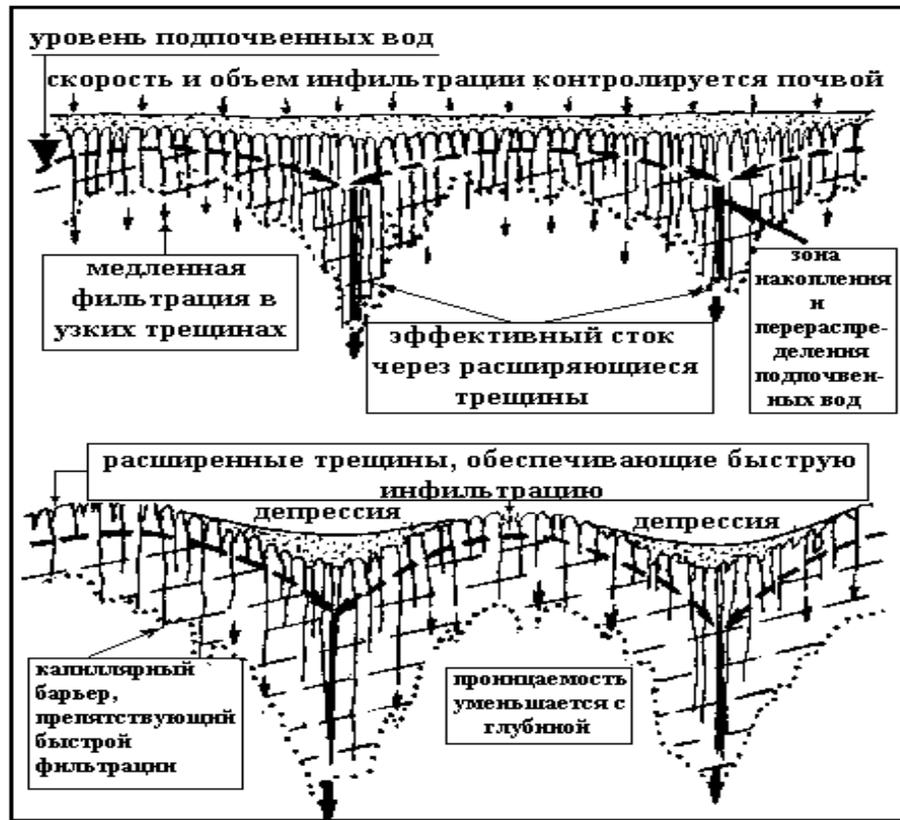


Рис.2.22. Гидродинамическая схема эпикарстовой зоны (по P. Williams,1983)

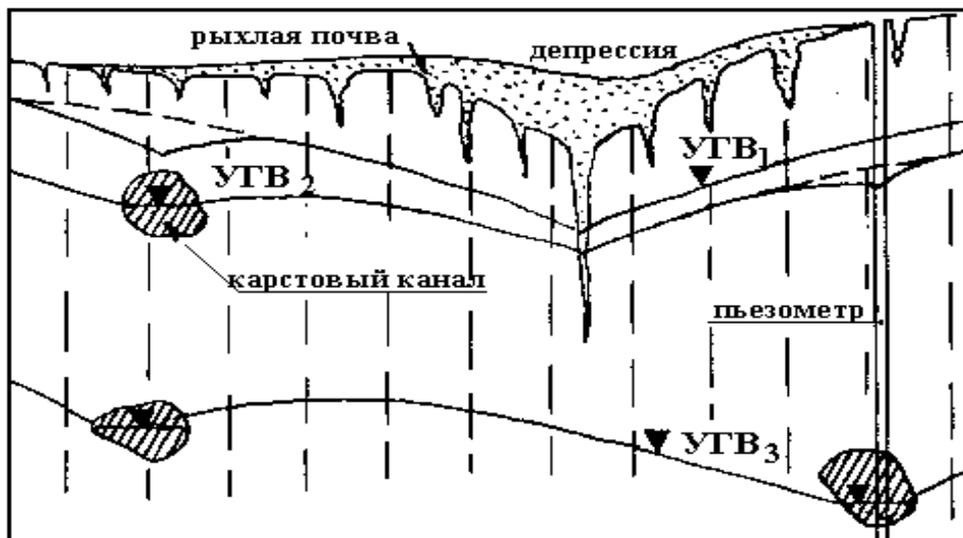


Рис.2.23. Влияние карстовых форм на изменение конфигурации уровней подземных вод в эпикарстовой зоне (по O. Vonacsi,1987)

Накапливающиеся в подзоне интенсивного выветривания воды срабатываются в блоковую подзону по крупным тектоническим трещинам. Движение вод на границе блоков пород направлено по гидравлическим уклонам к ближайшим тектоническим трещинам. Вблизи трещин-поглотителей формируются депрессионные воронки, радиусы влияния которых определяются поглощающей способностью секущих трещин, водообильностью подвешенного горизонта, густотой сети и рисунком трещин (рис. 2.22). Не только элементы трещинной структуры влияют на гидродинамические особенности эпикарстовой зоны. На рис. 2.23 схематично представлено влияние карстовых форм поверхности массива (карров) и карстовых каналов ниже поверхности на конфигурацию уровней подземных вод. Феномен изменения конфигурации уровней подземных вод эпикарстовой зоны в зависимости от ее трещинно-карстовой структуры был установлен с помощью пьезометров, хотя, как видно из рисунка, и сами пьезометры влияют на водный уровень. Именно поэтому подобные пьезометрические данные должны быть подтверждены какими либо другими методами, например геофизическими [200].

Итак, важнейшими функциями эпикарстовой зоны являются регулирование стока путем накопления запасов вод и их постепенного срабатывания в массив, и субгоризонтальное перераспределение стока и его локализация вдоль зон с высокой проницаемостью (эффект «бутылочного горлышка» по P. Williams).

Очевидно, что глубинные интервалы изменения режима и направления движения подземных вод наиболее благоприятны для развития в них форм растворения. Гидродинамический барьер, образуемый между подзоной интенсивного выветривания и блоковой подзоной определяет локализацию карстового морфогенеза. Например в карбонатах, выше уровня эпикарстовых вод происходит интенсивное растворение пород по трещинам за счет большого содержания двуокси углерода в атмосферных водах и в почвах, ниже достигается равновесие между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CO}_2$ . Но, в местах дренирования горизонта подвешенных эпикарстовых вод, над секущими трещинами относительное химическое равновесие нарушено, а скорости фильтрации возрастают по мере приближения к поглотителю. Результатом является развитие форм поверхностного выщелачивания пород - карров и коррозионных депрессий выше уровня эпикарстовых вод, особенно ярко проявляющихся над депрессионной воронкой и, разви-

тие вертикальных полостей ниже уровня эпикарстовых вод за счет коррозионно-эрозионного расширения трещин-поглотителей подземных вод. Один из вариантов поэтапного развития вертикальных полостей представлен на рис. 2.24.

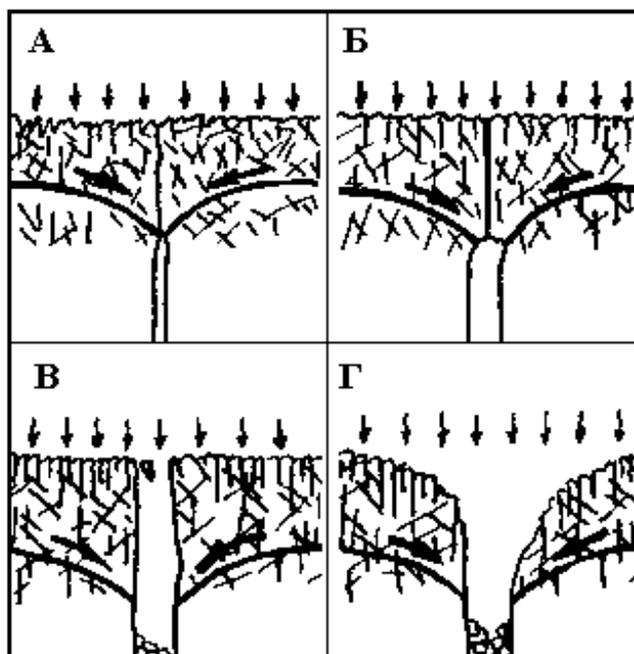


Рис.2.24. Развитие карстовых форм в приповерхностной зоне массивов (по А.Б. Климчуку и др., 1981)

Отличительной особенностью поверхностей массивов является то, что она разбита трещинами выветривания. Естественно, что на поверхность выходят трещины и других генетических групп, например тектонические, внутрислойные, литогенетические, но они видоизменены агентами выветривания до такой степени, что их идентификация весьма затруднена, а порой практически невозможна. Особенно данное явление характерно для высокогорных массивов и в северных широтах. Физическое дробление пород, сопровождаемое расширением трещин за счет растворения, приводит к затушевыванию системных трещин, образованию систем гипергенных трещин, а в результате сеть поверхностных трещин становится хаотичной, не поддающейся систематизации. Хаотичность приповерхностной трещиноватости в зависимости от высотно-климатических условий и литологии пород фиксируется до различных глубин. Вероятно, наибольшая глубина нарушения системности трещин характерна для высокогорных массивов. По данным визуальных наблюдений А.Б. Климчука и др.[80]

в карстовых колодцах массива Кырктау, хаотичность трещиноватости меняется на системность на глубинах 10-20м, где отличия в трещиноватости, характерные для приповерхностной зоны, исчезают.

В целях практики освоения закарстованных территорий возникает необходимость количественной оценки трещиноватости, в том числе и трещиноватости приповерхностной зоны массивов. В любом случае изучение и документация трещиноватости карстовых массивов является сложным и трудоемким процессом, в особенности в горных районах, где из-за контрастного рельефа или недостаточной обнаженности трудно, а иногда и невозможно дать количественную характеристику трещиноватости и блочности массива.

Для количественной оценки степени трещиноватости горных пород различными авторами предложен ряд коэффициентов, которые подразделяются на группы: линейных, площадных и объемных. В предыдущих работах мы приводили таблицы этих коэффициентов [142, 143].

Отметим, что для определения степени трещиноватости поверхностей карстующихся массивов целесообразнее всего использовать два показателя: 1) объемную суммарную площадь поверхностей трещин или объемную плотность трещиноватости ( $T$ ) - отношение суммы площадей поверхностей трещин в элементарном объеме породы и 2) объемную суммарную плотность трещин или трещинную пустотность ( $\Pi$ ) - отношение суммарного объема трещин к единице объема массива горных пород.

$$T = \frac{\Delta S}{\Delta V} \quad (2.10),$$

где  $\Delta S$  -площадь поверхности всех трещин;  $\Delta V$  -элементарный объем породы.

$$\Pi = \frac{\Delta V_{TP}}{\Delta V} = \sum_{i=0}^n \frac{\Delta \alpha_i}{\alpha_i + \Delta \alpha_i} \quad (2.11),$$

где  $\Delta V_{TP}$  -суммарный объем трещин;  $\Delta V$  -объем породы;  $\Delta \alpha_i$  -ширина трещин  $i$ -той системы;  $\alpha_i$  -среднее расстояние между трещинами  $i$ -той системы;  $n$  -число систем трещин, совместно развитых в данном объеме массива.

Данные коэффициенты позволяют учитывать степень относительной раздробленности отдельных участков и суммарную площадь поверхности пород на этих участках, что в карстологическом отношении важно при расчете скоростей денудации,

зависящих от удельных поверхностей пород, взаимодействующих с водой. По своему содержанию коэффициенты идентичны, что позволяет, зная один из них, легко рассчитать другой. Эти коэффициенты легко могут быть выражены через другие показатели трещиноватости, что существенно облегчает ее количественную оценку в пределах массивов, на отдельных участках, где подобные исследования уже проведены. Последнее положение важно для практики исследований, поскольку для оценки степени трещиноватости различные исследователи используют разные коэффициенты. Например, известны соотношения между  $T$ ,  $П$ , густотой трещин, поверхностной плотностью трещиноватости, коэффициентом трещинной пустотности и другими показателями [143].

Использование показателей трещиноватости в виде коэффициентов для оценки приповерхностных зон карстовых массивов при решении инженерных задач практикуется широко, однако следует помнить о том, что не всегда те или иные показатели позволяют обоснованно характеризовать строение массивов и получать данные для оценки их устойчивости. Так, при исследованиях трещиноватости юрских известняков Скалистого хребта на Северном Кавказе (долина р.Черек Балкарский) на площадках в откосах дорожной выемки были использованы коэффициенты трещинной пустотности и блочность пород применительно к той трещиноватости массива, которая определяет обрушение блоков. Сопоставление объемов вывалов по площадкам и коэффициента трещинной пустотности или показателя блочности массива, свидетельствуют об отсутствии связи между ними, что позволило сделать важный вывод о том, что при изучении трещиноватости в данных условиях основное внимание необходимо уделять оценке пространственного соотношения трещин в породах склона, а не общепринятым показателям (табл. 2.9).

Выход из сложившейся ситуации был найден в использовании нетрадиционного метода, а именно в применении стереофотосъемки обнажений пород с последующей инструментальной обработкой, позволившей с высокой точностью построить структурные модели массива и выполнять всевозможные измерения на этих моделях [75].

На рис. 2.25 показана одна из таких структурных схем, где достаточно четко проявляется пространственная приуроченность карстовых форм к трещинам напла-

ствования или их пересечениям с тектоническими трещинами, что для данного участка является закономерностью.

Таблица 2.9

**Характеристика трещиноватости юрских известняков Скалистого хребта  
(Северный Кавказ, долина р.Черек Балкарский)**

Тип трещин, № базиса	Число	Длина, м	Ширина, м	Пло- щадь,м <sup>2</sup>	К <sub>тр</sub> , %	Блоч- ность,см
Тектонические 6	3	4.7	0.010	0.470	1.6	42
	1	1.3	0.035	0.045		
	24	20.6	0.003	0.061		
Напластования 7	12	25.2	0.003	0.040	6.8	52
	3	0.6	0.010	0.064		
Тектонические 7	6	7.8	0.010	0.076	6.8	52
	21	14.3	0.003	0.043		
	1	4.4	12.000	5.280		
Тектонические 8	21	23.2	0.003	0.069	1.6	7
	11	21.0	0.010	0.210		
Тектонические 11	20	40.3	0.003	0.120	0.5	65
	19	24.5	0.010	0.246		
	6	4.6	0.020	0.093		
	2	10.4	0.035	0.364		
Тектонические	8	2.0	0.003	0.006		
13	2	4.3	0.001	0.043	0.3	74
	1	0.6	0.020	0.012		

Указанная закономерность пространственного соотношения карстовых форм и трещин проявляется в приповерхностной части массива с невысокой степенью раздробленности, на тех участках, где генетическая принадлежность дизъюнктивов еще может быть определена. Такие участки обычно характерны не для выровненных поверхностей высокогорных или нивальных массивов, а для их склонов, в бортах эрозионных врезов.

Здесь можно установить принадлежность блоков пород определенной морфологии к конкретному генетическому типу трещин, что тоже является частной закономерностью, которая обладает косвенными прогностическими функциями при оценке, например, устойчивости бортов искусственных выемок. В табл. 2.10 приведен пример соответствия формы межтрещинных блоков и трещин различного залегания и генезиса.

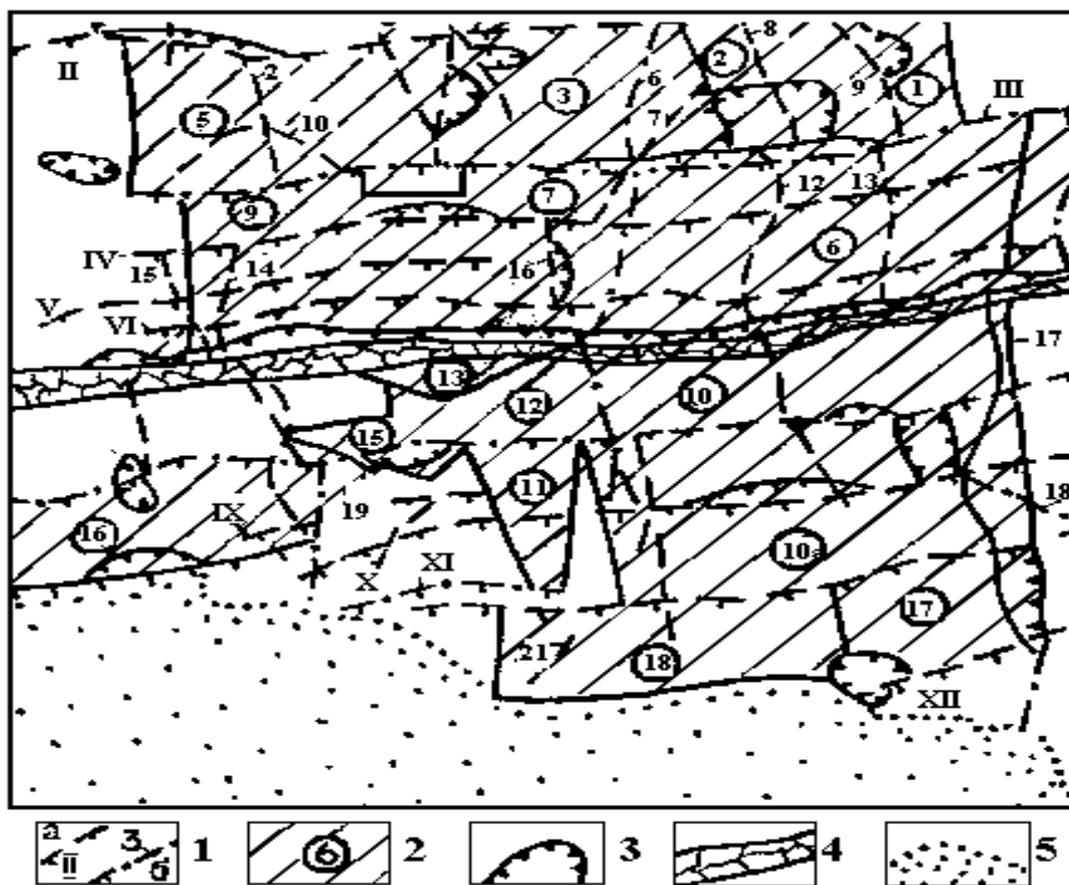


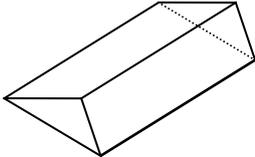
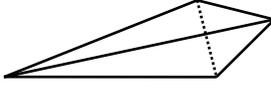
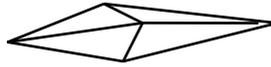
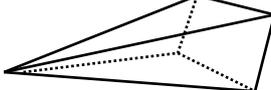
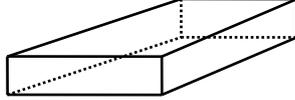
Рис.2.25. Структурная схема обнажения трещиноватых известняков. 1-трещины и их номера: а)напластования, б)тектонические; 2-ниши вывалов и их номера; 3-карстовые формы; 4-тектоническая зона дробления; 5-рыхлые отложения

Выявление структурных закономерностей приповерхностной части массива и их связи с карстовыми явлениями - сложный процесс, трудоемкий и не всегда эффективный. Тем не менее, такие закономерности и такие связи, хоть и в скрытой форме, но существуют в природе. Их установление намного облегчает решение теоретических и практических задач карстологического прогноза. Например, различной степени раздробленности приповерхностной части массива соответствуют определенные параметры поперечных размеров карстовых форм. На рис. 2.26, А-Б показана графическая зависимость размеров площадей межтрещинных блоков пород (отдельностей) и размеров площадей карстовых провалов. Для выявления данной зависимости использованы материалы по закарстованности и трещиноватости карстовых районов

Паланкареса и Каньяда дель Ойо (Пиренеи), крупнейших карстовых районов Испании и одних из самых значительных в Европе [209].

Таблица 2.10

**Формы межтрещинных блоков и их приуроченность к системным трещинам в юрских известняках Скалистого хребта (Северный Кавказ)**

Форма блоков	Средний объем, м <sup>3</sup>	Приуроченность к трещинам
	0.03	Тектоническим средней крутизны
	0.02	Тектоническим крутым
	0.13	Тектоническим крутым
	0.20	Напластования и тектоническим вертикальным
	0.01	Напластования и оперяющим

Группировка Паланкарес состоит из 30 провалов, занимает площадь 7.5км<sup>2</sup>. Средние поперечные размеры провалов в плане соответствуют 200-250м. Наибольший провал Ларга занимает площадь 10.3га и имеет максимальный диаметр 450м. Самый маленький провал Новиа имеет диаметр 60м и занимает площадь 0.5га. Глубины провалов изменяются в интервале от 10 до 100м. Провалы развиты на эрозионной поверхности доломитизированных известняков и доломитов туронского яруса верхнего мела. Группировка Каньядо дель Ойо состоит из 34 провалов, расположенных на склонах поля Гуадасаон - левом, сложенном известняками туронского и правом, сложенном доломитами сеноманского яруса меловой системы. 50% провалов имеют диаметры 100-150м и глубину 40-50м. Максимальную глубину - 92м имеет провал Лагуна дель Техо.

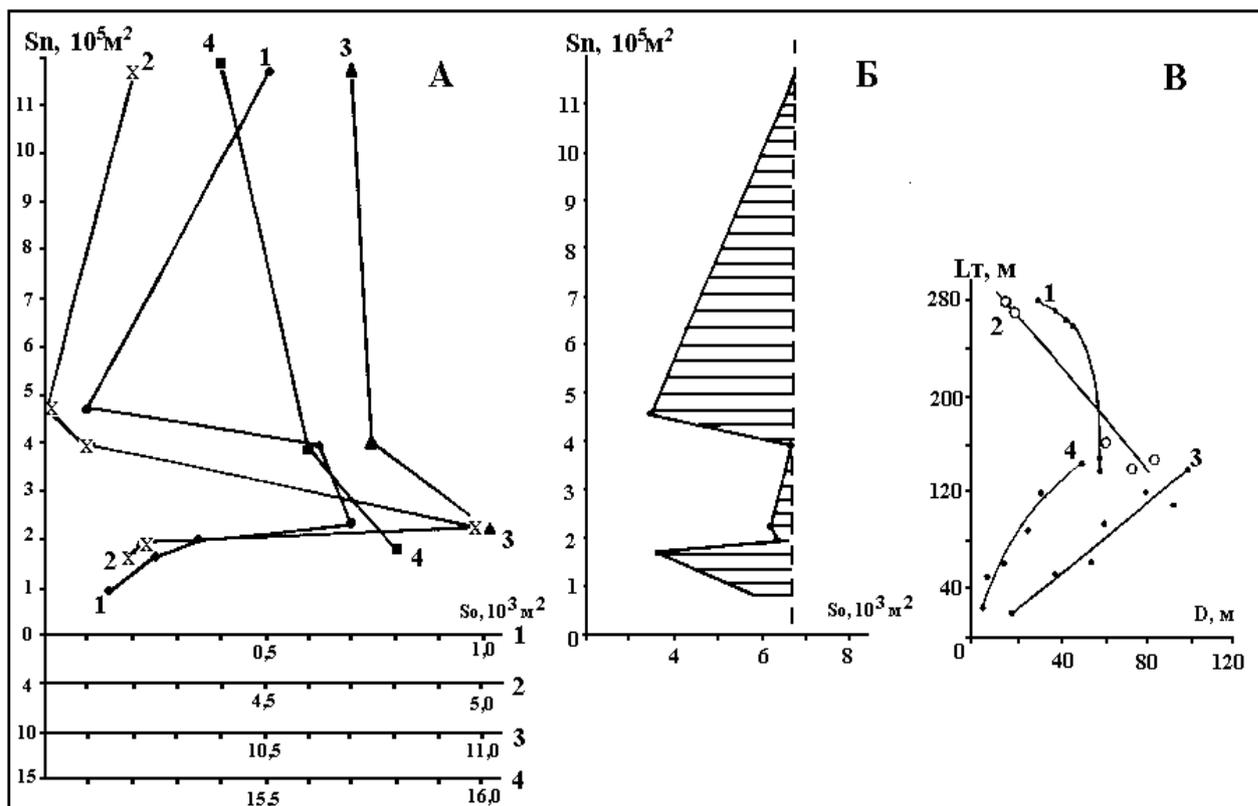


Рис. 2.26. Зависимость размеров карстовых провалов и полостей от раздробленности приповерхностной части массивов: А-Б в карбонатных массивах Паланкарес и Каньяда дель Ойо (Испания, Пиренеи): А - графики поинтервального соотношения площадей межтрещинных блоков-отдельностей горных пород ( $S_o$ ) и площадей провалов ( $S_p$ ), Б - диаграмма соотношения средних поинтервальных значений  $S_o$  и  $S_p$ . Штриховой линией показано положение среднего значения общего параметрического интервала площадей отдельностей. В - в сульфатно-карбонатном массиве Ледяная гора (Кунгур, Предуралье). Кривые изменения: 1- диаметров коррозионно-обвальных полостей, 2- диаметров карстовых провалов, 3- длины и ширины коррозионных полостей в зависимости от линейной плотности трещин  $L_t$  ( $m/500m^2$ )

Поинтервальное сопоставление размеров площадей отдельностей пород поверхности карстующегося массива и размеров площадей провалов (рис. 2.26, А) показывает, что при относительно малых площадях провалов (в данном случае  $1-3 \cdot 10^5 m^2$ ) существует тенденция увеличения размеров отдельностей до их максимальных значений при увеличении площади провала, в интервале площадей провалов  $3-5 \cdot 10^5 m^2$  происходит инверсия указанной тенденции и размеры площадей отдельностей стремятся к их минимальным или средним значениям, а для провалов, характеризующихся площадями от  $5$  до  $12 \cdot 10^5 m^2$ , размеры отдельностей стремятся к их средним значениям. Указанная тенденция в распределении площадей отдельностей относительно площадей провалов прослеживается в пределах всех параметрических интервалов размеров

площадей отдельностей пород поверхности массива. Более четко зависимость изменения характера раздробленности поверхности массива и образования провалов соответствующих площадей показана на рис. 2.26, Б, где заштрихованная область соответствует области вариаций размеров отдельностей относительно их принадлежности к определенным площадям провалов. Диаграмма показывает, что «эффективные» размеры отдельностей (тех, которые своим образованием предопределили потерю устойчивости кровли и появление провала определенного размера) не превышают средних значений общего параметрического интервала площадей блоков пород. Более того, чем крупнее по площади провал, тем ближе значения площадей отдельностей приповерхностной части массива к средним параметрам.

Необходимо отметить, что представленные на графиках числовые параметры соотношения площадей отдельностей пород и площадей провалов являются частными, применимыми только для данных карстовых районов. Они зависят от литологии и механических свойств пород. Остальные карстогенетические условия, вероятно, не имеют определяющего значения, поскольку провалы Паланкарес и Каньяда дель Ойо развиты в различных геоморфологических, гидрогеологических и структурно-тектонических условиях. Помимо частных числовых параметров представленные графические зависимости содержат и наиболее общие, тенденциозные закономерности, применимость которых при анализе эпикарстовых зон, допускается практически на любых участках с аналогичными карстопроявлениями. Подтверждением этому являются закономерности, представленные на рис. 2.26, В, где графически отражены результаты соотношения размеров карстовых форм и степени трещиноватости характерные для приповерхностной части сульфатно-карбонатного массива, в котором развивается Кунгурская Ледяная пещера. Общая же закономерность выражается тем, что размеры всех исследованных карстовых форм увеличиваются к участкам массива, характеризующимися значениями раздробленности в средних интервалах и уменьшаются на участках слабого и интенсивного дробления.

Наиболее общие закономерности формулируются следующим образом:

\* существует связь между степенью раздробленности пород приповерхностной части массива и площадями карстовых провалов;

\* размеры межтрещинных блоков пород имеют тенденцию к уменьшению в кровле более крупных по площади полостей, а их количество увеличивается и наоборот; следовательно, интенсивность дробления пород в приповерхностной части массива может быть использована как качественный критерий возможных деформаций поверхности и их параметров;

\* параметры раздробленности, в частности значения площадей межтрещинных отдельностей в кровле провалов, не превышают средних значений по участку, более того - чем больше по площади провал, тем ближе к средним тяготеют параметры межтрещинных блоков («феномен средних значений»).

Необходимо отметить, что «феномен средних значений» выявлен нами не только применительно к анализу раздробленности приповерхностной части массива бессистемными трещинами, но и применительно к распределению тектонической трещиноватости в пластах горных пород, слагающих внутренние части массивов. Суть феномена заключается в том, что пространственно полостные карстовые формы тяготеют к участкам или зонам, характеризующимся показателями нарушения сплошности в интервалах средних значений.

В связи с интенсивной нарушенностью эпикарстовой зоны, выявление структурных закономерностей и их обоснование необходимо проводить с учетом следующего принципа: *структурные элементы эпикарстовой зоны массива иерархичны, что означает их пространственную и морфологическую соподчиненность - форма и ориентировка сообщества элементов определенного ранга часто обусловлена структурным элементом, находящимся на более высокой ступени иерархии.*

Приведем еще один пример, поясняющий действие этого принципа. Рассмотрим соотношение ориентировки и морфологии поверхностных карстовых форм - карров от элементов дизъюнктивной структуры применительно к юго-западной части карстового массива Инглбороу (национальный парк Долины графства Йорк, северо-запад Англии). Район Инглбороу знаменит развитием гляциального карста, богатого поверхностными и подземными формами. В геолого-тектоническом отношении массив Инглбороу Хилл представляет приподнятый блок, ядро которого слагают нижнекаменноугольные известняки мощностью 180м, несогласно залегающие на дислоцированных некарстующимися слабопроницаемых отложениях силура и частично пере-

крытые некарстующимися породами нижнего и среднего карбона. Залегание известняков практически горизонтальное с легким падением (первые градусы) на север. Толща известняков и подстилающих пород с юго-запада срезана двумя параллельными разломами сбросового типа (северный и южный разломы Крэйвен). Геологическая схема района представлена на рис. 2.27.

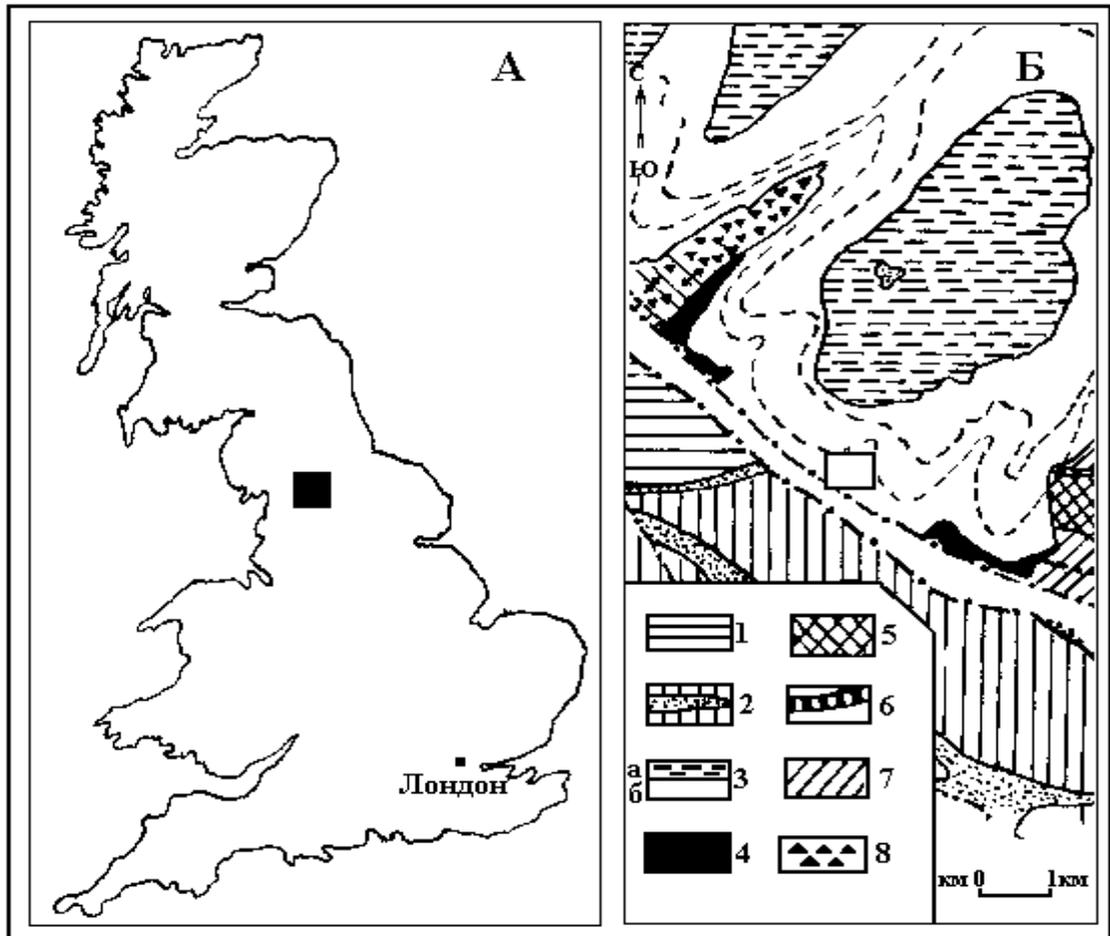


Рис. 2.27. Местоположение (А) и геологическое строение (Б) района Инглбороу (по К.С.Dunham и др.,1953). 1 - породы угленосной формации ( $C_3$ ); 2 - плитчатые кварцевые песчаники с галькой ( $C_2$ ); 3-4 - серия пород визейского яруса нижнего карбона ( $C_1 v$ ): Зачередование сланцев,песчаников и плитчатых известняков, 3б-пластовые карстующиеся известняки, 4-мергели и тонкие прослои известняка с галькой докембрийских пород; 5-6 - серия пород силурийского возраста (S): 5-кварциты, 6-известняки лландоверийского яруса ( $S_1$ ); 7 - известняки ордовика (O); 8 - докембрийские граувакки. Разломы показаны штрихпунктирной линией. Квадрат на схеме «Б» обозначает местоположение обследованного каррового поля

Исследования одного из карровых полей юго-западного плоского уступа на склоне массива выявили морфологическое многообразие карров в пределах площади

выхода на поверхность нижнекаменноугольных известняков, зависящее от литологии корродированных пород, интенсивности гляциального воздействия и характера постгляциального выветривания (рис. 2.28). Поле представлено как минимум тремя разновидностями.

*Подушкообразные карры* (рис 2.28, В). Карровые выступы округлой формы со сглаженными краями сложены интенсивно выветрелыми известняками, расслаивающимися на пластины параллельные поверхности. Выступы разделены тектоническими трещинами двух пересекающихся систем, расширенными выветриванием. Дно трещин выполнено рыхлыми задернованными отложениями. Ширина трещин достигает 0.3м, глубина до 0.5м.

*Плосковершинные трещинные карры* (рис. 2.28, С). Плотные известняки с ямками и каналами выщелачивания на поверхности разделены протяженными (до 200м) преимущественно параллельными трещинами одного направления. Ширина большинства трещин достигает 0.1м, глубина 0.3-0.5м. Дно относительно узких трещин не содержит рыхлых отложений, широких - задерновано.

*Островеишинные трещинные карры* (рис. 2.28, D). Плотные известняки, слабоветрелые и слабокорродированные разбиты на плоские с острыми краями блоки, расположенные вплотную друг к другу на ребрах. Плотность трещин велика, а их ориентировка устанавливается по преимущественной ориентировке длинных ребер блоков. Внешне поле островеишинных карр напоминает зону механического дробления пород, но блоки, за редким исключением, по основанию не отделены от пласта известняков.

Особенностью каррового поля является зонально-последовательное чередование карр разных видов. В центральной части поля развиты подушкообразные карры, сменяющиеся на зону плосковершинных, а те в свою очередь на полосу островеишинных.

Понять причину зональности и отчасти смену морфологии карр помог анализ структурно-тектонической ситуации участка развития поля. Карровое поле расположено практически на уступе борта северного разлома Крэйвен.

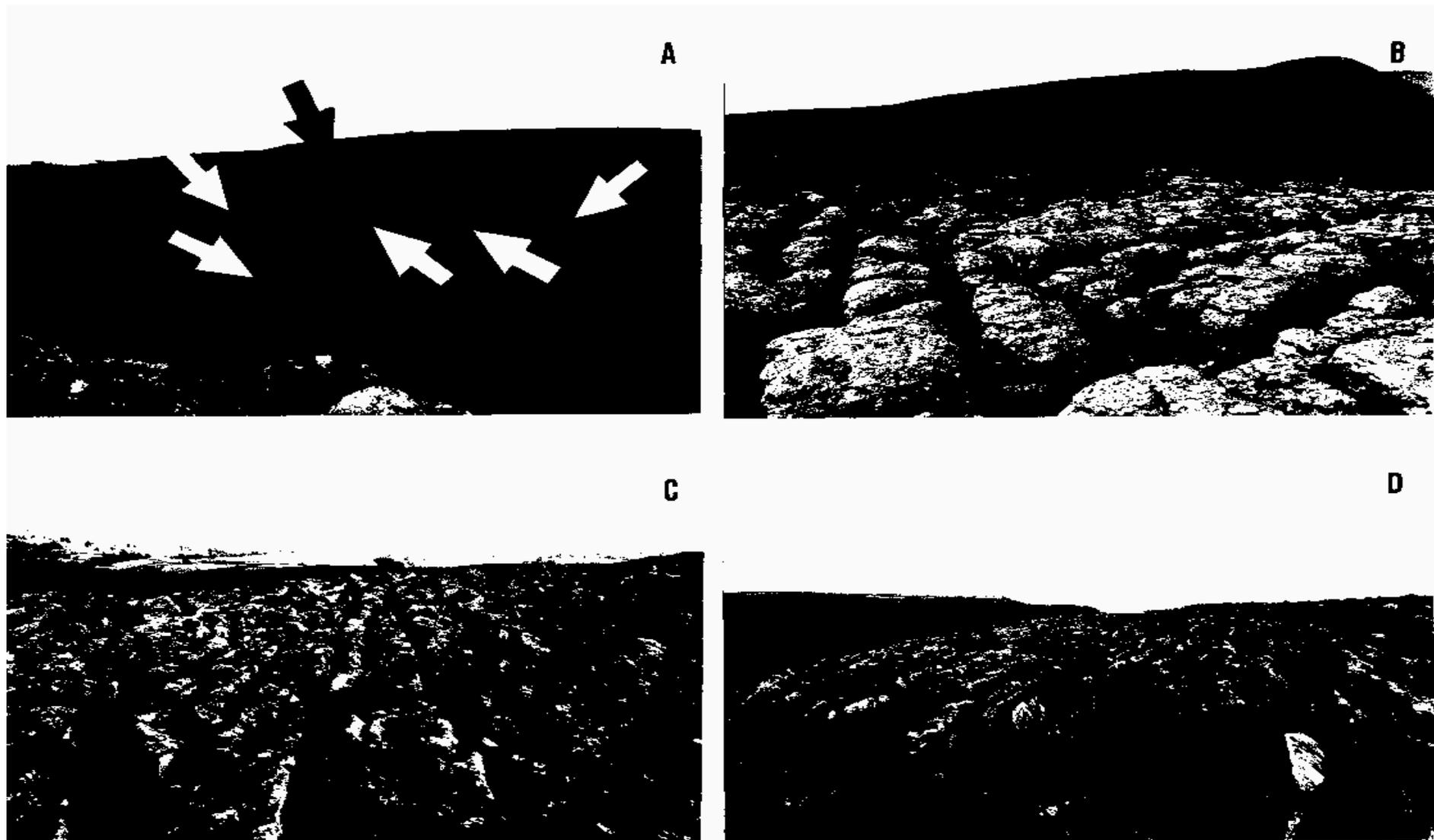


Рис. 2.28. Карровые поля юго-западного склона карбонатного массива Инглборроу Хилл (Великобритания). А-эрозионно-тектоническое понижение фрагмента северного разлома Крейвен, заполненное флювиогляциальными отложениями. Белыми стрелками показаны суффозионно-карстовые воронки вдоль борта разлома. На заднем плане расположено карровое поле, обозначенное черной стрелкой. Поля развития: В-подушкообразных, С-плосковершинных, D-островершинных трещинных карр

В современных условиях эрозионно-тектоническое понижение, трассирующее разлом, заполнено флювиогляциальными отложениями, в которых активно развиваются суффозионно-карстовые воронки. Воронки располагаются цепочками вдоль бортов разлома. На рис. 2.28, А показано пространственное соотношение воронок, вдоль борта разлома и исследованного каррового поля. Зональность карр объясняется усилением степени трещинной раздробленности пласта известняков по мере приближения к борту разлома (подушкообразные  $\Rightarrow$  плосковершинные  $\Rightarrow$  островершинные). Превалирующая ориентировка трещин на карровых полях соответствует ориентировке разлома. Не исключено, что морфологическая (трещинная и карровая) зональность поверхности пласта подразумевает и возрастную зональность элементов трещинно-карстовой структуры.

### 2.3.2. Распределение трещин в горизонтально залегающих пластах

Генетическое классифицирование трещин горных пород - проблема, решению которой посвящено большое количество исследований как отечественных, так и зарубежных ученых. Классификации, предложенные в разное время Е.Н. Пермяковым (1949, 1957), В.В. Белоусовым (1952, 1954), Д.С. Соколовым (1962), В.А. Невским (1963), Л.И. Нейштадт и И.А. Пироговым (1969), М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым (1970), А.А. Варгой (1979) и др. имели и имеют широкое применение для решения задач в разных областях практической геологии, но ни одна из них не обладает функциями универсальности.

Исходя из принципа отражения последовательности образования трещин в карстовых массивах, их карстогенетической роли, целесообразно придерживаться следующего наиболее распространенного генетического деления дизъюнктивов на классы: литогенетический, тектонический, экзогенный. Трещины каждого из перечисленных классов обеспечивают водопроницаемость массива и как следствие развитие карста, но их роль неоднозначна во времени и в пространстве - на различных этапах развития массива и в различных гидродинамических зонах. Например, трещины напластования оказывают влияние на развитие карста как минимум в двух случаях. В первом случае эти трещины должны находиться в гидродинамической зоне постоянного или переменного водонасыщения. Во втором - при крутом падении слоев горных по-

род трещины напластования служат путями проникновения атмосферных и поверхностных вод в массив. В обоих случаях трещины напластования совместно с трещинами тектонического происхождения участвуют в формировании, как отдельных карстовых полостей, так и крупных пещерных систем.

Традиционно считается, что большее значение для развития карста в зоне активного водообмена имеют тектонические трещины в силу их повсеместного распространения в регионах различного геоструктурного плана и по стратиграфическому разрезу от докембрия до четвертичных отложений.

Согласно наиболее простому делению, предложенному В.В. Белоусовым, вся совокупность тектонических трещин по отношению к вмещающим пластам может быть представлена двумя типами: «внутрислойные» и «секущие». Внутрислойные, не выходящие за пределы конкретного слоя пород, образуют фоновую трещиноватость в осадочных породах платформ и складчатых областей. Трещины данного типа характеризуются широким региональным распространением. Их ориентировка (например, для Восточно-Европейской платформы меридионально-широтная и диагональная) остается неизменной и не зависящей от наличия пликативных дислокации. Лучшее выражение такие трещины получили в плотных слоях осадочного чехла. Внутрислойные трещины по своим характеристикам ассоциируются с «планетарными» или «общими» трещинами, выделяемыми М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым. По механизму образования данный тип относится к трещинам отрыва, возникшим в условиях растяжения пластов под нагрузкой вышележащих толщ горных пород.

При исследованиях массивов однозначное определение данного типа трещин только по внешнему виду весьма затруднительно. В условиях ограниченной обнаженности исследуемого пласта внутрислойные трещины имеют морфологическое сходство с внутрислойными литогенетическими или фрагментами секущих тектонических трещин. Именно вследствие затрудненной идентификации внутрислойных тектонических трещин примеры их карстогенетической роли, роли в проницаемости массивов в литературе единичны.

Считается, что интенсивность внутрислойной трещиноватости является функцией мощности, литологического состава и механической прочности пород слоя, его деформированности.

Первые исследования, посвященные данному вопросу, были проведены А.С. Новиковой (1947), А.А. Богдановым (1947), И.В. Кирилловой (1949), Г.А. Смирновым (1949). Результаты исследований, представленные в графической интерпретации на рис. 2.29 (а), явно свидетельствуют о том, что литологический фактор определяет степень раздробленности пластов (известняки раздроблены менее интенсивно, нежели песчаники аналогичной мощности); отношение между толщиной пласта и расстоянием между трещинами в нем выражается следующей линейной зависимостью:

$$S = K \cdot B \quad (2.12),$$

где  $B$ -толщина пласта,  $K$ -константа, отражающая литологию пласта. Исследованиями было установлено, что среднее расстояние между трещинами примерно равняется двум мощностям пласта, в которых они развиты.

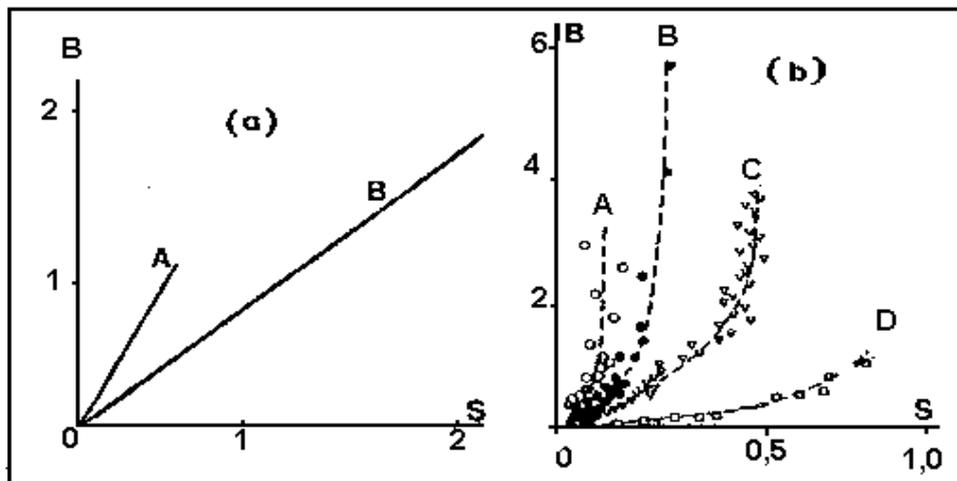


Рис.2.29. Графики соотношения расстояний между трещинами ( $S$ ,м) и толщиной слоя ( $B$ ,м) по: (а) А.А. Богданову [16], И.В. Кирилловой [225], А-для известняков, В-песчаников; (б) по F.L. Ladeira, N.J. Price [229] для граувакков Великобритании: А-с переслаиванием <5см, В-с переслаиванием >5см, С-граувакков Португалии, D-известняков Португалии

В зарубежной литературе, благодаря в основном исследованиям Н. Прайса (Price, 1966), Д. Хоббса (Hobbs, 1967), Дж. Соуэрса (Sowers, 1973), линейность данной зависимости является широко используемой. В отечественной литературе М.В. Рацом (1962), М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым (1970) на примере песчаников терригенной толщи ордовика Центрального Казахстана было установлено, что расстояние между трещинами пропорционально корню квадратному из мощности слоя. В связи с тем, что достаточно точное в полевых условиях определение генезиса трещин затрудни-

тельно, нет полной уверенности, что эти зависимости получены, например, только для внутрислойных тектонических трещин.

Необходимо отметить, что полевые исследования трещиноватости, результатами которых явилось линейное выражение зависимости расстояний между трещинами и толщиной пласта, проводились в слоях не превышающих по мощностям 1.5м.

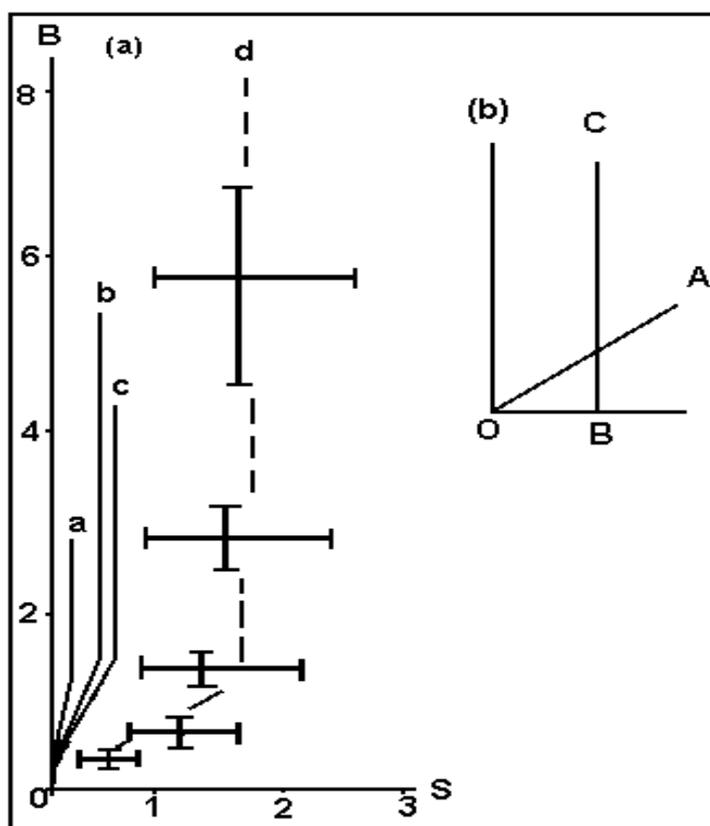


Рис.2.30. (а) Сравнительные диаграммы соотношения расстояний между трещинами ( $S$ ) и толщиной слоя ( $B$ ) в метрах: а, b, с по данным, представленным на рис.1; d-для известняков по данным Mc Quillan [236]. (b) Обобщенная схема типов линейных соотношений  $S$  и  $B$ . Отрезки на диаграмме d-спектры вариаций  $S$  и  $B$  в пунктах фиксации трещин

Исходя из обобщений Ф. Ладейры и Н. Прайса (Ladeira & Price, 1981), по материалам исследований трещин (без указания на их генетический тип) в граувакках и известняках Португалии, Ирана, Великобритании, очевидны следующие выводы: 1)расстояния между трещинами в практически любых по литологии слоях имеет линейную зависимость от толщины данного слоя, если она не превышает 1.0-1.5м (рис.2.29, b); 2)расстояния между трещинами приближаются к постоянной величине в однородных по литологии слоях, превышающих по мощности 1.5-2.0м (рис. 2.30); 3)существование двух типов линейных отношений расстояний между трещинами и

толщиной слоев, в которых они развиты, определяются различными механизмами образования трещин.

Первый тип отношений (показан на диаграмме рис. 2.30 (b), линия OA) отражает линейную зависимость, установленную исследованиями, результаты которых опубликованы в работах упомянутых выше авторов. Расстояние между трещинами отрыва определено влиянием сил сцепления по поверхностям соседних слоев, сложенных относительно пластичными и относительно хрупкими породами. Мощности слоев не превышают 2.0м. Деформации растяжения, обусловившие появление трещин отрыва, неоднородны в различных по литолого-механическим свойствам слоях и вызваны давлением вышележащих толщ.

Второй тип отношений определяется литологией и не зависит от толщины слоя (рис. 2.30 (b), линия BC). По предположению F.L. Ladeira и N.J. Price (1981), в слоях мощностью 2.0-12.0м трещины «отрыва» и «отрыва-скола» образуются в результате «гидравлического механизма трещинообразования». Соотношение трещин отрыва и трещин «гибридного» механизма в пластах, количественно не определено. Трещины отрыва развиваются в пласте в том случае, когда давление флюида превышает всестороннее давление - внешнее давление на пласт. В маломощных наслоениях, где степень растяжения контролируется силой сцепления по поверхностям смежных слоев, «гидравлический механизм трещинообразования» играет второстепенную роль.

Представленная зависимость расстояния между трещинами от литологии и мощности слоя является фундаментальной. Естественно, что она затухает в той степени, в какой деформирован пласт. На относительно равномерное по пласту, фоновое распределение трещин, накладывается трещиноватость, образованная собственно тектоническими, секущими трещинами, что наиболее ярко проявляется в пределах пород пликтивных дислокаций. На рис. 2.31 дан пример распределения трещин отрыва и скола в пластах пород, слагающих антиклинальную структуру, из которого следует, что плотность распределения трещин зональна и определяется степенью деформируемости пород: относительно максимальной по контуру и в сводовой части складки.

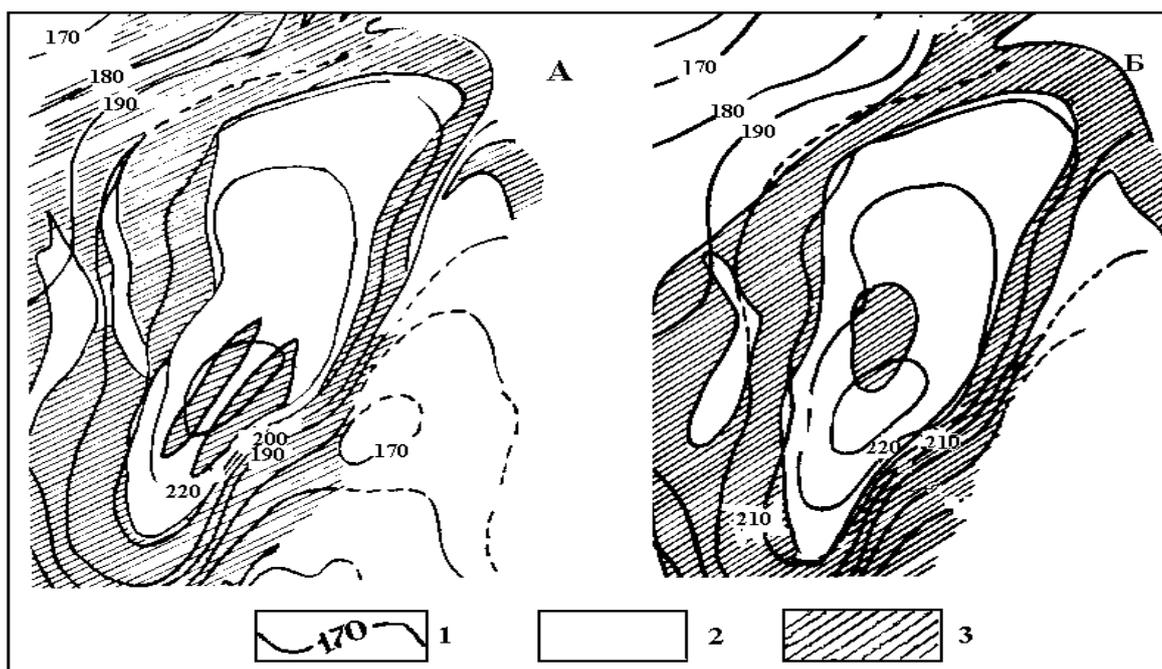


Рис. 2.31. Схемы интенсивности развития систем трещин на Шугуровском поднятии (по В.Н. Калачевой и Л.Д. Кнорингу, 1965): А - попарно сопряженных трещин скалывания, Б - трещин отрыва. 1 - стратоизогипсы по кровле нижнеказанских отложений, 2 - участки пониженной густоты трещин, 3 - участки повышенной густоты трещин

Секущие трещины, связанные своим происхождением со складчатыми структурами («трещины изгиба» по В.В. Белоусову (1952); «соскладчатые трещины» по Л.И. Нейштадт и И.А. Пирогову (1969), в силу своего яркого проявления в характере и распределении, изучались и изучаются с конца 40-х гг. до сегодняшних дней многими исследователями, в том числе и автором. Не затрагивая в данном разделе особенности распределения трещин в пределах складчатых структур, отметим следующее: в отличие от работ Е.Н. Пермякова, В.В. Белоусова, В.Н. Калачевой, С.Н. Чернышева, М.В. Гзовского и многих других, мы проводили исследования в карстологических целях, т.е. изучали трещиноватость в карстующихся породах (известняках, доломитах, гипс-ангидритах), акцентируя внимание на установлении а) «дизъюнктивных структур» складок, формируемых в процессе тектонической эволюции зонами нарушения сплошности пласта с различной интенсивностью трещин, б) геометрических параметров зон трещиноватости, их количественных характеристик, в) пространственно-временной последовательности формирования отдельных элементов

дизъюнктивной структуры, г) карстогенетической роли дизъюнктивной структуры в целом и ее элементов. Иными словами, исходя из тезиса о зональном характере трещинопроявлений в деформированном пласте, исследования были направлены на выявление характера зональности в плане и разрезе, ее генетических предпосылок и карстолокализирующей роли.

Очевидно, что карстообразование контролируется плотностью трещин в пласте, способных пропускать воду. Раскрытость трещин, как и их плотность, зависит от мощности пласта. В. Дрейбротт (Dreybrodt, 1988) приводит следующую зависимость раскрытости трещин от мощности пласта:

$$\log d = A + C \log B \quad (2.13),$$

где  $d$ -раскрытость трещин,  $B$ -мощность пласта,  $A$  и  $C$ -константы.

Из пропорциональности расстояний между трещинами  $S$  и мощностью пласта  $B$ , получаем

$$\log d = A + C \log S \quad (2.14).$$

Из приведенных соотношений следует, что чем толще пласт, тем меньшее количество трещин имеет относительно большую раскрытость и наоборот. Следовательно, среди множества трещин в растворимом пласте только несколько обладают карстогенетическими свойствами. Приведенные соотношения не учитывают изменений раскрытости и плотности трещин в пласте в результате его деформаций и рассчитаны на применение в условиях относительно равномерного распределения трещин. Изучение трещиноватости в карстующихся породах складчатых структур, находящихся в платформенных, переходных, геосинклинальных обстановках, свидетельствуют о зональности трещинопроявлений, подчиненной особенностям деформационно-напряженного состояния пород [75, 76, 145].

В общем случае, при визуальной съемке трещин в пласте карстующихся пород (вне зависимости от литологии) исследователь фиксирует чередование участков с относительно густой и относительно разреженной решеткой трещин. Протяженность участков с различной плотностью трещин по фронту обнажения меняется в зависимости от принадлежности исследуемого интервала пласта к тому или иному элементу складки. В идеальном случае протяженность участков, характеризующихся различной

плотностью трещин, совпадает. Общую периодичность изменений расстояний между трещинами для идеального случая можно представить в следующем виде

$$S = \frac{1}{2} \left[ S_{\max} + S_{\min} + (S_{\max} - S_{\min}) \cos 2\pi \frac{x}{t} \right] \quad (2.15),$$

где  $S$ -расстояние между соседними трещинами ( $S_{\max}$  и  $S_{\min}$  соответственно максимальное и минимальное наблюдаемые расстояния),  $x$ -протяженность интервала съемки трещин,  $t$ -ширина зон трещин с различной интенсивностью (рис.2.32).

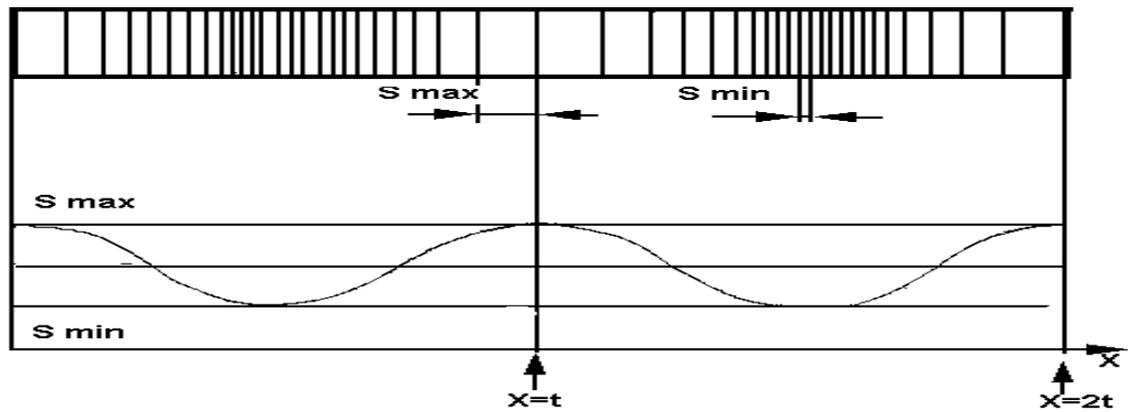


Рис. 2.32. Схема к расчету расстояний между трещинами при их идеальном периодическом распределении

Реально, в природных условиях, распределение плотностей трещин на различных элементах складок более сложно, поскольку распределение трещин отражает влияние групп факторов иерархического подчинения: I - связанных с общим региональным деформационным полем, II - связанных с деформационным полем конкретной складки и III - отражающих деформационное поле элемента складчатой дислокации.

Из приведенного краткого обзора состояния изученности плотности распределения трещин в пластах осадочных горных пород, очевидно, что вопрос о плотностном распределении трещин в интенсивно дислоцированных породах остается открытым. Общие закономерности распределения внутрислойной трещиноватости (линейные отношения расстояний между трещинами и толщиной пласта), установленные в конце 40-х гг. и подтвержденные в 60-70-х гг. отечественными и зарубежными учеными, применимы для фоновой (планетарной) трещиноватости. В пределах складчатых структур (особенно локального уровня) распределение тектонических трещин в

породах зонально и контролируется степенью их деформированности относительно элементов складки (крыльев, периклиналей, осевых зон и т.д.).

### 2.3.3. Распределение тектонических трещин в деформированном пласте горных пород

Вероятно, одним из первых ученых, кто указал на динамичность изменения трещиноватости в горных породах, был В.А. Апродов (1952). Основываясь на изучении закономерностей распределения трещин сжатия в интрузивных телах, им было высказано предположение о волновой природе плотностного распределения трещиноватости. В.А. Апродовым было установлено, что густота трещин от центральных частей интрузии к ее контактам изменяется периодически. Данное явление было объяснено эффектом отражения упругих волн от контактовых поверхностей интрузии и появлением «стоячих волн», в кучностях которых развивается более интенсивная трещиноватость, а между ними сохраняется относительно монолитная порода.

Любые данные, полученные в результате полевых наблюдений и имеющие цифровое выражение, могут быть обработаны с помощью методов математической статистики. В процессе геометро-статистических обобщений можно получить различные характеристики изменчивости параметров, например в виде графиков линейных изменений параметра по профилю исследований, корреляционных функций, энергетических спектров. В настоящее время геология располагает достаточно большим арсеналом методов выявления периодичности тех или иных параметров геологических объектов. В этих методах используются различные преобразования исходного ряда наблюдений, позволяющие усилить роль периодической составляющей. Как отмечают А.Б. Каждан и О.И. Гуськов (1990) наиболее приемлемыми из них является метод, основанный на оценке спектральной плотности дисперсии при равном расстоянии  $r$  между точками наблюдения, получаемой в результате разложения в ряд Фурье корреляционной функции

$$S_x(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} K_x(r) \cos \omega r dr \quad (2.16).$$

При фиксации тектонических трещин по линии обнажения горных пород расстояния между точками наблюдений обычно не равны. Сеть наблюдений, как прави-

ло, дискретна. В этом случае спектральная плотность дисперсии  $S_x(\omega)$  заменяется линейчатый энергетическим спектром. Значения энергетического спектра  $d_k$  показывают, каким образом общая дисперсия признака распределяется между отдельными гармониками.

Энергетический спектр случайной полигармонической последовательности, рассчитанный по ограниченному количеству наблюдений, представляет собой сочетание резких пиков на частотах ( $\omega$ ), соответствующих закономерным гармоническим колебаниям, с относительно постоянными для всех других частот значениями  $d_k$ , обусловленными случайной составляющей. Количество пиков соответствует числу гармоник  $\nu$ , а их высота равна половине квадрата амплитуды гармоники данной частоты:  $d_k = \frac{1}{2} A_k^2$ .

Величина периодов закономерных колебаний определяется по формуле

$$T_k = (N - 1)r / \omega_k \quad (2.17),$$

где  $N$ -общее количество замеров по профилю;  $r$ -расстояние между соседними пунктами наблюдений;  $\omega_k$ -частота гармоники.

Значения  $d_k$ , обусловленные случайной составляющей, имеют бета-распределение Фишера, плотность которого задается формулой  $P(x) = (n - 1)(1 - x)^{n-2}$ , где  $n$ -общее число значений спектра.

Математическое ожидание и стандартное отклонение этого распределения соответственно равны

$$\bar{d}_k = \frac{1}{n} \quad (2.18); \quad \sigma_d = \sqrt{\frac{n-1}{n^2(n+1)}} \quad (2.19).$$

Эти формулы используются для проверки гипотезы о принадлежности пиков энергетического спектра к случайным флуктуациям. Пики, превышающие предельное значение (например,  $\bar{d}_k + 3\sigma_d = d'_k$  при доверительной вероятности 99%), объясняются наличием гармоник и могут быть использованы для оценки периодов и амплитуд гармонической составляющей. Доля закономерной составляющей в общей дисперсии признака определяется путем суммирования аномальных значений спектра, из которого предварительно вычитается исправленное значение фона, определяемое по формуле

$$\bar{d}_{k(учп)} = \frac{1 - \sum_1^m d'_k}{n - m} \quad (2.20),$$

где  $d'_k$  - сумма аномальных значений спектра;  $m$  - количество аномальных значений спектра.

Основываясь на методических принципах, во многом разработанных В.Ф. Мягковым (1984) для решения геологоразведочных задач методами математической статистики, при помощи сетевого варианта Windows'97 и приложений Excel и Grapher для ПЭВМ нами были обработаны данные полевых замеров тектонических трещин на участках развития карбонатного карста «Ладейный суходол», «Верхняя Губаха» (береговой обрыв р.Косьва, Средний Урал) и Большая Велсовская пещера» (береговой обрыв р.Велс, Северный Урал).

Первичные данные представляли собой сведения об элементах залегания тектонических трещин, замерах расстояний между ними и привязках карстовых, карсто-эрозионных и относительно крупных дизъюнктивных форм в интервалах съемки. Для осреднения функции изменений линейной плотности трещин, полученной в результате фиксации расстояний между трещинами в обнажениях карстующихся горных пород, был использован метод функционального полинома. Полином создавался подборкой, основанной на базовом уравнении

$$U = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n \quad (2.21).$$

При выборе полинома можно устанавливать его степень от 0 до 10. В конечном итоге, было выбрано полиномиальное распределение 10<sup>й</sup> степени, как наиболее идентично в графическом отношении отражающее характер вариации исходной функции.

Приведем результаты, полученные при обработке фактических данных съемки тектонической трещиноватости в пределах участка «Большая Велсовская пещера».

Участок «Большая Велсовская пещера» приурочен к району, сложенному породами среднего-верхнего ордовика и нижнего силура.

Средний ордовик (O<sub>2</sub>) представлен нижнешугорской подсвитой (O<sub>2</sub><sup>v</sup>sg<sub>1</sub>), сложенной известняками темно-серыми тонкослоистыми и неяснослоистыми, в нижней части рассланцованными, глинистыми, находящимися в тесном переслаивании с тонкослоистыми и полосчатыми известняками и глинисто-известковистыми сланцами.

Верхний ордовик ( $O_3$ ) представлен верхнещугорская подсвета ( $O_3^v s g_2$ ) однородного литологического состава-«искристые» мелкокристаллические темно-серые доломиты, в отдельных пачках переходящие в серые среднекристаллические грубослоистые массивные доломиты. Мощность толщи до 200м.

Нижний силур ( $S_1$ ) представлен нижним лландовери ( $S_1 ln_1$ ), в котором выделены нижняя и верхняя толщи. Нижняя толща ( $S_1 ln_1^1$ ), мощностью около 50м, сложена светло-серыми и кремовыми афанитовыми плитчатыми доломитами. Верхняя ( $S_1 ln_1^2$ ) сложена темно-серыми мелкокристаллическими, массивными доломитами, кремневыми послойно в виде четковидных разлинзованных прослоев, а также в виде отдельных гнезд-желваков.

Район, включающий участок Большой Велсовской пещеры, расположен на стыке трех крупнейших тектонических структур первого порядка: Западно-Уральской зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и Западной части Тагильского мегасиклиория. Тектонические структуры района имеют меридиональновытянутую форму, определяя структурную специфику. Характерной особенностью района является и то, что тектоническим структурам соответствуют и структурно-фациальные зоны. Границы между структурами представлены дизъюктивными дислокациями. Участок расположен в пределах Кожимо-Вишерской структуры Западно-Уральской зоны складчатости. Эта структура вытянута меридионально, осложнена разнопорядковыми разрывными нарушениями, которые образуют сложную пространственную решетку. Разрывы являются границами структур более высокого порядка.

Все разрывные нарушения имеют взбросово-сдвиговый характер. Четко выделяется два направления разломов - субмеридиональное и субширотное. Наряду с разрывными нарушениями выделяются аналогичные по ориентировке системы трещин.

Район расположения Большой Велсовской пещеры в гидрогеологическом отношении относится к области подземных вод Западно-Уральской зоны складчатости, к провинции подземных вод Кожимо-Вишерской структуры. Для территорий, сложенных преимущественно карбонатными породами, характерны трещинные и трещинно-карстовые воды. Питание подземных вод карбонатных толщ происходит как

за счет атмосферных осадков, так и за счет поглощения стока трещинно-грунтовых вод с водораздельных пространств.

Особенности карстопроявлений района достаточно полно изложены в монографии К.А. Горбуновой и др. (1992).

Участок «Большая Велсовская пещера» принадлежит Верхневишерскому району карбонатного карста. Район расположен в бассейнах верховьев реки Вишеры и ее притоков Лыпы и Улса. Здесь закарстованы карбонатные породы среднего ордовика и силура. Наиболее распространены неглубокие блюдцеобразные, заполненные элювиально-делювиальным материалом и задернованные воронки, некоторые из них заполнены водой. Реже встречаются конусообразные формы с выходами коренных пород на стенках и понорами на дне. Карстовые воронки глубиной от 10 до 40м и диаметром 50-100м заполнены олигоценowymi гравийно-песчаными аллювиальными отложениями с линзами белых глин. В районе известно 5 пещер в массивах силурийских известняков, длиннейшей из которых является Большая Велсовская (280м). Упоминание о ней содержится в материалах Археологической комиссии 1895 и 1902 годов. В 1939 году М.С. Гуревич составил план пещеры. В 1972 году спелеологический отряд Пермского университета осуществил съемку пещеры в масштабе 1:500 и геохимическое исследование воды, льда и натечных образований. Вход в пещеру находится на северо-восточной окраине поселка Велс в 1км выше устья реки Велс, впадающей в реку Вишеру. Пещера развита в светло-серых доломитизированных известняках нижнего силура. Она представляет собой полого наклоненный тоннель, дно которого покрыто обломками пород и глиной.

Характер вариаций исходной функции (линейная плотность тектонических трещин по фронту обнажения) представлен на рис. 2.33.

На основе полигармонической последовательности исходной функции был построен и проанализирован энергетический спектр амплитуд плотности трещин. На графике полиномиального осреднения и на графике спектра амплитуд плотности трещин отчетливо выделяются пять пиков (гармоник) на соответствующих пикетах и соответствующих частотах (в скобках): 24м (1); 240м (6); 560м (13.5); 840м (21.5) и 1064м (26.5).

Фоновое значение спектра амплитуд  $\overline{d_k} = 0.2$ , а стандартное отклонение значений спектра от фонового при условии отсутствия закономерной составляющей будет  $\sigma_d = 0.16$ . Минимальное аномальное значение спектра ( $d'_k$ ) при доверительной вероятности 99% составит 0.68. Сумма аномальных значений спектра после вычитания из них исправленного фона составляет 0.48. Это означает, что чуть менее половины дисперсии исходной функции обусловлено закономерными колебаниями. Минимальное аномальное значение спектра (0.68) превышено в двух случаях: на частотах 6 и 21.5 (соответственно 0.91 и 0.72); на частоте 1 значение спектра выше фонового, но ниже минимального аномального и составляет 0.45. Иными словами, большая часть значений спектра амплитуд плотности трещин по профилю изменяются в пределах близких к фоновым.

Аномальные пики плотностей трещин на частотах 6 и 21.5 соответствуют колебаниям с периодами 8.6м и 2.2м. Пики фонового распределения плотностей трещин соответствуют колебаниям с периодами 0.8-1.7м.

На пикетах 240 и 840м, которым соответствуют аномальные пики плотностей трещин, зафиксированы устья относительно крупных карстово-эрозионных логов, шириной более 20м. Участки профиля, занятые устьями логов, задернованы. Замеры трещин единичны. Эти лога транслокальные, протягивающиеся за пределы пещерного поля. Логично предположить, что данные лога трассируют крупные дизъюнктивы деформационного поля Кожимо-Вишерской структуры, в пределах которой расположено пещерное поле. Пик на частоте 1 (24м по профилю) соответствует устью карстово-эрозионного лога, параметры которого близки к параметрам транслокальных логов.

Наибольшее развитие формы карста получили в интервале фоновых значений плотностей трещин, в интервале колебаний распределения исходной функции с периодом 0.8-1.7м, что соответствует участкам с зафиксированными расстояниями между трещинами 4-7м - средними значениями спектра распределения (рис.2.34, табл. 2.11).

Пиковые значения распределения тектонической трещиноватости, представленные на рис.2.34, соответствуют местоположению зон относительно повышенной плотности трещин, выявленных в массиве (рис. 2.35).

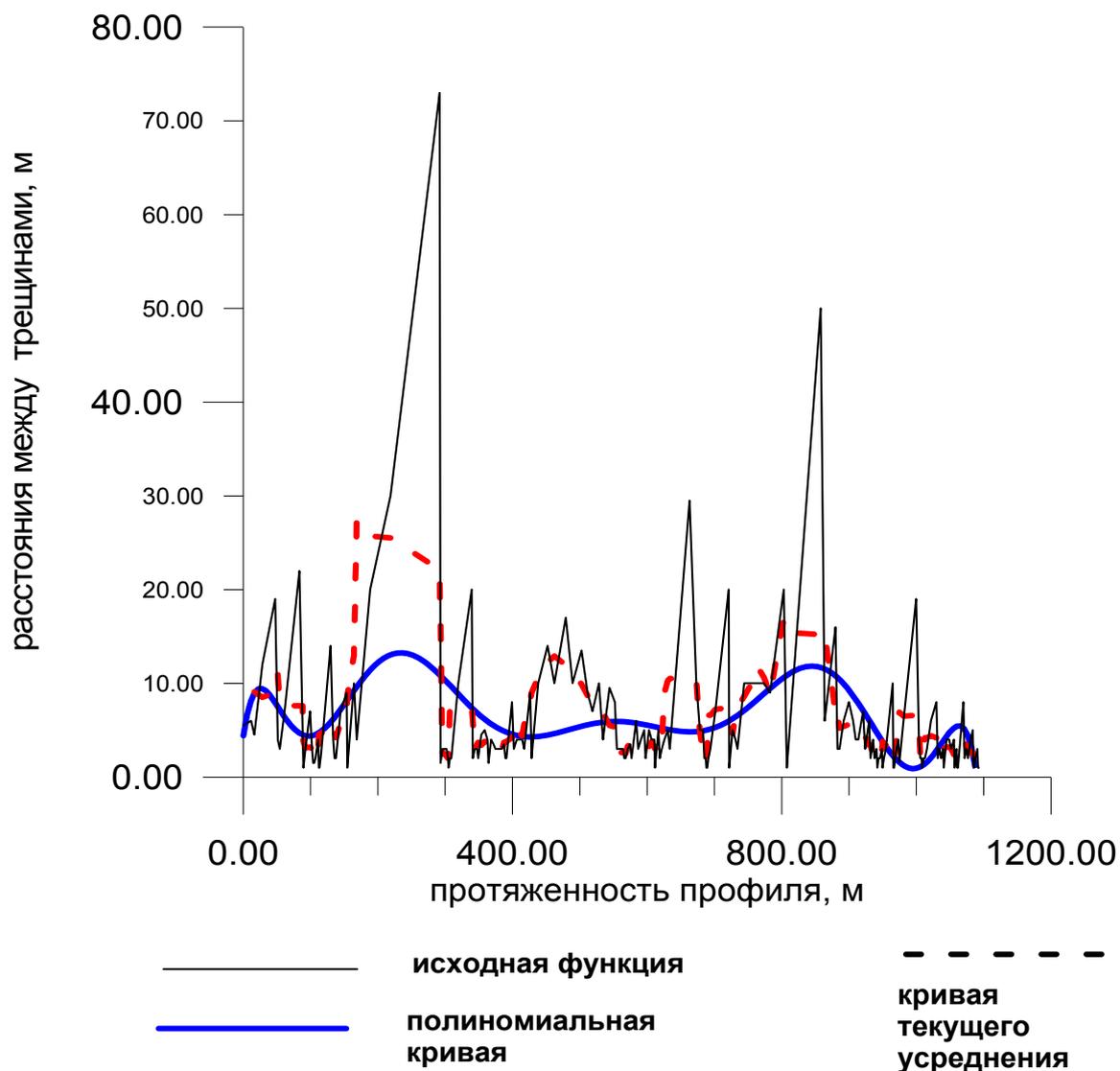


Рис. 2.33. Графики осреднения первичных данных по профилю на участке Большая Велсовская пещера

*Выводы.* Анализ составляющих изменчивости плотностного распределения трещин в пределах карстующихся дислоцированных горных пород позволяет выделять разноуровневные элементы неоднородности в строении карстующихся массивов и прогнозировать наиболее вероятные участки заложения тех или иных карстовых, карстово-эрозионных, дизъюнктивных форм в соответствии с состоянием раздробленности массива.

Таблица 2.11

**Соответствие интервалов профиля с различной степенью раздробленности, карстовых, карстово-эрозионных и дизъюнктивных форм (участок Большая Велсовская пещера)**

Расстояние между трещинами, м	Формы		
	карстовые	карстово-эрозионные	дизъюнктивные
1-3	Ниши выщелачивания; каналы, диаметром до 0,4м; второй вход (над урезом р.Вишеры) Большой Велсовской пещеры	Эрозионно-карстовые лога с шириной в устьевой части 5-10м	Зоны дробления; трещины, расширенные дроблением бортов до 2м
4-7	Ямки и канавки выщелачивания по бортам субвертикальных тектонических трещин; гроты высотой 0,5-1,5м со следами временных водотоков; ниши выщелачивания по трещинам напластования	Полуцирки; врезы; устья логов шириной 10-20м	Плоскости смещения с амплитудами до 0,3м; трещины, расширенные дроблением бортов до 0,2-1,0м
8-16	Гроты, высотой до 0,5м; ниши выщелачивания по трещинам напластования	Устья логов шириной свыше 20м; карстово-эрозионные полуцирки	Трещины, расширенные дроблением бортов до 1,0м

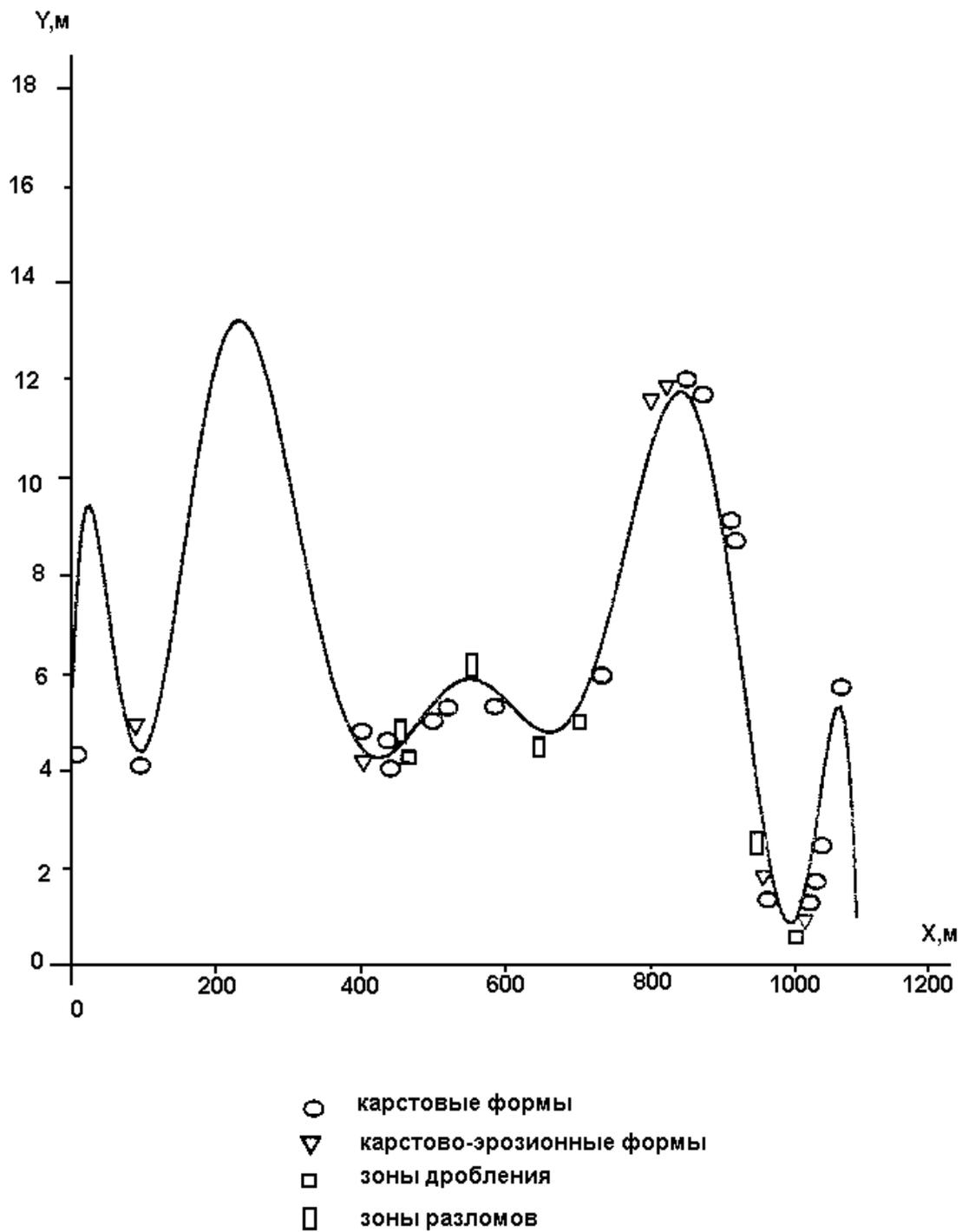


Рис. 2.34. График соотношения распределения плотности трещин по профилю на участке Большая Велсовская пещера, карстовых, карстово-эрозийных и дизъюнктивных форм



Рис. 2.35. Карта зональности тектонических трещин в пределах участка «Большая Велсовская пещера»

#### 2.3.4. Трещины бортового отпора и закарстованность

Наряду с трещинами тектонического генезиса гидрогеологические и карстологические особенности участков массивов могут быть обусловлены так называемыми трещинами разгрузки.

Раскрытие данного типа трещин чаще всего наблюдается в приповерхностных частях или на поверхности массивов. Как правило, устья трещин разгрузки закрыты рыхлыми гравитационными или гравитационно-карстовыми отложениями. Явления раскрытия трещин наблюдаются вследствие снятия нагрузки от вышележащих пород за счет процессов денудации и эрозии в районах испытывающих или испытывавших тектоническое воздымание. Раскрытие трещин, связанное с разгрузкой напряжений в массиве также происходит вокруг крупных карстовых полостей, вокруг подземных горных выработок или в бортах карьеров. Следовательно, их происхождение имеет не только природный, но и техногенный характер.

Чаще всего карстовые формы приурочены к модификациям трещин разгрузки, известным как трещины бортового отпора. Происхождение этих трещин связывают с неравномерной разгрузкой напряжений в породах, слагающих борта долин рек в результате эрозии и способности пород в итоге занимать равновесное положение на определенных этапах развития склона.

Сочетание трещин бортового отпора и карстовых форм характерно для многих карстовых районов. Их описание можно встретить в работах Д.Н. Сабурова [164] и О.В. Бузунова [22], посвященных Пинего-Северодвинской карстовой области, В.С. Лукина [97] и К.А. Горбуновой [34] по карстовым районам Предуралья, в обзорных работах А.В. Ступишина [177] и Д.С. Соколова [174].

На отдельных участках трещины бортового отпора унаследованы от тектонических трещин, ориентированных вдоль бортов долин рек, реже унаследованность прослеживается по всей трещине бортового отпора. В этом случае они имеют небольшую длину и ориентированы под острыми углами к склонам долин, часто обуславливая формирование ограниченных пересекающимися трещинами блоков пород, напоминающих по внешнему виду останцовые отдельности. При условии интенсивного водообмена и быстрого выщелачивания пород, в основании таких «останцев» образуются карстовые формы: каналы, полости и даже короткие сквозные пещеры.

Интересный пример приведен И.А. Печеркиным [140] в связи с проблемой формирования берегов Камского водохранилища. Им выполнено описание некоторых «эфмерных пещер», образующихся по коротким трещинам бортового отпора. Особенность этих пещер заключается в том, что они в условиях зоны гипсового побережья образуются за 6-8 лет, а длительность их существования определяется скоростью переработки берегов и выщелачивания пород по трещинам.

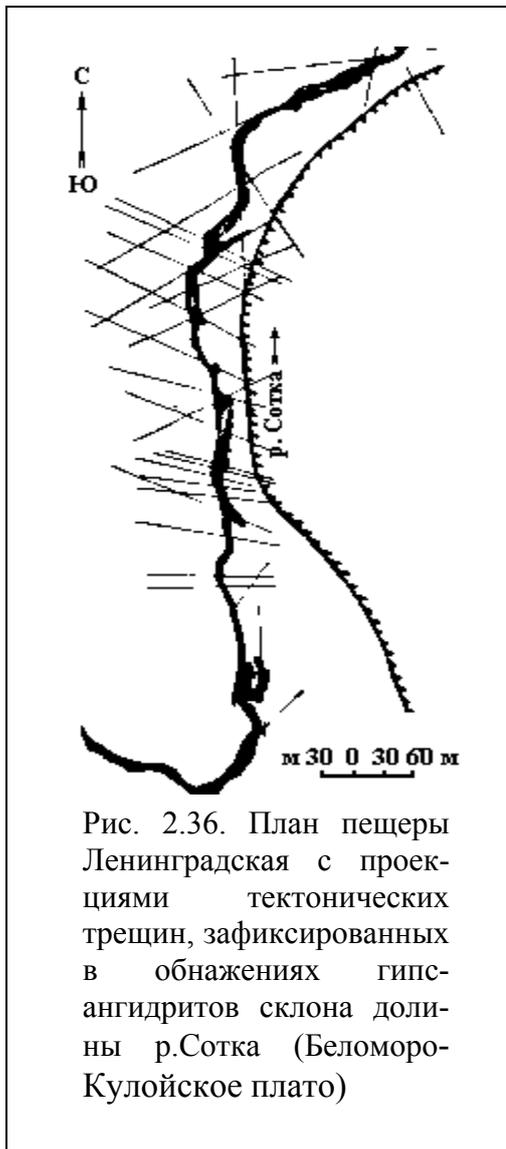


Рис. 2.36. План пещеры Ленинградская с проекциями тектонических трещин, зафиксированных в обнажениях гипс-ангидритов склона долины р.Сотка (Беломоро-Кулойское плато)

переработки берегов и выщелачивания пород по трещинам.

В большинстве случаев собственно тектонические трещины ориентированы субперпендикулярно простиранию трещин бортового отпора и в гидрогеологическом плане являются путями инфильтрации подземных вод от водоразделов к долине, в то время как трещины бортового отпора представляют собой барражи на пути подземного стока, локализуют поток и перераспределяют его вдоль долины. Наиболее ярко ведущая гидрогеологическая роль трещин бортового отпора проявляется в массивах характеризующихся слабой тектонической раздробленностью. Например, одна из крупнейших пещер Пинего-Северодвинской карстовой области Ленинградская, протяженностью более 3400м, почти полностью сформировалась по трещине бортового отпора левого берегового обрыва

р.Сотки, сложенного гипсами нижнепермского возраста слабораздробленными вертикальными тектоническими трещинами (рис. 2.36). В поле развития пещеры суммарная длина тектонических трещин на единицу площади поверхности массива составляет  $0.1-5\text{м}/150\text{м}^2$ . Сопоставление плана пещеры и проекций тектонических трещин показало, что начало магистрального хода пещеры заложено по одной из тектонических трещин, но далее ход резко меняет направление и следует параллельно подножию об-

рыва, используя широко раскрытую и более активную в гидрогеологическом отношении трещину бортового отпора, дно которой представляет хорошо сформированное русло подземной реки. Аналогично приведенному примеру соотношение форм подземного карста и трещин бортового отпора в карстовых логах Беломоро-Кулойского плато. Лога следуют направлению подземных рек и тянутся от речных долин или края Беломоро-Кулойского уступа нередко на многие километры вглубь плато. Подземные водотоки текут, как правило, в полостях, образованных по трещинам под бортами карстовых логов [164].

При карстологическом анализе участков массивов, где развиты трещины бортового отпора, необходимо принимать в расчет то, что данные дизъюнктивные образования играют роль не только зон снятия избыточных напряжений, но и функции локализации подземных вод и карстовых полостей. Определение карстологической и гидрогеологической роли той или иной трещины бортового отпора, ее влияния на безопасное освоение территории может быть проведено только комплексом полевых и лабораторных методов. В каждом случае исследовательский комплекс методов определяется конкретными условиями проведения карстологического анализа.

В качестве примера приведем результаты изучения участка закарстованного карбонатного массива, расположенного в приосевой части Уфимского вала (Предуралья) и характеризующегося комплексным влиянием тектонических трещин, трещин бортового отпора, получивших развитие в левом борту каньонообразной долины р.Сылвы и зон локализованного подземного стока. Изучение массива проводилось в целях предварительной оценки эксплуатационной безопасности участка железной дороги «Пермь-Екатеринбург», пересекающей карстовые районы Предуралья. В данном случае железнодорожное полотно проложено на искусственной террасе левого крутого склона долины реки. Вскрытие трещин при расширении железнодорожного полотна позволило сотрудникам Кунгурской карстовой лаборатории-стационара еще в 1956г. визуально изучить их внутреннее строение, заполнитель и провести необходимые замеры. Рисунок 2.37 дает представление о местоположении трещин относительно элементов склона долины реки, их морфологии и морфометрии. Характер бортов трещин позволяет сделать вывод о том, что данные трещины были образованы отрывом блоков пород от массива в его приповерхностной части с их последующим гори-

горизонтальным перемещением в сторону эрозионного вреза. Ориентировка устьевых частей трещин бортового отпора, вскрытых при расширении железнодорожного полотна, соответствует ориентировке систем тектонических трещин, зафиксированных в пределах осевой части Уфимского вала и его западного крыла, что свидетельствует об унаследованности местоположения трещин бортового отпора при их формировании от существовавших ранее элементов дизъюнктивной структуры массива.

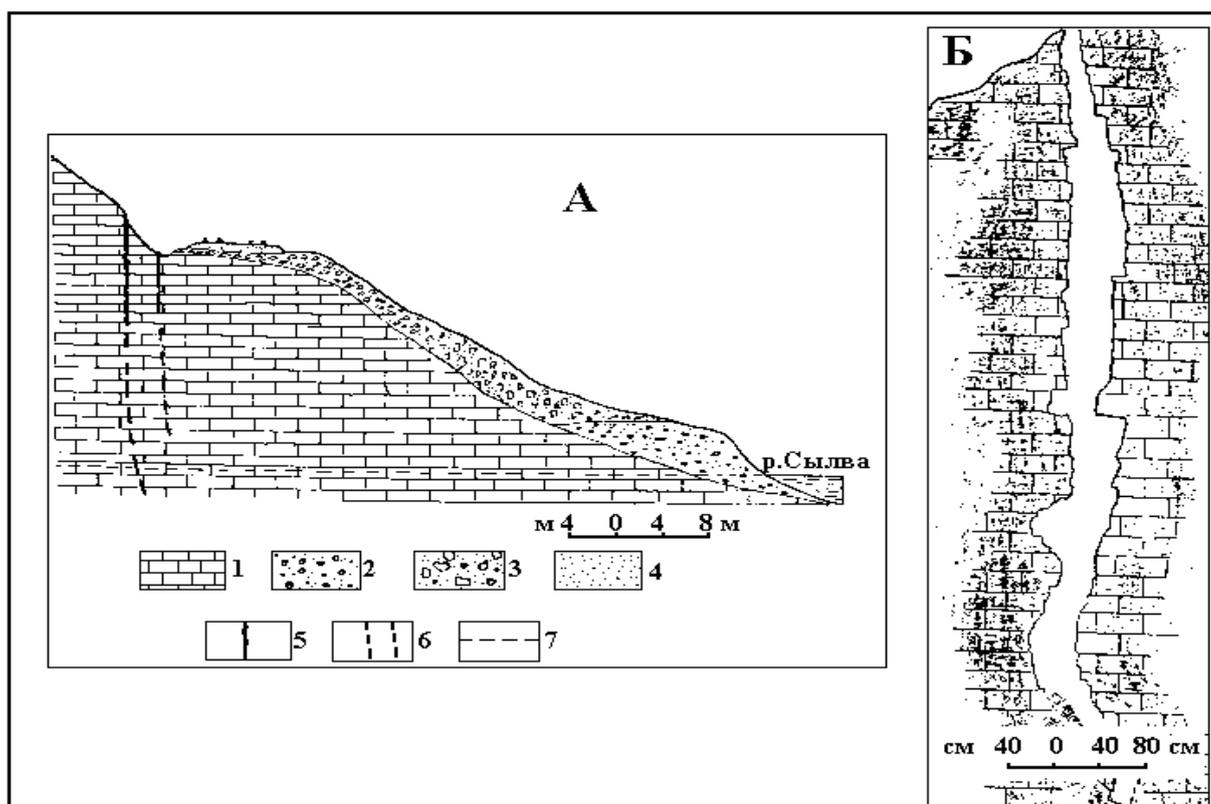


Рис. 2.37. Схематичный геологический разрез левого берега р.Сыльвы (А) и поперечный разрез трещины бортового отпора (Б) на участке 1547/48 км, ПК1/2 Свердловской железной дороги. 1-известняк кремнистый, 2-аллювиальные отложения, 3-делювиальные глыбовые отложения, 4-балластный слой, 5-прослеженные трещины бортового отпора, 6-предполагаемое направление трещин бортового отпора, 7-уровень подземных вод

В склонах долин трещины бортового отпора формируют параллельные зоны эшелонированных разрывов, имеющие в ориентировке двойное подчинение: расположению бортов долины эрозионного вреза и ориентировке элементов дизъюнктивной структуры, которая в региональном плане определенным образом частично кон-

тролирует и ориентировку вреза. В пределах исследуемого участка, одна из параллельных зон трещин бортового отпора находится в бровке склона (100-150м от полотна). Для этой серии трещин характерна большая раскрытость устьев-до 5-7м, их большая протяженность-до 65м вдоль бровки, представленной вертикальным обнажением пород высотой до 2.5-3.0м. Устья представляют собой узкие рвы, заполненные глыбовым материалом, глубиной 2-4м. Стенки рвов частично обрушены за счет эрозионно-карстового воздействия. Не исключено, что на склоне имеются аналогичные зоны устьев трещин бортового отпора, перекрытые обломочным материалом.

Проведенная вдоль бровки склона съемка тектонической трещиноватости позволила в картографическом варианте получить представление о трещинной структуре склона, сложенного известняками и доломитами филипповского горизонта кунгурского яруса (рис. 2.38). Карта отражает неравномерность, зональность площадного распределения трещин и отчетливо показывает, что зоны тектонических трещин контролируют ориентировку не только устьев трещин бортового отпора, но и эрозионных форм (логов), а следовательно и сток поверхностных и подземных вод. Доказательством последнего является то, что в пределах зон сгущений тектонических трещин, коренные породы, выходящие на поверхность, содержат карстопроявления-каверны, полости (до 0.3м в поперечнике), вертикальные каналы. Здесь часто встречаются участки дробления пород шириной от 0.3 до 1.5м. Все указанные черты свидетельствуют о том, что зоны трещиноватости в данном случае играют важную роль в гидродинамике массива, являясь местом поглощения поверхностного стока, перевода его в подземный и транспортируя подземные воды от водоразделов к основной дрене - р.Сылве, одновременно выполняя карстогенетические функции-локализуя формы подземного выщелачивания и способствуя возникновению деформаций поверхности за счет перераспределения мелкой фракции заполнителя трещин.

Подтверждением факта транзита подземных вод по зонам тектонических трещин и трещинам бортового отпора служат результаты гидрохимического опробования вдоль береговой линии р.Сылвы, представленные на рис. 2.39. Гидрохимическое опробование и последующий химический анализ проб воды позволили установить интервалы разгрузки подземных вод в р.Сылву. Повышенное содержание в пробах  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , увеличение значений общей минерализации вод соответствуют 1) усть-

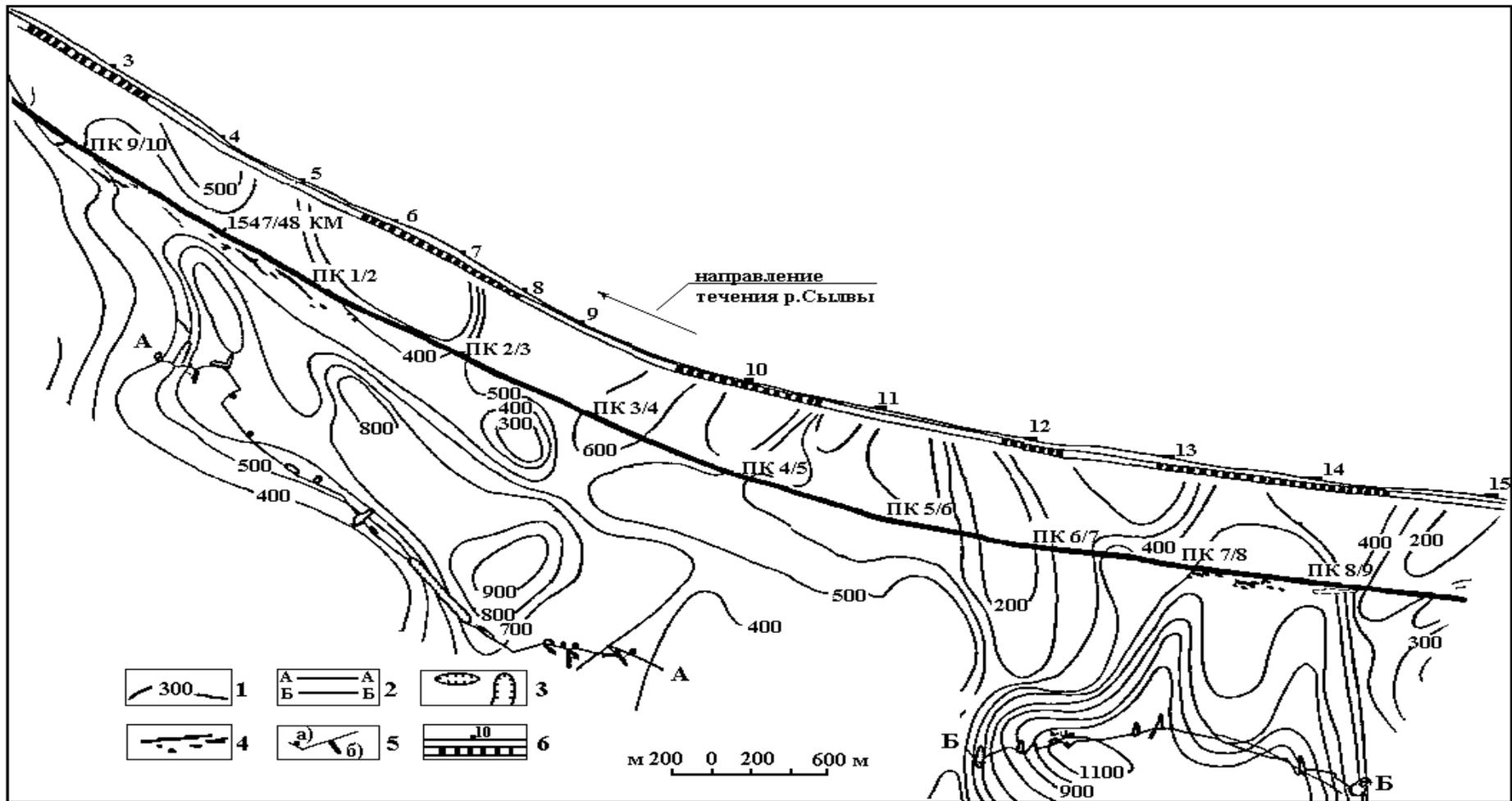


Рис.2.38. Карта соотношения положения зон тектонических трещин и трещин бортового отпора в карбонатах филипповского горизонта левого борта долины р.Сызвы (приосевая часть Уфимского вала, Предуралья): 1-изолинии значений линейной плотности тектонических трещин ( $\text{м}/2500\text{м}^2$ ), 2-линии обнажений известняков, 3-устья трещин бортового отпора в бровке склона и эрозионно-обвальное понижения, 4-трещины бортового отпора в нижней части склона, 5а-формы выщелачивания в известняках, 5б-зоны дробления пород, 6-точки отбора проб воды на химический анализ и участки повышенного содержания  $\text{НСО}_3^-$  в пробах

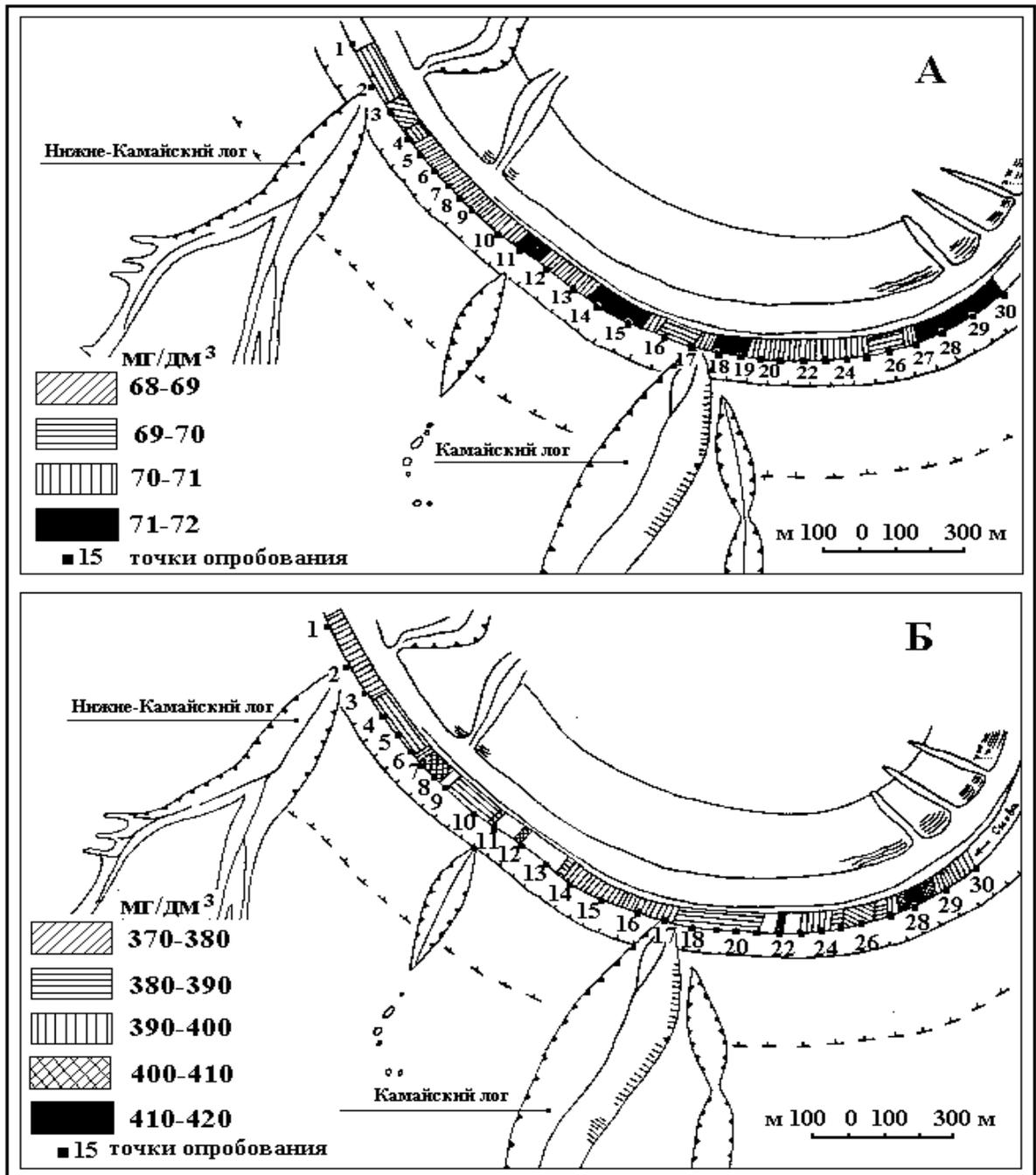


Рис.2.39. Результаты гидрохимического опробования р.Сылвы на участке развития трещин бортового отпора: А-содержание Ca<sup>2+</sup>, Б-общая минерализация (мг/дм<sup>3</sup>)

ям эрозионно-карстовых логов, 2) линейным полям карстовых воронок в склоне, 3) участкам пересечения зон тектонических трещин и трещин бортового отпора. Учитывая практически одинаковое содержание HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и Ca<sup>2+</sup> в пробах трех указанных типов интервалов, можно предполагать аналогичность интенсивности процессов выщелачивания в их пределах несмотря на то, что участки последнего типа не имеют столь яркого выражения в рельефе как первые два.

## **Глава 3. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ**

### **3.1. Анализ соотношения полей напряжений, тектонической трещиноватости и закарстованности в породах складчатых структур**

Структурно-тектоническое строение массивов нередко играет первостепенную роль в распределении карстовых форм, образовании их морфологических особенностей наряду с такими условиями и факторами как вещественный состав карстующихся пород, рельеф местности или климат. Достаточно тесная связь закарстованности и положительных тектонических структур - факт, установленный со времен первых региональных обобщений по карсту. Результаты сопоставления структурного плана территории и закарстованности имеются в работах практически всех видных исследователей карста.

Согласно кинематической классификации складчатости В.В. Белоусова (1975), в земной коре выделяются складки нагнетания, глыбовые, общего смятия, глубинные. Следует отметить, что складчатость нагнетания характерна главным образом для соляных куполов, а глубинные складки не проявляются на поверхности. Наибольшее распространение в приповерхностной части земной коры и на поверхности в общем, а в районах распространения карстующихся пород в частности, имеет складчатость общего смятия и глыбовая.

Глыбовые складки генетически связаны с поднятиями участков земной коры относительно соседних территорий. Их также именуют «штамповыми», «поперечного изгиба», «отраженными», «платформенными». Последнее наименование не совсем корректно, поскольку глыбовые складки присутствуют и в горно-складчатых областях. Морфологически, эта прерывистая складчатость, весьма разнообразна: пологие купола и массивные горстообразные сундучные поднятия с плоскими вершинами и крутыми крыльями, валы и асимметричные поднятия с одним пологим и другим крутым крылом и др. Территории, занятые глыбовой складчатостью, в типичном случае характеризуются развитием только одних самостоятельно развивающихся антиклиналей, промежутки между которыми представлены породами с ненарушенным залеганием. Относительно крупные складки осложнены более мелкими поднятиями и опусканиями.

Складчатость общего смятия ( в морфологическом отношении - «полная» или «голоморфная») - результат деформаций пород под влиянием продольного (тангенциального) сжатия, направленного параллельно слоям. В отличие от глыбовой складчатости с ее индивидуализированным развитием и морфологией, складчатость общего смятия характеризуется территориальной подчиненностью крупных сообществ складок единому режиму деформации. Такой тип складчатости характерен исключительно для горно-складчатых областей, создаваемых в условиях деформационных режимов большой амплитуды и больших градиентов.

Интенсивность карстового процесса, распределение поверхностных и подземных карстовых форм в пределах пликативных образований контролируется условиями возникновения и развития конкретной складки, в конечном итоге определяющими соотношением, залегание, мощности и проницаемость карстующихся и перекрывающих пород. В локальном плане, в пределах различных типов складчатых тектонических структур, отдельные карстовые формы образуют совокупности, определяющие зональность карстопроявлений различной интенсивности. С позиции идентичности сложения и механизма образования складчатых структур одного типа мы можем предполагать в их пределах идентичность характера дизъюнктивных дислокаций, а следовательно и характера распределения зон трещинной проницаемости и закарстованности. Действительно, данное предположение подтверждается внутри складок единого механизма образования, но только на уровне общей схемы. Проблема состоит в практическом отсутствии в природе абсолютно идентичных по строению и геологическому развитию складчатых структур.

По определению М.В. Гзовского (1975) расположение главных разрывов складки (секущих слоистую толщу) зависит от особенностей *общего поля напряжений*, наложенного на слоистость. Общее поле напряжений создается *основным ведущим механизмом* формирования складки, как единого целого.

*Механизм дополнительных осложнений*, связанный со слоистым строением осадочного покрова, создает дополнительные осложнения общего поля напряжений - *внутрислойные поля напряжений*, которые способствуют возникновению систем внутрислойных трещин.

Исследования закарстованных территорий на антиклинальных структурах свидетельствуют о строгой приуроченности форм подземного карста к разрывам, рас-

кающим различные пачки слоев, т.е. к разрывам, обусловленным ведущим механизмом формирования складки. Следовательно, в целях карстологического прогноза целесообразным является построение схем расположения главных разрывов складки.

Каждому механизму формирования складки соответствуют частные закономерности общего поля напряжений, а в итоге деформаций и разрывов. В общем случае, на распределение напряжений, деформаций и разрывов оказывают влияние:

1. Направления действия внешних сил, начальная форма (геометрические параметры) геологического тела, характер движения его поверхности;
2. Физические свойства вещества геологического тела, его структура, включая слоистость, наличие складок и разрывов более древних генераций;
3. Развивающиеся внутри тела деформации, напряжения и разрывы на анализируемый период складкообразования.

Даже в общем случае на распределение напряжений общего поля влияет ряд факторов, каждый из которого характеризуется своим набором второстепенных факторов и т.д. Определение влияния большинства из факторов, его математическое описание и составление целостной математической модели в геологической практике трудноосуществим. Наиболее простым и не представляющим сложность в практическом использовании, является моделирование с применением типовых решений пространственных задач по расчету напряжений при изгибах пластин, применяемых в теории упругости. Выбор задач такого типа обусловлен тем, что мощности исследуемых карстующихся пластов много меньше его размеров по площади.

Основные условия моделирования: однородность, изотропность и упругость модельного материала. Основные вводимые данные: размеры пласта, его механические характеристики (модуль Юнга, коэффициент Пуассона), давление, оказываемое на пласт вышележащей толщей пород, направления действия прикладываемых нагрузок, амплитуда изгиба пласта.

Очевидно, что при решении задач подобного типа не учитывается анизотропность пород пласта, обуславливаемая изменчивостью механических свойств, наличием разрывных дислокаций, имеющих место до начала изгиба. Вместе с тем, опыт применения решений данных задач свидетельствует, что получаемое на моделях распределение напряжений с достаточной степенью достоверности отражает распределение зон и участков в реальном пласте, где нагрузки, превосходящие по значениям

прочность пород, привели к разрыву их сплошности. Результаты физического моделирования разрывов в пределах складок (работы лаборатории тектонофизики Института Физики Земли) показывают, что разрывы в анизотропных или неоднородных материалах несколько отклоняются от их положения свойственного однородному изотропному материалу и приспособляются к участкам с пониженной прочностью, но в первом приближении, соответствие между ориентировкой поверхностей разрушения и положением зон с относительно высокими значениями напряжений (выше значений прочности пород) сохраняется.

Основным ограничением возможностей моделирования с применением решений теории упругости является то, что горные породы не являются чисто упругими. Вследствие этого модель способна показать места возможного заложения трещинных и разломных зон (по распределению напряжений, значения которых превышают прочность пород), но теряет свои прогностические свойства в момент образования и начала функционирования разломов.

Следует помнить, что в итоге моделирования исследователь получает не сами разломы, а их наиболее вероятное местоположение, выделяемое по значениям напряжений, максимально приближающихся по значениям к пределам прочности пород на разрыв или сжатие.

Для наиболее достоверной корреляции получаемых полей напряжений с трещиноватостью и закарстованностью, расчету должно предшествовать изучение геологической истории развития массива, условий залегания, прочностных и деформационных характеристик слагающих его горных пород.

### 3.1.1. Карст и складчатые дислокации – особенности латеральной зональности

Распределение карстовых форм специфично вследствие разницы в физико-механических свойствах пород, включая и растворимость, неоднозначной гидрогеологической ситуации от складки к складке и т.д.

Тем не менее, практикой исследований выявлены общие закономерности пространственного соотношения на складках трещинных зон и зон закарстованности, которые могут быть использованы в качестве общих критериев при оценке закарстованных территорий.

Указанное положение определяется во многом и генетической взаимозависимостью трещинно-карстовых и водообильных зон.

Условия формирования водообильных зон в платформенных, переходных и горно-складчатых обстановках различны. Одним из основных различий, определяющих вариации механизма образования водообильных зон, является характер тектонических движений: неравномерно-глыбовый вертикальных положительных (поперечный изгиб) на платформах и в предгорных прогибах, сводово-глыбовый тангенциальных (поперечно-продольный изгиб) в геосинклиналях.

Неравномерно-глыбовые движения по древним разломам платформ и прогибов формируют глыбовую складчатость, выраженную в осадочном чехле в виде таких морфологических разновидностей как брахискладки, купола, мульды, седловины, вала. В пределах таких структур водообильные зоны, в зависимости от типа подземного стока, формируются в осевой и периферийных частях складок.

Сводово-глыбовые движения по относительно молодым и древним омоложенным разломам в геосинклинальных обстановках приводит к формированию водообильных зон не только в осевых частях антиклинальных и синклинальных складок общего смятия, но и в пределах интрузивных тел и разломов (рис. 3.1-3.3).

И.А. Печеркин и В.А. Шерстнев (1986), положив в основу процесс, завершивший формирование той или иной водообильной зоны, выделили их генетические типы: тектонический, адвекционный, карстовый, кластокарстовый, суффозионный, эрозионно-гравитационный, седиментационный, антропогенный.

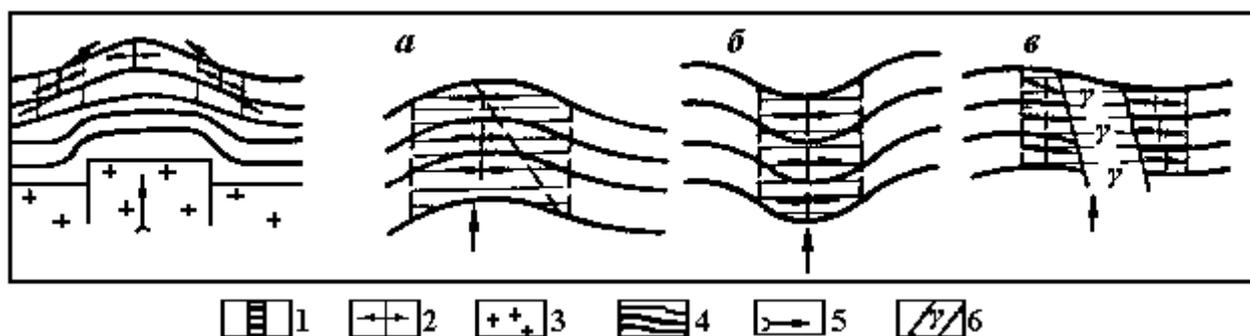


Рис. 3.1. Схемы образования водообильных зон в платформенной и геосинклинальной обстановках (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу, 1986): в антиклинальной складке (а), синклинальной складке (б), на контакте интрузивного тела (в). 1-водообильная зона, 2-направления действия нормальных и тангенциальных сил, 3-породы фундамента, 4-породы осадочного чехла, 5-направление тектонических движений, 6-интрузивное тело

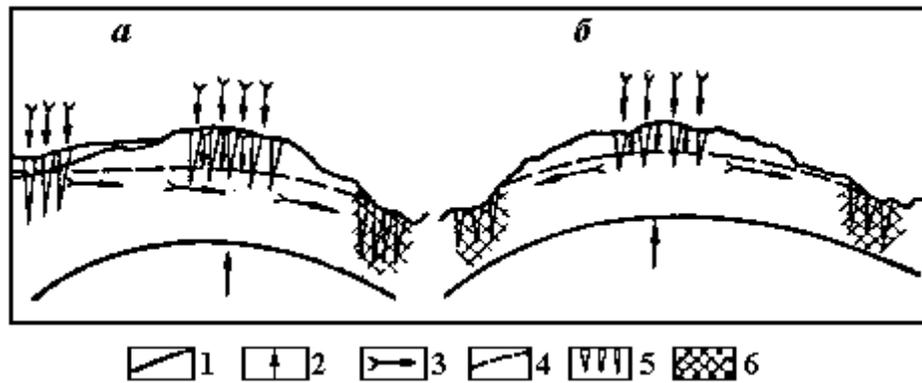


Рис. 3.2. Местоположение водообильных зон в условиях локальных структур при одностороннем (а) и двухстороннем (б) стоках (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу, 1986). 1-водоносные породы, 2-направление новейших тектонических движений, 3-направления движения атмосферных осадков и подземных вод, 4-уровень подземных вод, 5-трещинные зоны, 6-водообильная зона

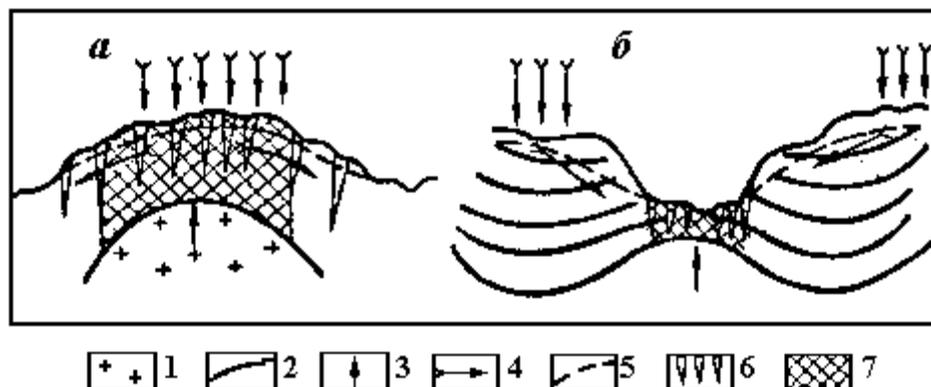


Рис. 3.3. Местоположение водообильных зон в условиях соляных структур (а) и структур общего смятия (б) (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу, 1986). 1-соли, 2-водоносные породы, 3-направление новейших тектонических движений, 4- направления движения атмосферных осадков и подземных вод, 5-уровень подземных вод, 6-трещинные зоны, 7-водообильная зона

Карстовые водообильные зоны, по наблюдениям процитированных авторов, наиболее характерны для платформ и геосинклиналей, а, например тектонические, только для геосинклиналей.

В любом случае водообильность того или иного элемента складки определяется степенью трещинной проницаемости пород, слагающих данный элемент. Положение водообильной зоны изначально определено характером раздробленности пород складки, принципиальным типом ее трещинной структуры.

Одной из наиболее общих особенностей соотношения складок и карстовых форм, отмечаемой исследователями, является приуроченность карста к сводовым частям положительных структур, где мощность покровов, как правило, минимальна. На-

пример, по данным А.И. Печеркина (1986), на территории междуречья Камы, Сылвы, Чусовой отчетливо проявляется приуроченность максимальной закарстованности к сводам локальных структур. На участках, где локальные поднятия отсутствуют или имеют место прогибы, отделяющие одно поднятие от другого, закарстованность минимальна или отсутствует вообще (рис. 3.4).

Участки поднятий, осложненные более мелкими складками, имеют более высокую степень закарстованности, чем структура в целом. Закарстованность уменьшается по направлению от центра структуры к ее периклинальным окончаниям, погребенным под толщей наносов, где карстовые формы могут полностью отсутствовать.

Существует прямо пропорциональная зависимость между амплитудой поднятия структур и степенью их закарстованности, а также между наклонами крыльев структур и степенью их закарстованности (рис. 3.4, А, Б). Последняя зависимость прослеживается в том случае, когда карстующиеся породы залегают выше локальных базисов эрозии. Взаимосвязь между закарстованностью крыльев структур и углами их наклона отсутствует на участках, расположенных вблизи эрозионных врезов и наиболее отчетлива на участках, расположенных вне зоны влияния рек.

Неравномерность площадного распределения закарстованности на отдельных участках пликативных структур объясняется их различной степенью трещиноватости. Очевидно, что карстовый процесс возникает и развивается в своих типичных формах не только в связи с присутствием растворимых в воде пород, но и при наличии условий проникновения вод на глубину. Следовательно, трещиноватость, определяющая водопроницаемость карстующихся толщ и обеспечивающая возможность циркуляции вод внутри массива, играет исключительную карстогенетическую роль.

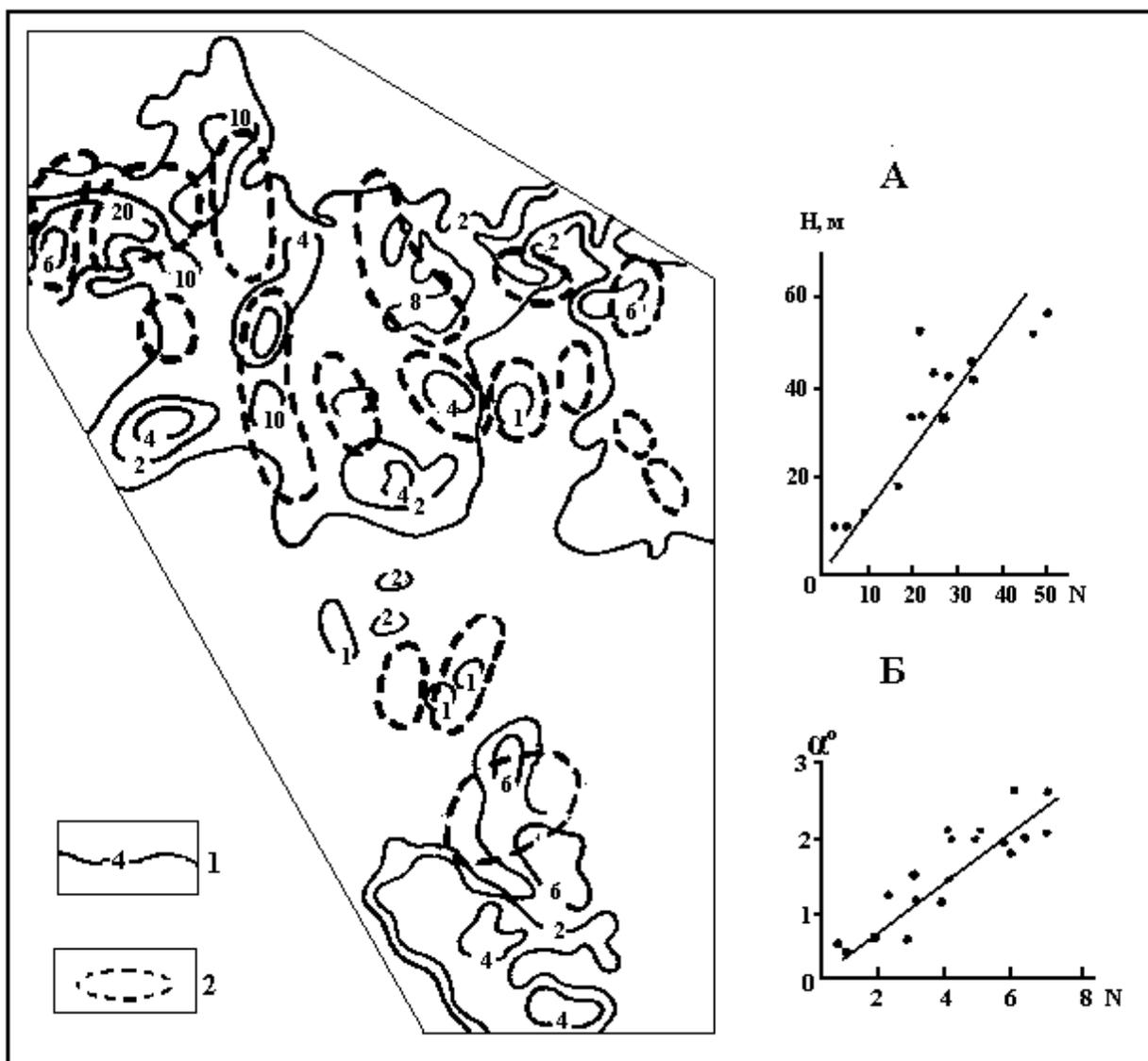


Рис. 3.4. Плотность карстовых воронок на территории междуречья Камы, Сылвы, Чусовой (по А.И. Печеркину, 1986). 1-изолинии количества карстовых форм (шт) на  $1\text{км}^2$ , 2-контуры неотектонических поднятий. Графики зависимости плотности распределения карстовых форм (N, шт/км<sup>2</sup>) от: А-амплитуд тектонических поднятий (Н,м), Б-углов падения крыльев структур ( $\alpha^\circ$ )

В карстообразовании принимают участие трещины различного генезиса. На интенсивность карстообразования существенно влияет раскрытость и протяженность трещин того или иного генетического типа. Закономерности проявления и развития трещиноватости обусловлены геологической историей развития пород.

В естественных обнажениях горных пород или бортах карьеров достаточно четко выделяются чередующиеся зоны с различной степенью раздробленности суб-вертикальными трещинами в большинстве случаев тектонического происхождения. В

плане эти зоны пересекаясь, формируют три типа участков относительной трещинной нарушенности: 1) сильнораздробленные, образованные пересечением двух зон повышенной трещиноватости разного простирания; 2) среднераздробленные, расположенные на пересечениях зон повышенной трещиноватости и слаботрещиноватых зон; 3) слабодробленные, образуемые в местах пересечения слаботрещиноватых зон.

Анализ логической цепи «структурный план территории - трещиноватость - карст» свидетельствует о тесной связи распределения карстовых форм и геолого-морфо-структурных особенностей складок.

Процесс тектонической деформации пород весьма длителен и имеет прерывисто-непрерывный характер. Невозможно назвать ни одной структуры, развитие которой бы на сегодняшний день завершилось. Вследствие этого, определяемые состояния дизъюнктивной дислоцированности пород, есть ни что иное как фиксация промежуточных результатов длительного и непрерывного преобразования пород в условиях меняющегося тектонического режима.

Исследователь вправе составить только схемы поэтапного распределения трещиноватости и закарстованности, подразумевающие ту или иную интенсивность процесса карстообразования в зависимости от предполагаемой водопроницаемости отдельных элементов складки на определенном этапе ее структурно-геологического развития.

Учитывая разнообразие геологических, гидрогеологических, климатических и других обстановок, отметим, что массивы растворимых пород находятся в неоднородных условиях. В пределах конкретного массива, условия образования и развития карста можно принять постоянными в течение длительного времени. Однако и здесь, на фоне общих условий происходят локальные изменения, связанные с влиянием на процесс карстообразования тех или иных факторов. Например, в условиях общего воздымания территории происходят последовательные изменения структурного плана, которые неизменно влекут за собой закономерные изменения в трещинной структуре массива и его гидродинамике. *Время относительного постоянства условий есть время накопления качественных изменений, которые могут привести к увеличению количественных показателей закарстованности: от единичных карстовых пустот до гигантских пещерных систем, от редких провальных форм до огромных площадей и мощностей обвального-карстовых отложений.*

Ориентировка тектонических трещин в пределах складчатых структур подчинена общему плану тектонических деформаций и вносит упорядоченность в распределение карстовых форм. Участки растворимых пород, подверженные трещинному дроблению, всегда являются потенциально пригодными для образования закарстованных трещин, полостей или систем полостей. Прерывисто-непрерывный характер формирования тектонических трещин есть основа прерывисто-непрерывного характера карстообразования в местах развития этих трещин.

При заложении тектонической складчатой структуры, в условиях потенциально отвечающих возникновению карстового процесса, последний будет развиваться в соответствии с последовательностью формирования тектонических нарушений в пределах складки. Слагающие складчатую структуру породы оказываются вовлеченными в общий процесс денудационного разрушения и переотложения материала, подчиняющиеся преобладающему тектоническому режиму. Карстовый процесс, вовлеченный в преобразование пород, разрушает их не только с поверхности, но и изнутри, развиваясь вначале в единичных кавернах, полостях и трещинах, а в последствии и на огромных площадях.

Выявление пространственного расположения подземных карстовых форм, наличия зон сгущения трещин осложняется тем, что карстующиеся породы, особенно в платформенных и переходных условиях, перекрыты не карстующимися отложениями. По единичным выходам растворимых пород на поверхность оценка закарстованности и карстоопасности исследуемой территории, особенно если она расположена на различных элементах складки, практически невозможна. В пределах элементов складок интенсивность действия факторов карстообразования, связанных с трещинной проницаемостью, индивидуальна.

Возникновение тектонических нарушений в пределах складчатых структур обусловлено изменением напряженного состояния пород в периоды формирования поднятия. Участки максимального развития трещиноватости соответствуют участкам максимальной напряженности пород в периоды их деформирования - участкам максимальной степени деформируемости, что было отмечено в разное время В.В. Белосовым и М.В. Гзовским (1964), В.Н. Калачевой и Л.Д. Кнорингом (1965), М.В. Гзовским (1975), Luc-Em Ricou (1978), Э.У. Спенсером (1981), С.Н. Чернышевым (1983),

В.Н. Катаевым и А.И. Печеркиным (1981,1982,1983) и др., по результатам лабораторного и математического моделирования, результатам полевых исследований.

Закономерности, в соответствии с которыми распределяются нарушения сплошности пород во времени и пространстве, обусловлены полем напряжений, возникающим при определенном механизме формирования складки.

Итак, практика изучения трещиноватости и закарстованности массивов в пределах пликтивных дислокаций позволяет утверждать, что: 1) карстовые явления в растворимых породах, слагающих антиклинальные структуры, распределены неравномерно, но и не хаотично. Распределение полостей определяется местоположением зон повышенной густоты тектонических, в данном случае складчатых трещин. В пределах зон трещиноватости карстовые явления приурочены к местам относительно резкой смены интенсивности трещиноватости, проницаемость которых обуславливает возникновение гидродинамических барьеров; 2) закарстованность трещинных зон не повсеместна, но эти зоны на всем протяжении являются перспективными для развития в них коррозионно-эрозионных процессов; 3) зоны повышенной интенсивности трещиноватости ориентированы согласно особенностям механизма образования складчатой структуры; 4) развитие зон трещин осуществляется непрерывно в течение всей истории развития складчатой структуры. Развитие карстового процесса на фоне структуры подчинено региональному тектоническому режиму. Этапы активизации и затухания процесса сопоставимы с тектоническим ритмом формирования складки; 5) зная механизм формирования складки и установив особенности распределения зон трещиноватости в ее пределах, возможно построение прогнозных схем распределения зон закарстованности, которые могут служить основами для более детальных прогнозных карстологических схем в целях эффективного и безопасного освоения закарстованных территорий и проведения природоохранных мероприятий.

Распределение карстовых форм в пределах складчатых дислокаций во многом определяется особенностями соотношения карстующихся и некарстующихся (подстилающих и перекрывающих) пород, их дислоцированностью, мощностью и проницаемостью.

В пределах всех типов складчатых структур карстовые формы образуют скопления - поля поверхностных карстопроявлений, зоны и участки повышенной интен-

сивности подземной закарстованности. В породах складчатых структур однотипного механизма образования рисунок распределения зон карстопроявлений принципиально идентичен. Идентичность рисунка распределения зон карстопроявлений является следствием принципиальной сходимости пространственного соотношения дизъюнктивов складок тождественных механизмов образования. Но, в деталях, для каждой конкретной складки распределение отдельных форм специфично вследствие многих причин, например различной проницаемости зон трещиноватости, перекрывающих отложений, различной механической прочности и растворимости пород, геометрических параметров самой структуры, сложности ее геолого-тектонической эволюции, гидрогеологических особенностей, геоморфологии.

Структурно-тектонические особенности территории являются первичным карстогенетическим фоном, каркасом на который накладываются «внешние», более динамичные в своем развитии процессы природного или природно-техногенного моделирования карста.

По механизму формирования наиболее часто встречаются два типа складчатых тектонических структур: поперечного изгиба и продольного сжатия.

Структуры поперечного изгиба пород наиболее характерны для платформ, возникают вследствие дифференциальных вертикальных подвижек блоков фундамента. Они характеризуются малыми углами наклона крыльев (первые градусы, минуты), большими мощностями отложений, отсутствием, как правило, смещений по разрывам. Эти структуры по конфигурации в плане наиболее часто имеют овально-вытянутую или кругло-симметричную форму (брахискладка, вал, купол и др.).

Структуры продольного (тангенциального) сжатия, характерны для горно-складчатых областей, образуются вследствие горизонтального сжатия толщ пород в периоды интенсивного подъема центральных областей геосинклиналей. Структуры ориентированы перпендикулярно силам максимального сжатия, нередко запрокинуты в сторону платформ, осложнены разрывными смещениями. Морфологически структуры чаще всего представлены линейными складками.

На структурах того и другого типов зоны повышенных карстопроявлений располагаются закономерно. Их расположение контролируется распределением трещинных зон и разрывов, получивших развитие в соответствии с особенностями механиз-

ма образования структур, в соответствии с развитием полей напряжений и деформаций, сопровождающих изгиб пластов горных пород.

Осложнение элементов складок складчатостью более высоких порядков почти всегда вызывает повышение интенсивности карста, что объясняется относительно большей локальной дислоцированностью пород, сопровождающейся повышением трещинной проницаемости.

Общие пространственные закономерности распределения зон, наиболее полно отвечающих условиям развития карста (карстовых зон), представлены на рис. 3.5. Схема составлена по материалам полевых исследований трещиноватости и закарстованности в пределах складчатых дислокаций Западного Урала и Предуралья, Кавказа, Приднестровской Подолии, Беломоро-Кулойского плато, анализа опубликованных материалов и результатов математического моделирования напряжений, возникающих в породах складок на начальном этапе их формирования.

Схема отражает наиболее общие рисунки распределения карстовых зон и может быть использована для получения общего представления о соотношении структурного плана, закарстованности и трещиноватости. Например, на куполах рисунок нарушений подобен куполовидной части брахиантиклинали, а при моноклиналином залегании пород - подобен рисунку на крыле линейной складки. На флексурных перегибах сеть нарушений сплошности подобна соотношению нарушений на участках перегиба слоев коробчатых складок. Положение зон трещиноватости (карстовых зон) меняется с изменением плановой конфигурации складки. Параметры зон нарушений сплошности также зависят от размеров структур, амплитуд изгиба, мощности исследуемого пласта.

Взаимное расположение нарушений сплошности и элементов складок устанавливается в процессе картирования (структурного, гидрогеологического, инженерно-

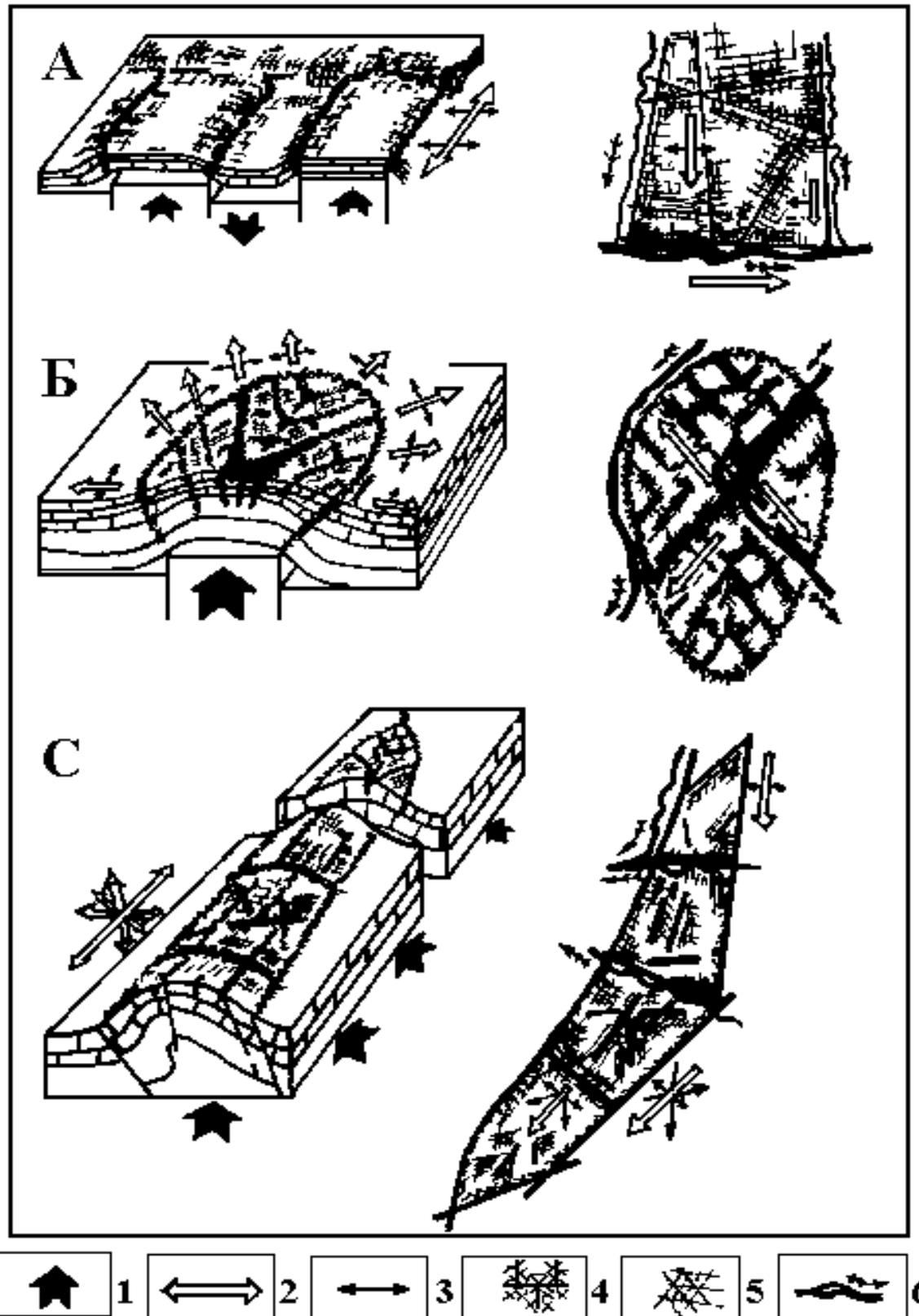


Рис. 3.5. Типы распределения закарстованных разломов и участков трещиноватости в пределах пликативных структур: А - коробчатых, Б - брахиантиклинальных, В - линейных. 1 - направления тектонического стресса, 2 - направления регионального и 3 - локального движения подземных вод, 4 - разломы, 5 - участки трещиноватости, 6 - поверхностные водотоки

геологического, карстологического). Сложнее решить карстологическую задачу, а именно: с достаточной степенью определенности указать какими группами разломов или зон трещиноватости контролировался или контролируется процесс карстообразования в условиях конкретной складки. Практика карстологических исследований показала, что максимальное карстоформирующее преимущество получают нарушения сплошности пород 1) совпадающие по простиранию с направлением регионального подземного стока, 2) открытые для формирования субгоризонтального площадного или локализованного потока (водопроницаемые по простиранию пород), 3) обеспечивающие гидродинамическую связь подземных вод разных горизонтов (водопроницаемые по падению пород, 4) имеющие гидродинамическую связь с поверхностной дренажной системой.

Согласно схеме преимущество в развитии карста получают: в случае А-зоны нарушений, ограничивающие складку, но расположенные параллельно к направлению подземного стока; в случае В-зоны, пересекающиеся в центральной части складки и в меньшей степени параллельные им. Как правило, эти зоны прослеживаются до контура складки и, иногда по ним происходит переток глубинных вод к поверхности. Эти нарушения сплошности более активны вследствие того, что область питания подземных вод складки часто расположена в ее сводовой части. В случае С-наиболее активны в карстологическом отношении зоны, ограничивающие складку и зоны в осевой части структуры.

Во всех случаях зоны трещиноватости и разломы, пересекающие региональный подземный сток, активны в карстологическом отношении, если они использованы поверхностными водотоками.

Карстопроявления известны не только в породах складок антиклинальной формы. Например, пещера Кливленд Авеню (площадь Мамонтовой пещеры) заложена в осевой и контурной частях незамкнутой синклинали складки. Рисунок распределения зон нарушений в породах синклинали складок аналогичен рисунку для антиклиналей близких по механизму формирования и строению (рис. 3.6).

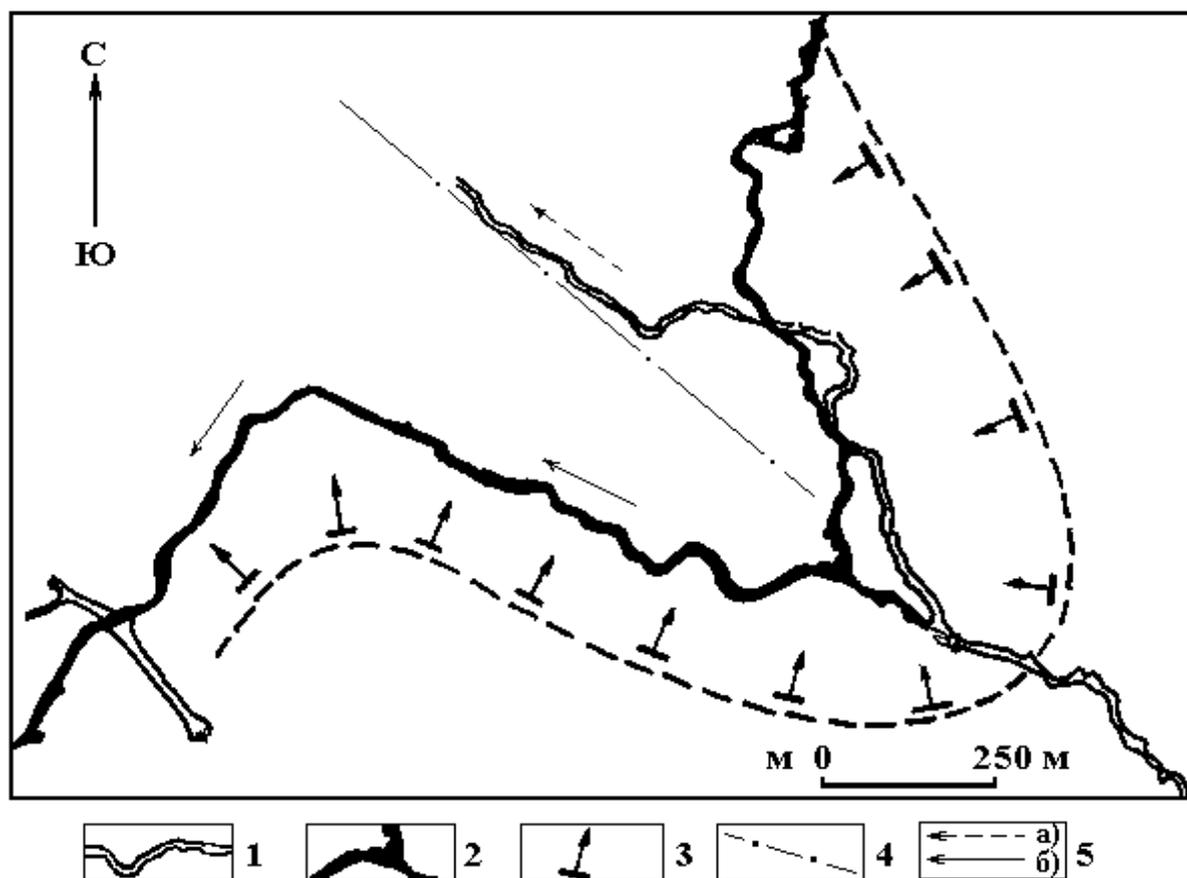


Рис. 3.6. Карта Кливленд Авеню (площадь Мамонтовой пещеры), образовавшейся в пределах локальной синклинали (по А.Н. Palmer, 1981; G.H. Deike, 1989). Каньон над пещерой и пещерные галереи сформировались локализованными водными потоками. Направление и уклон дна каньона совпадают с направлением и падением оси синклинали. Пещерные галереи расположены по периферийному контуру синклинали и ориентированы перпендикулярно направлениям локального падения пород на крыльях складки. 1-каньон, 2-галерея пещеры, 3-направления локального падения пород, 4-ось синклинали, 5-а) прежнее направление потока, б) современное направление потока

Направление карстово-гидродинамической активности может меняться в случаях изменения структурного плана территории. В этом случае направленность карстового процесса изменит ориентировку соответственно изменившемуся направлению подземного и поверхностного стока. Такие явления устанавливаются в результате анализа морфометрии и направленности реликтовых и современных активных форм карста [116, 143].

Выявление пространственного соотношения зон нарушений сплошности, закарстованности и структурного плана территории с учетом механизма формирования складчатости, является чрезвычайно важным этапом в оценке устойчивости территории при исследованиях регионального, локального, детального масштабов. Значи-

мость структурно-тектонического анализа не снижается ни на одном из перечисленных уровней практических исследований.

### 3.1.2. Аспекты анализа соотношения структурного плана территории, трещиноватости и закарстованности

Для получения схемы распределения плотности трещин по исследуемой территории используются результаты их полевого изучения и картирования. Как показывает практика, карстологическую значимость имеют результаты исследования тектонических трещин, наиболее выдержанных по простиранию и падению, наиболее системных, часто раскрытых и гидрогеологически активных.

В качестве основы будущей схемы обычно используется топокарты (желательно крупномасштабные) территории. На топооснову наносятся тектонические трещины в виде лучей соответствующих азимутов простирания, выходящих из точек замера в обнажениях карстующихся пород. На топооснову с трещиноватостью наносится квадратная сетка, размеры сторон которой определяются необходимой детальностью. В том случае, когда все зафиксированные трещины невозможно нанести на топооснову в выбранном масштабе (большая густота трещин, мелкий масштаб карты), производится их систематизация. Близкорасположенные трещины одного азимута простирания группируются в зоны, оси которых в виде луча соответствующего направления наносятся на карту. У основания луча проставляется цифра, указывающая, какое количество трещин было объединено в зону.

Для характеристики раздробленности массива тектоническими трещинами предлагается использовать два показателя: количество пересечений трещин ( $K_t$ ) и суммарную длину трещин или линейную плотность трещин ( $L_t$ ) на единицу площади поверхности карстующегося пласта - площадь одного квадрата сетки. Подсчитанные значения  $L_t$  и  $K_t$  внутри каждого квадрата в общем случае проставляются в его центр. Для повышения истинности карты, значения показателей трещиноватости рекомендуется проставлять в ту четверть квадрата, где наблюдается сгущение трещин или их пересечений.

Интерполяция проставленных значений производится на основе общего правила интерполирования - соединения линией точек карты с одинаковыми значениями показателей.

Следует учесть, что распределение зон и участков трещиноватости специфично, что выражается в неравномерном, а порой скачкообразном возрастании или понижении ее интенсивности. Для того чтобы отразить эти переходы нецелесообразно придерживаться одного сечения изолиний, рекомендуется менять шаг интерполяции в зависимости от величин проставленных значений показателей.

Показатель  $K_t$  рекомендуется использовать при прогнозе местоположения отдельных полостей, при изысканиях на ограниченных площадях, а также для прогноза мест интенсивного водопоглощения или областей питания на картах обзорного типа.

Показатель  $L_t$  наиболее эффективен при выявлении распределения закарстованных зон. Изолинии  $L_t$  всегда вытягиваются в зоны, ориентированные соответственно азимутам простираания наиболее развитых систем трещин и имеют относительно угнетенное развитие по направлениям слабозвитых малочисленных трещин. Карты показателя не теряют своего значения и при выявлении распределения зон повышенной густоты трещин в пределах всей складчатой структуры или ее элемента. Иными словами, когда необходимо обработать объемный материал по трещиноватости, полученный с обнажений общей протяженностью до первых десятков погонных километров. В том случае, когда необходимо получить схему распределения трещиноватости на значительной по площади территории, но имеющей малую обнаженность, следует руководствоваться только направлениями получаемых зон, но не значениями показателей.

В качестве примера сопоставления трещиноватости и закарстованности в районах различного структурно-тектонического строения приведем некоторые результаты исследований.

В междуречье Днестра, Ничлавы и Серета (Приднестровская Подолия) интенсивно закарстованы нижнеэоценовые карбонатно-сульфатные породы. На территорию междуречья были построены карты показателей трещиноватости на единицу площади  $25 \cdot 10^4 \text{ м}^2$  в масштабе 1:50 000 (рис. 3.7). Масштаб приемлем для выявления пространственного соотношения участков активного карстопроявления (пещерные поля Оптимистической, Озерной, Вертебы, поглощающие поноры, поля воронок), участков и зон трещиноватости. Зоны трещиноватости в породах характеризуются  $L_t$  до  $500 \text{ м}/25 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ ,  $K_t$  - до 400 пересечений на  $25 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ . В местах пересечения зон трещиноватости значения показателей увеличиваются вдвое.

Линейно вытянутые зоны сгущения тектонических трещин, выделенные на данной территории, идентифицируются с разломами, ограничивающими тектоблоки. Особенно близки по местоположению к зонам сгущения тектонических трещин разломы с вертикальным смещением пород более чем на 10м.

При визуальном сравнении распределения зон трещиноватости и участков интенсивного карстопроявления четко проявляется приуроченность последних к зонам трещиноватости в интервале средних значений характеристик Lt и Kt.

Специфично распределение трещиноватости и закарстованности в пределах складчатых антиклинальных структур. На юго-востоке Беломоро-Кулойского плато, на фоне локальных структур интенсивно закарстованы гипс-ангидриты нижнепермского возраста частично перекрытые терригенными отложениями верхней перми (рис. 3.8).

На южную часть территории района по данным полевого изучения трещиноватости построена карта линейной плотности тектонических трещин (Lt) на единицу площади ( $1.5 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ ) поверхности массива. Трещиноватость в массиве распределена неравномерно. Выделяются отдельные участки и линейные зоны, ориентированные в меридиональном направлении и характеризующиеся относительно низкими, средними и высокими значениями Lt (500-1000, 1000-3000, 3000-5000 и более метров соответственно). Большинство «мелких» карстовых форм по месту заложения тяготеют к сильнораздробленным участкам. Здесь преимущественно развиты пещеры протяженностью 10-20м. На участках, характеризующихся средними показателями трещинной раздробленности, развиты крупные пещеры, протяженностью свыше 1000 м. Для слабо-раздробленных участков характерны отдельные трещины, расширенные растворением, узкие карстовые каналы. Карта дает ясное представление о местах возможных карстопроявлений, позволяет планировать более детальные карстологические исследования.

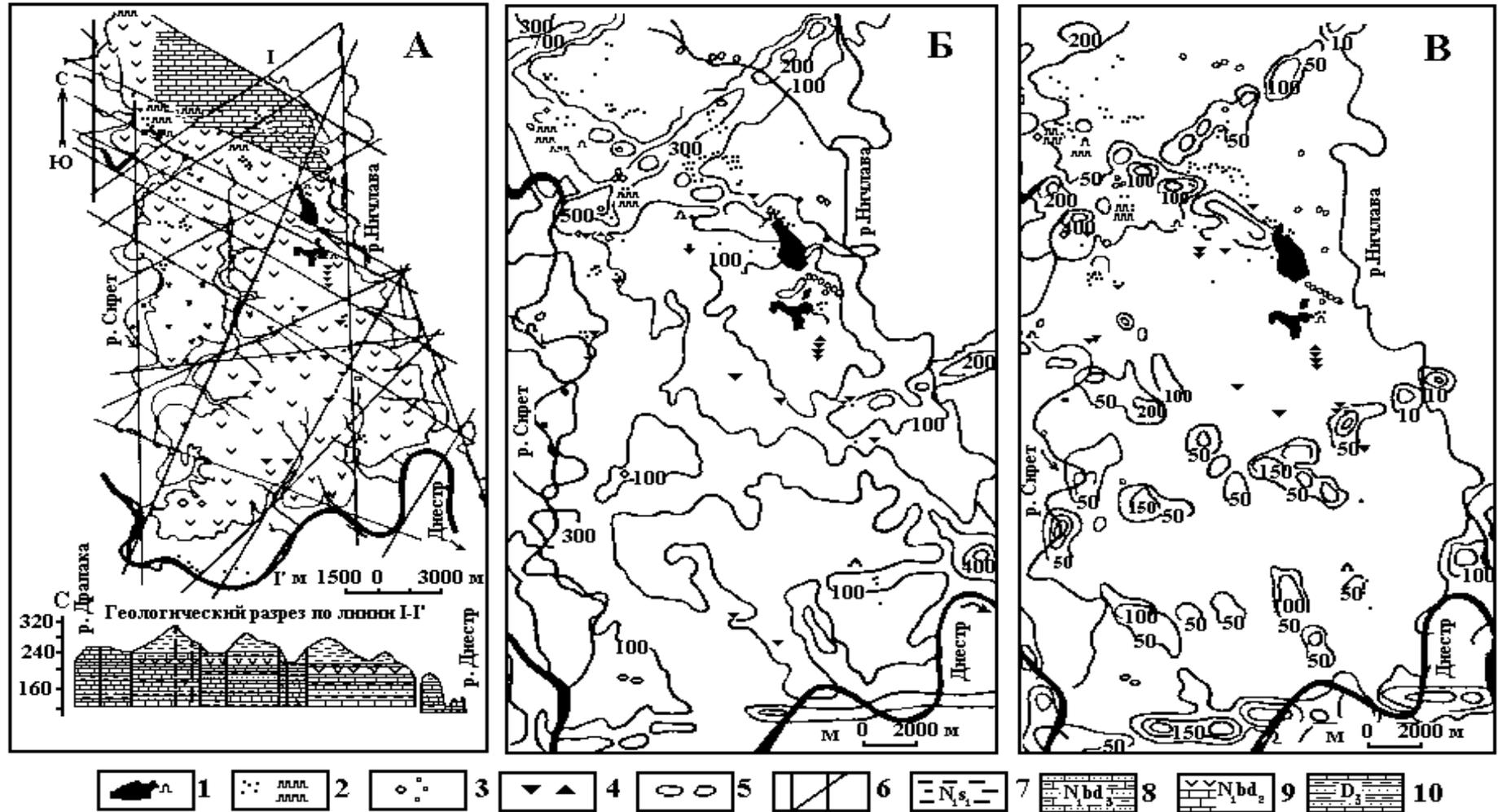


Рис. 3.7. Геологическое строение, закарстованность и трещиноватость междуречья Днестра, Серета, Ничлавы. А-схема геологического строения (по А.Б.Климчуку и др.,1980), Б, В-схемы изолиний линейной плотности и количества пересечений тектонических трещин на  $25 \times 10^4 \text{ м}^2$  поверхности массива. 1-поля пещер Озерная и Оптимистическая, 2-воронки, поверхностная закарстованность, 3-карстовые источники, 4-водопоглощающие воронки, 5-котловины, 6-тектонические нарушения, 7-сарматские глины с мергелистыми прослоями, 8-верхнебаденские багрянковые глинистые известняки, 9-среднебаденские гипсы и ратинские известняки, 10-нижнедевонские глинистые, песчаные и карбонатные сланцы

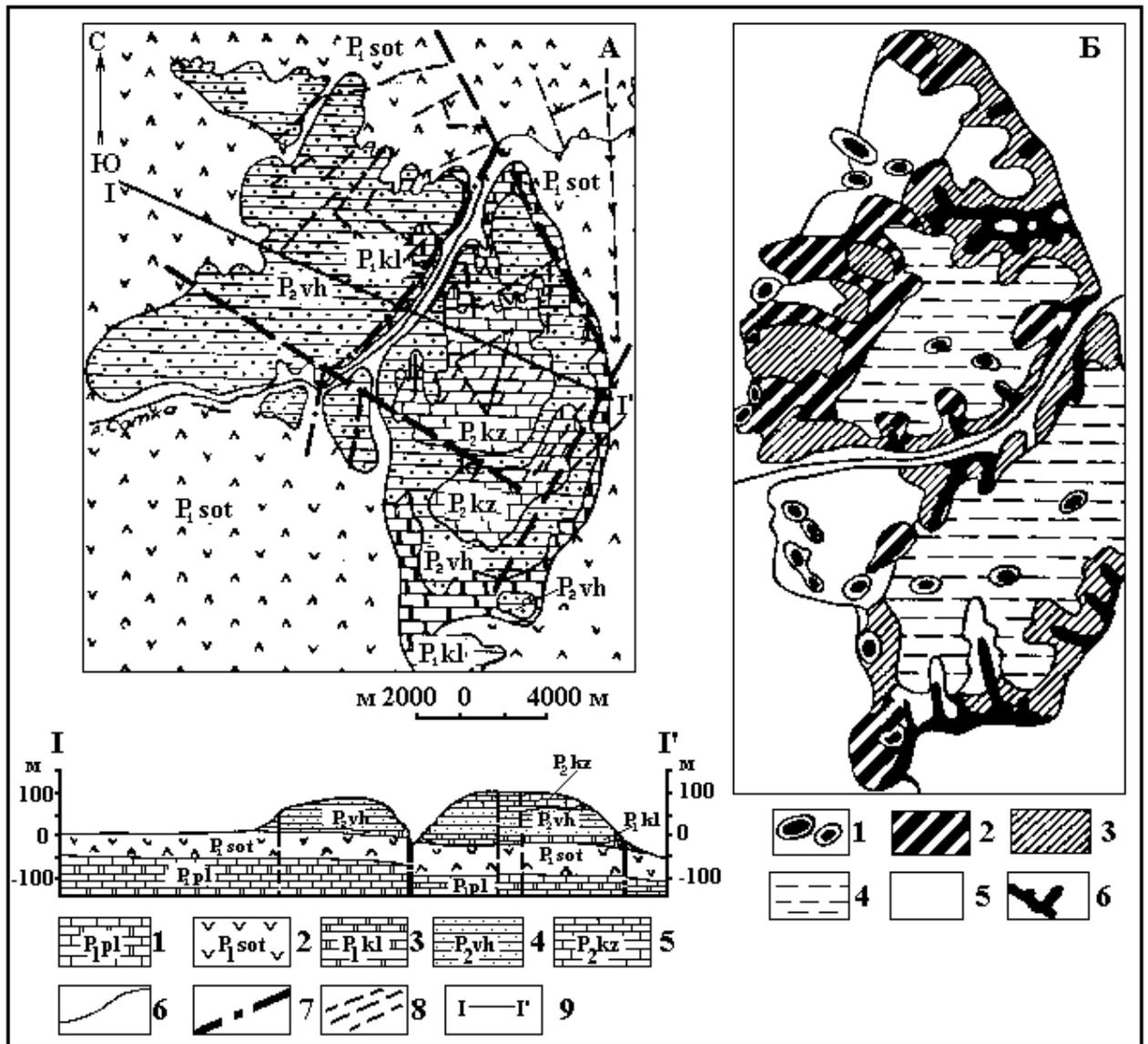


Рис. 3.8. Геологическое строение и закарстованность юго-восточной части Беломоро-Кулойского плато. А - схема геологического строения и разрез (составлены по материалам ПГО «Архангельскгеология»): 1 - доломиты и известняки полтинской свиты, 2 - гипсы и ангидриты соткинской свиты тастубского горизонта, 3 - доломиты кулогорской свиты стерлитамакского горизонта сакмарского яруса нижней перми, 4 - огипсованные красноцветы вихтовской свиты уфимского яруса, 5 - мергели, известняки, глины нижнеказанского подъяруса казанского яруса верхней перми, 6 - литолого-стратиграфические границы, 7 - разломы фундамента, 8-дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле, 9 - линия геологического разреза. Б - схема распределения поверхностного карста (по Д.Н. Сабурову, 1974): 1 - озера, 2 - карстовые котловины, 3 - участки сильно развитого карста (задернованный карст, поля мелких суффозионно-просадочных воронок), 4 - возвышенность, сложенная алевролитами, 5 - участки слабо- или среднеразвитого карста (поля конических суффозионно-просадочных воронок), 6 - карстовые лога

Карта дает ясное представление о местах возможных карстопроявлений, позволяет планировать более детальные карстологические исследования.

Как уже было отмечено, соотношение зон развития карста и трещиноватости зависит от морфологии складчатой структуры. В пределах линейных складок данное соотношение отличается от распределения зон закарстованности и трещиноватости, получающих развитие в брахискладках или куполах. В пределах Журавлинской антиклинали (Западно-Уральская зона складчатости) интенсивно закарстованы доломитизированные известняки и доломиты девонского и каменноугольного возраста (рис. 2.59, А). В результате изучения трещиноватости карстующихся пород в осевой части структуры было выявлено, что наибольшее распространение имеют трещины системы, совпадающей по направлению с напластованием. Раскрытие этих трещин у поверхности достигает 0.10-0.15м, но вглубине массива они быстро сужаются и характеризуются волосным раскрытием. Вторая система трещин совпадает по направлению с простираем пород и параллельна шарниру складки. Третья система - перпендикулярна шарниру и имеет большое значение для дренажа подземных вод. Четвертая система ориентирована диагонально шарниру. Пространственное сопоставление карстовых форм, элементов рельефа и трещиноватости показало, что в целом, в пределах границ структуры, карст развит по трещинам всех четырех систем, но максимальную роль в локализации карста имеют тектонические трещины двух систем - перпендикулярной и параллельной шарниру складки (рис. 3.9, В).

Наиболее общие выводы пространственного соотношения карстовых форм, форм рельефа и трещин в пределах линейных складок формулируются следующим образом:

- \* в породах линейных антиклинальных складок наиболее развита ортогональная система тектонических трещин, формирующих зоны, ориентированные параллельно и перпендикулярно длинной оси;
- \* зоны сгущения тектонических трещин являются зонами концентрации карстовых форм;
- \* зоны трещин параллельные длинной оси или в пределах осевой части складки, как правило, трассируют крупные тектонические разрывы со смещением, что обуславливает проницаемость пород на всю глубину влияния разрыва, следовательно и возможность развития карстовых форм на больших глубинах;

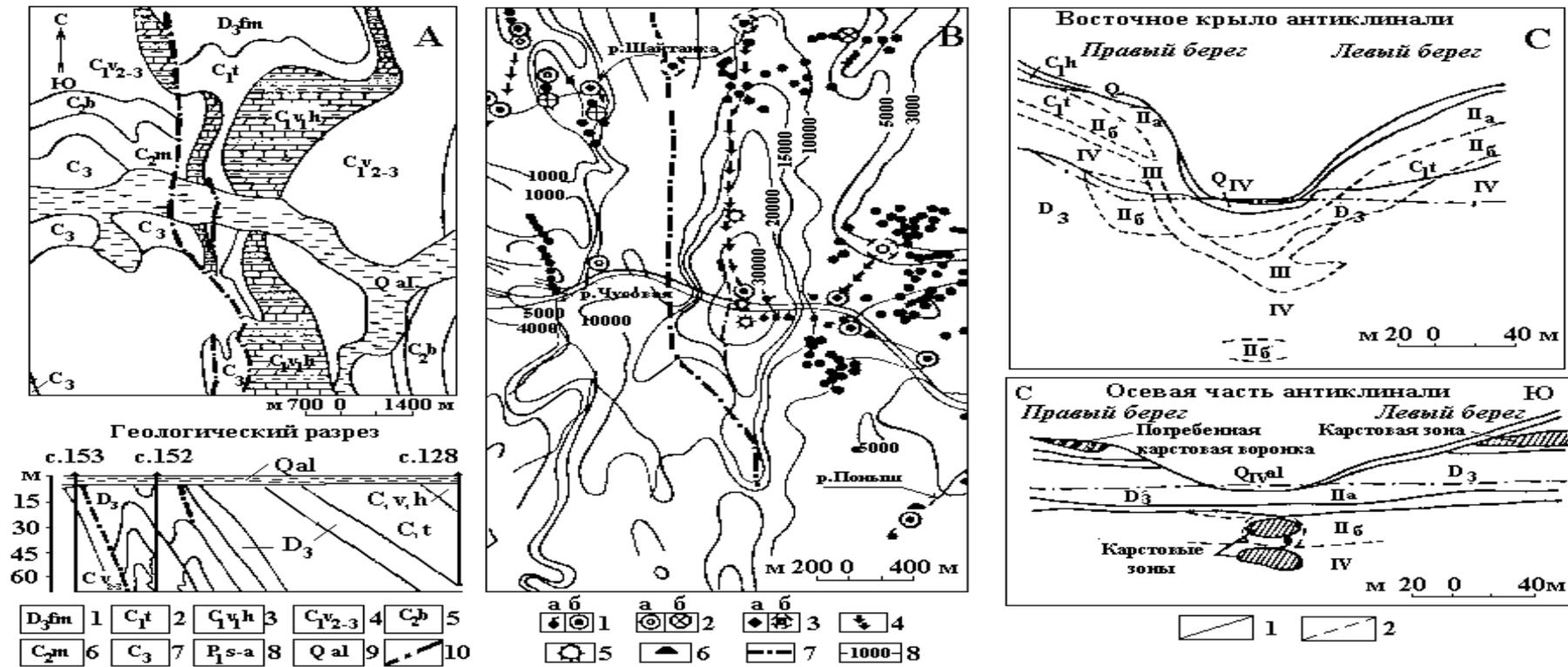


Рис. 3.9. Геологическое строение, закарстованность и трещиноватость Журавлинской антиклинали (Западно-Уральская зона складчатости). А-схема геологического строения и разрез (по Ш.Г Милихикеру, 1962): 1-мелкозернистые известняки и мергели фаменского яруса верхнего девона, 2-известняки турнейского яруса, 3-угленосная терригенная толща визейского яруса, 4-карбонатная толща визейского яруса, 5-окремненные известняки башкирского яруса, 6-известняки и доломиты московского яруса, 7-верхнекаменноугольные известняки с конкрециями кремния, 8-нижнепермские сакмаро-артинские органогенные известняки, 9-четвертичные аллювиальные отложения, 10-тектонические нарушения. В-схема изолиний линейной плотности тектонических трещин ( $m/4 \times 10^4 m^2$ ) 4 поверхности массива и закарстованность (по Ш.Г. Милихикеру, 1962) в пределах осевой части Журавлинской антиклинали: 1-источники: а) трещинные, б)карстовые; 2-поглощение поверхностного водотока: а)в карстовой воронке, б)в трещинах; 3-а) карстовые воронки, б)карстовые котловины; 4-предполагаемое направление движения подземного водотока; 5-подземные закарстованные зоны; 6-пещеры; 7-тектонические нарушения; 8-изолинии значений линейной плотности трещин. С-распределение водопроницаемости по разрезу отложений долины р.Чусовой в осевой части Журавлинской антиклинали (по Ш.Г. Милихикеру, 1962): 1-литолого-стратиграфические границы, 2-границы фильтрационных зон (К,см/с): Па-0.005-0.01, Пб-0.005-0.001, Пв-0.001-0.0001, IV- менее 0.0001

\* к зонам перпендикулярным осевой зоне складки обычно приурочены долины поверхностных водотоков, в борта которых происходит разгрузка подземных вод из трещинных зон, параллельных оси складки. Здесь, подземный карст приурочен к гидродинамической зоне поддолинной циркуляции подземных вод (рис. 3.9, С);

\* участки поглощения поверхностных водотоков и выходов вод в виде источников также определяются локальными изменениями густоты и проницаемости трещин.

Территории, представленные складками интенсивного тангенциального сжатия, характеризуются наивысшей степенью дизъюнктивной дислоцированности пород. Их распределение в горно-складчатых областях, наряду с другими морфологическими типами складок, подчинено региональной зональности. В карстовых массивах, преимущественно карбонатного сложения, разломы являются карстогенетическими элементами более высокого порядка по сравнению с тектоническими трещинами. Трещинно-карстовые и разломно-карстовые структуры интенсивно дислоцированных массивов складчато-блокового строения изучались автором в «эталонных» карстовых районах южного склона Большого Кавказа.

Вследствие того, что высокоамплитудные складки сильно сжаты в горизонтальном направлении, в породах крыльев интенсивное развитие получают диагональные системы трещин, трещины параллельные шарниру развиты относительно слабее, а трещины перпендикулярные шарниру редки. Данные территории характеризуются различными градиентами вертикальных и горизонтальных подвижек, что отражается на трещинных структурах массивов. В связи с этим распределение трещиноватости служит индикатором интенсивности воздымающих или сжимающих усилий. В том случае, когда развитие трещиноватости происходило на фоне преобладания горизонтального стресса, в породах наиболее развиты системы диагональных трещин скола, группирующихся в зоны на крыльях складок. В случае преобладания скоростей вертикальных подвижек над горизонтальными, в породах наиболее деформированных изгибом элементов складок равнозначно развита продольная и диагональная трещиноватость. Трещины группируются в короткие зоны, вытянутые по простиранию пород. На периклиналях совокупности продольных трещин образуют участки дробления, не соединяющиеся между собой. Системы поперечных трещин встречаются только в осевых зонах складок. В конечном итоге пласты пород разбиваются систе-

мами трещин, очередность появления которых выявлена физическим и математическим моделированием и показана в предыдущем разделе.

Массивы складчато-блокового строения характеризуются различными морфологическими типами карстовых форм преимущественно гидродинамической зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Наиболее крупные из них представлены колодцами, шахтами, наклонными пещерами и др. Для массивов является типичным яркая связь дизъюнктивов и карстовых форм. Максимальное карстогенетическое значение имеют дизъюнктивы в массивах, расположенных в относительной близости от региональных дрен поверхностных водотоков, днища долин которых являются региональными базисами эрозии. По мере удаления от региональной дрены гидродинамическая активность и карстогенетическая значимость дизъюнктивов снижается.

Рассмотрим соотношение дизъюнктивов и карста на конкретном примере. Антиклиналь Алек входит в складчатую систему южного склона Большого Кавказа. Карстующимися отложениями являются массивные органогенные и органогенно-обломочные известняки кимеридж-титона ( $J_3$ ), подстилаемые туфами и туффитами байоса ( $J_2$ ), которые вне зон дробления практически водоупорны. Карстующиеся известняки перекрыты с угловым несогласием 5-50м толщей аргиллитов, алевролитов, известковистых глин, мергелей (рис. 3.10).

Концентрация поверхностного стока в эрозионной сети массива, врезанной в некарстующиеся породы, способствует заложению подземных карстовых форм коррозивно-эрозионного класса на контакте карстующихся и некарстующихся пород при наличии транзитного водного потока с устойчивым питанием. На участке детальных исследований тектонических трещин находятся 8 из 13 крупных шахт-поноров, 5 из которых превышают глубинную отметку 310м. Шахты-поноры расположены в массиве строго в соответствии с наличием зон тектонических нарушений (рис. 3.11). Дизъюнктивные нарушения, выделяемые по аномально-высоким значениям показателей трещиноватости, отнесены к разломным зонам III порядка (протяженность 0.5-3.0км при амплитуде до 10-30м). При пересечении разломы делят породы массива на тектонические блоки, раздробленные трещинами, параллельными разломам. Внутри-блочные трещины, образуя зоны сгущения формируют внутриблоковые разломы IV

порядка. Все карстовые полости приурочены к разломам ограничивающим тектоблоку и частично к внутриблоковым разломам.



Рис. 3.10. Карстолого-геологическая схема и геологический разрез массива Алек (по В.Н. Дублянскому и др.,1980).1-поля развития аргиллитов,алевролитов и глин палеогена; 2-останец надвигового тела, сложенного серией аргиллитов, алевролитов и глин; 3-участки развития покрытого карста под отложениями палеогена; 4-участки голого и задернованного карста на массивных, толсто- и среднеслоистых известняках верхней юры: а-на плане, б-на разрезе; 5-стратиграфические контакты; 6-разломы: а-четвертого и третьего порядков, б-второго порядка,в-первого порядка; 7-входы в карстовые полости: а-колодец-понор, б-шахта-понор, в-пещера-источник; 8-подземные ходы и залы. Штрихпунктирной линией обозначен район детальных исследований тектонических трещин (рис. 3.11)

Резюмируя, отметим следующее:

1. Местоположение полостей характеризуется тремя ситуациями: в зоне разлома, в пределах блока, ограниченного разломами и в сопряженных блоках, разделенных разломной зоной. Блоки, находящиеся на различных гипсометрических уровнях, характеризуются индивидуальной пространственной структурой трещин, индивидуальной гидрогеологической активностью, связанной с трещинной проницаемостью.
2. Зоны тектонических нарушений связаны в единую гидросистему.

3. Морфологические отличия полостей во многом обусловлены различной трещиноватостью пород.

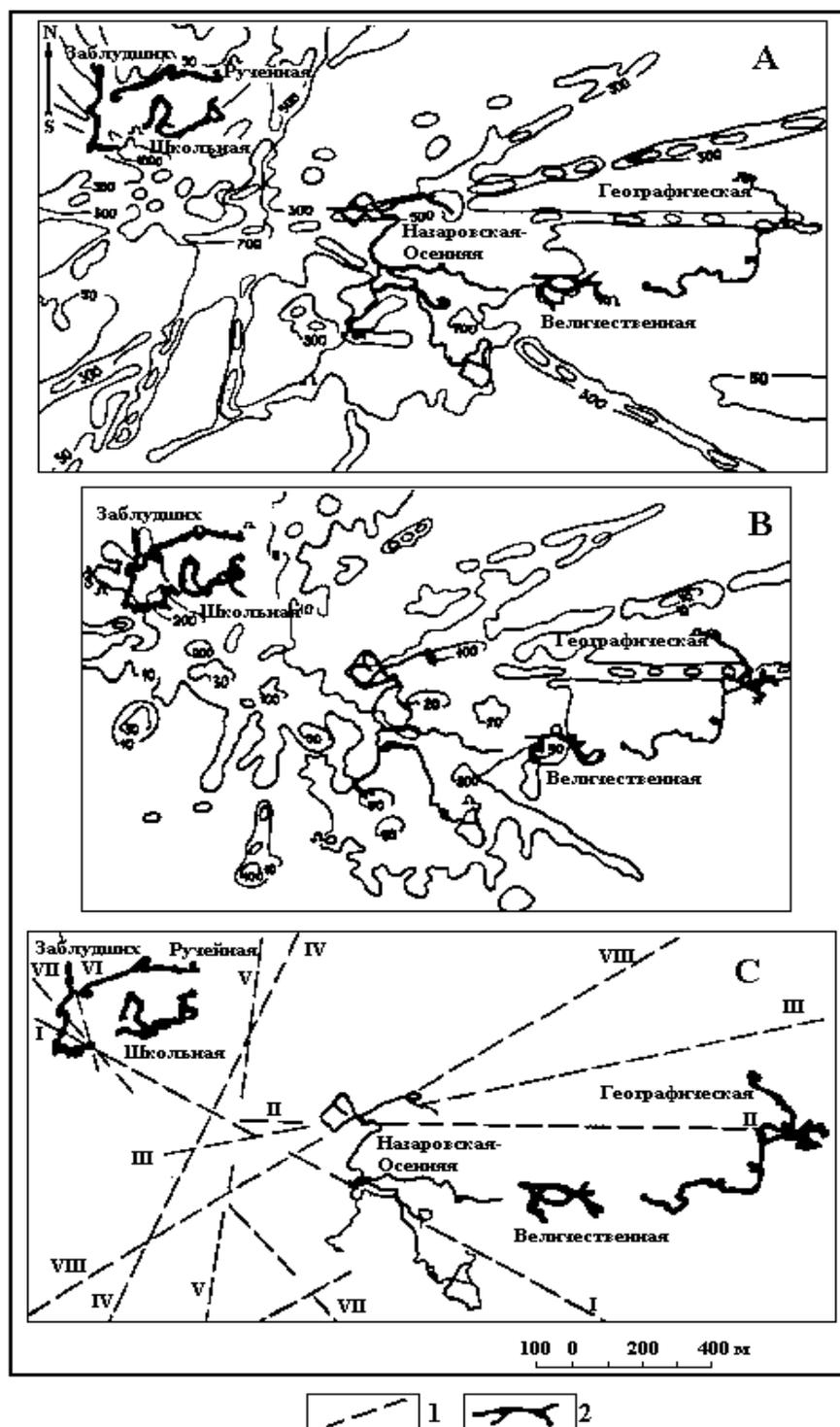


Рис. 3.11. Схемы распределения А-линейной плотности ( $\text{м}/900\text{м}^2$ ), В-количества пересечений (шт./ $900\text{м}^2$ ) тектонических трещин поверхности верхнеюрских известняков, С-тектонических нарушений восточной части антиклинали Алек. 1-линии нарушений, 2- карстовые полости

Картографический анализ трещинной раздробленности и соответствующей закарстованности в разных по структурному строению районах показал, что локализация карста на различных элементах складок специфична. Именно поэтому кроме построения общей обзорной карты трещиноватости, охватывающей всю территорию района, возникает необходимость детальных исследований на ключевых участках с различной степенью раздробленности горных пород.

Детализация карстогенетической ситуации, связанной с трещинной проницаемостью массива карстующихся горных пород, предусматривает картирование трещин на ограниченном пространстве с одновременным анализом трещин как элементов физической, структурной и гидродинамической анизотропии массива.

Различные элементы складчатых дислокаций характеризуются различным рисунком соотношений систем трещин. Количество систем, как правило, варьирует от 2 до 6. Трещины образуют сгущения и разрежения соответственно характеру поля напряжений. Системы трещин отличаются друг от друга не только направлением и количеством трещин в единице объема пород, но и проницаемостью. Направление подземного стока в условиях трещинной проницаемости совпадает с направлением открытых (незаполненных) системных трещин. Гидрогеологически активными могут, в определенных условиях, быть любые типы трещин: выветривания, литогенетические, тектонические. Большое влияние на гидрогеологическую активность отдельных трещин и их совокупностей оказывает наличие поверхностного водотока, дренирующего подземный сток. Например, если направление течения дренирующего водотока не совпадает с направлением подземного стока, активные трещины располагаются субперпендикулярно долине реки. Другие системы трещин залечены вторичными минералами или заполнены обломочным материалом. Исключение составляют трещины отседания (трещины бортового отпора). Они обычно гидрогеологически активны, но их активность снижается пропорционально удалению от реки. Трещины напластования часто играют роль перераспределителя подземного стока, как по простиранию, так и по падению пород.

Роль различных генераций трещин одного генетического типа в процессах локализации карстовых форм может быть выявлена только при детальных исследованиях. На одном из приосевых участков Журавлинской антиклинали (Западно-Уральская зона складчатости), наиболее четко выделяются три системы субвертикальных текто-

нических трещин: две диагональные и одна перпендикулярная относительно оси структуры (рис. 3.12, В). Сток подземных вод северной половины складки ориентирован с севера на юг. Южная половина имеет сток с юга на север. Подземный сток дренируется магистральным водотоком района - р.Чусовой, пересекающей складку вкрест простирания в ее средней части. На рассматриваемом участке трещины диагональных систем открытые, гидродинамически активные, что доказывается наличием форм растворения в виде каверн, каналов и небольшой пещеры, заложенной по этим трещинам. Трещины системы, ориентированной перпендикулярно оси складки заполнены вторичными минералами. При построении карты, отражающей всю гамму трещиноватости, реальная гидродинамическая картина искажается, в результате чего анализ направленности карстового процесса практически невозможен. Данное положение связано с тем, что в данном случае не все трещины массива обладают карстогенетическими функциями. Наиболее вероятные места формирования карста расположены по линии наименьшего сопротивления подземному стоку - наиболее открытому трещинному пространству.

На рис. 3.12, С представлена сложная для интерпретации картина, не отражающая действительного положения открытого трещинного пространства. Зона сгущений трещин в центре участка должна рассредоточить подземный поток, в то же время в клифе массива имеются карстовые формы свидетельствующие о концентрации подземных вод. Иная картина получается, если при построении схемы трещиноватости исключить трещины, заполненные вторичными минералами. В этом случае (рис. 3.12, D) зоны трещинной проницаемости и карстовые формы пространственно совпадают, а карта трещиноватости приобретает прогностические свойства.

-

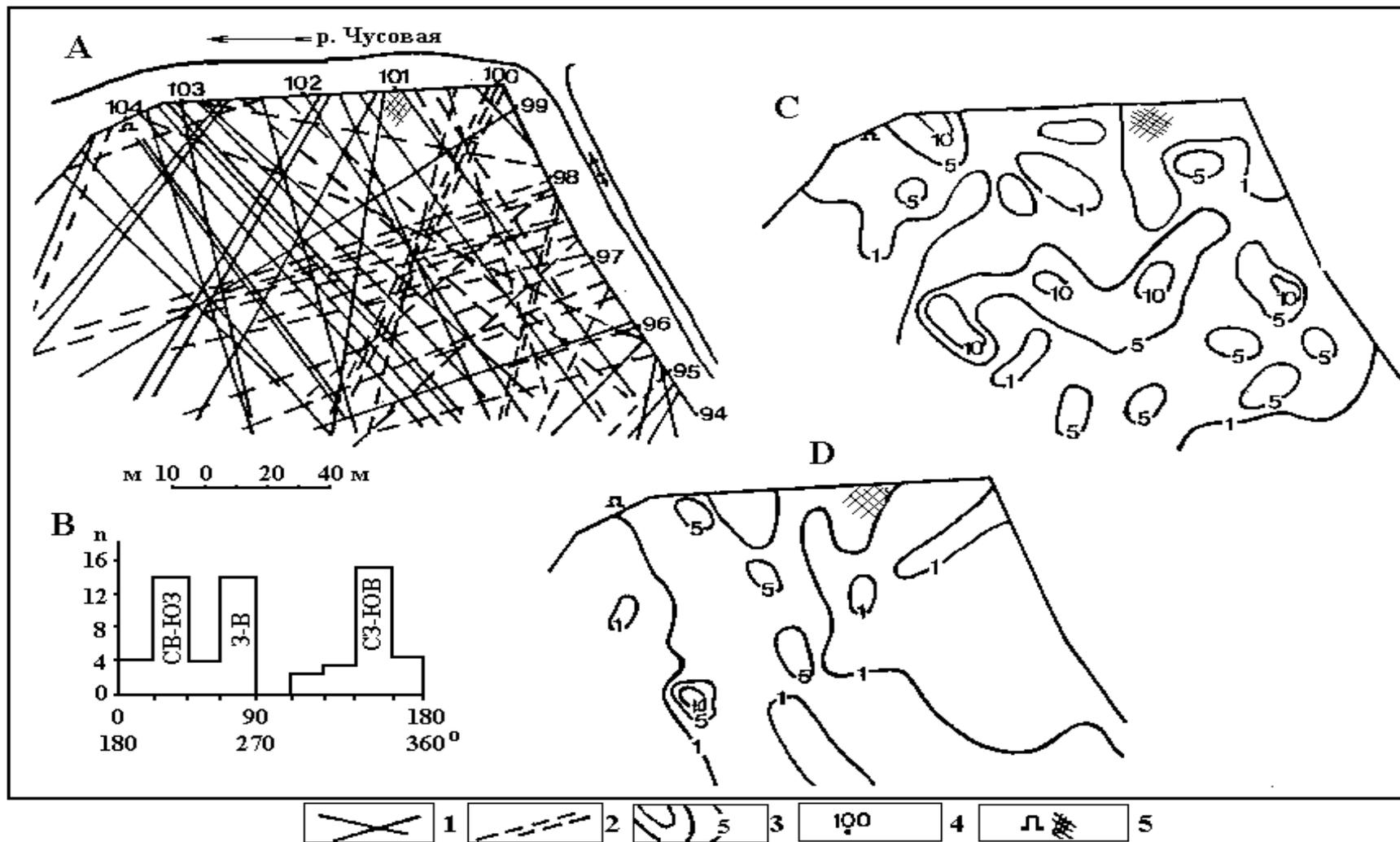


Рис. 3.12. Приосевой участок Журавлинской антиклинали: А-схема трещиноватости, В-диаграмма частоты и ориентировки трещин по азимутам простирания, С-схема пересечений трещин (с заполнителем и открытых), Д-схема пересечений открытых трещин (без заполнителя). Проекции трещин на поверхность массива: 1-открытых, 2-заполненных кальцитом; 3-изолинии значений количества пересечений трещин на  $100 \text{ м}^2$ ; 4-точки отбора образцов; 5-карстовые формы

### 3.1.3. Напряжения и трещиноватость в породах складок поперечного изгиба

Для расчета составляющих поля напряжений, возникающих в пласте горных пород при формировании структур поперечного изгиба, использовано решение пространственной задачи по расчету напряжений при изгибе тонких пластин, закрепленных по контуру [54]. Получаемые значения напряжений позволяют строить схемы их распределения по площади массива в виде изолиний. Сравнение схем распределения напряжений и трещиноватости, в свою очередь, позволяет вплотную подойти к установлению пространственной взаимосвязи величин напряжений и степени раздробленности пород моделируемого пласта. При наложении одномасштабных схем напряжений и трещиноватости зоны, определяемые сгущениями изолиний напряжений, совпадают с зонами повышенной интенсивности трещин, выделяемыми по изолиниям соответствующего показателя трещиноватости.

Расчетная схема напряжений представлена на рис. 3.13 I. Условие, определяемое «тонкой пластиной», позволяет ввести ряд допущений, упрощающих вычисления:

- срединная плоскость пласта не деформируется в плоскости  $XOY$ , таким образом нормальные напряжения в этой плоскости ( $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ ) равны нулю;
- отдельные прослои рассматриваемой толщи не оказывают давления друг на друга и во всех ее точках  $\sigma_z = 0$ ;
- перпендикуляры, проведенные с кровли на подошву толщи, при ее деформациях наклоняются, но не искривляются;
- точки срединной плоскости толщи перемещаются только вертикально, так как при начале растрескивания горизонтальные перемещения отдельных блоков настолько малы, что ими можно пренебречь;
- после начала воздымания вертикальные и горизонтальные движения на контуре пластины отсутствуют. Такое условие позволяет пренебречь трением, которое может возникнуть по плоскостям напластования слоистой толщи.

В первоначальном состоянии, после седиментации и литификации осадка, до начала тектонического воздымания и растрескивания массив в модели рассматрива-

ется как сплошное изотропное тело. Наличие литогенетических трещин не будет противоречить данному условию, поскольку ее распространение более или менее равномерно. Контур локальной структуры, образованной штамповым механизмом, чаще всего образует эллипс.

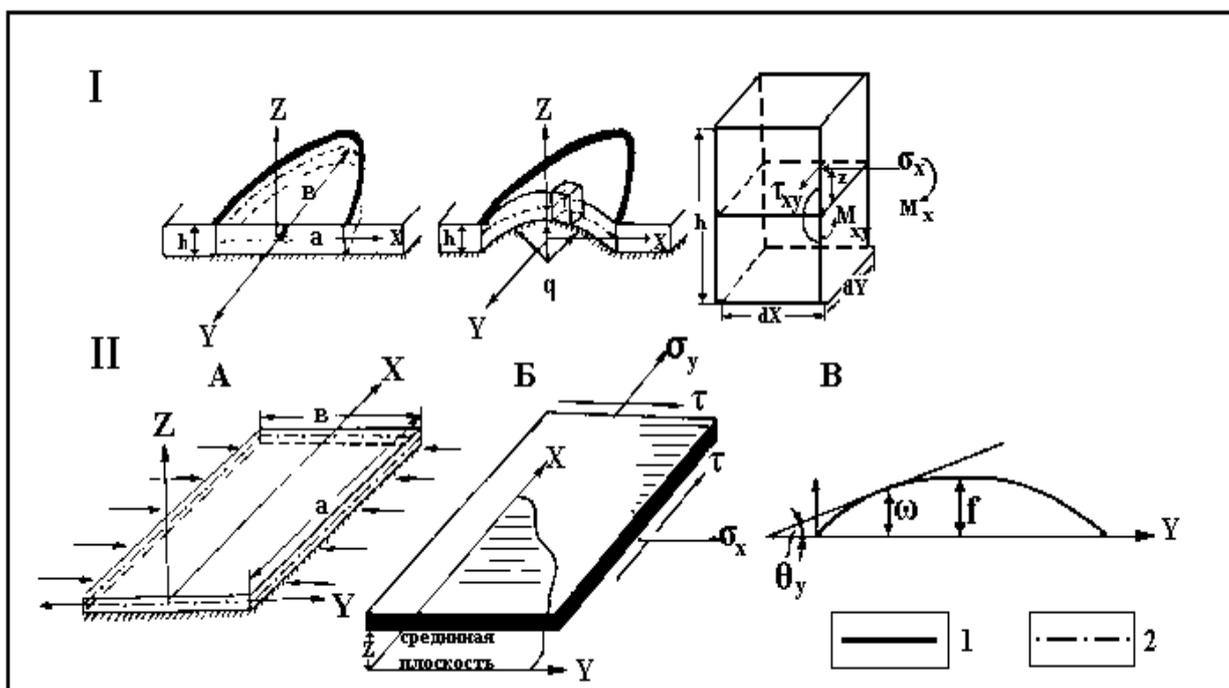


Рис. 3.13. Схемы к расчету напряжений, возникающих при формировании складок по поперечному изгибу (I) и продольного сжатия (II). А-система координат при рассмотрении прямоугольной пластины, Б-направления действия нормальных и касательных напряжений при изгибе, В-сечение изогнутой поверхности пластины. 1-контур структуры, 2-контур срединной плоскости

Уравнение, описывающее контур брахиструктуры, будет уравнением эллипса:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - 1 = 0 \quad (3.1).$$

Зададимся функцией прогиба в виде

$$\omega = C \left( \frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - 1 \right)^2 \quad (3.2),$$

где  $C$  - постоянный коэффициент, удовлетворяющий основному уравнению изгиба

$$\left( \frac{d^2 \omega}{dx^2} + \frac{d^2 \omega}{dy^2} \right) \left( \frac{d^2 \omega}{dx^2} + \frac{d^2 \omega}{dy^2} \right) = \frac{q}{D} \quad (3.3)$$

в виде

$$C = \frac{q}{8D\left(\frac{3}{a^4} + \frac{2}{a^2b^2} + \frac{3}{b^4}\right)} \left(\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - 1\right)^2 \quad (3.4),$$

где  $D = \frac{Eh}{12(1-\mu^2)}$  - цилиндрическая жесткость,  $q = \gamma h + \Delta q$  - прикладываемая нагрузка,  $E$  - модуль Юнга,  $\mu$  - коэффициент Пуассона,  $\Delta q$  - некоторое добавочное усилие, необходимое для того, чтобы приподнять пласт,  $h$  - мощность пласта,  $\gamma$  - объемный вес горной породы,  $a, b$  - протяженность длинной и короткой полуосей структуры.

При изгибе пласта, на каждый его элементарный объем действуют изгибающие моменты:

в направлении параллельном оси ОХ

$$M_x = D\left(\frac{d^2\omega}{dx^2} + \mu\frac{d^2\omega}{dy^2}\right) \quad (3.5),$$

в направлении параллельном оси ОУ

$$M_y = D\left(\frac{d^2\omega}{dy^2} + \mu\frac{d^2\omega}{dx^2}\right) \quad (3.6),$$

в плоскости координат YOZ

$$M_{xy} = (1 - \mu)D\frac{d^2\omega}{dxdy} \quad (3.7).$$

Изгибающие моменты и напряжения, возникающие при изгибе срединной плоскости, связаны соотношениями:

$$\sigma_x = \frac{M_x}{I} Z \quad (3.8); \quad \sigma_y = \frac{M_y}{I} Z \quad (3.9);$$

$$\tau_{xy} = \frac{M_{xy}}{I} Z \quad (3.10) \quad I = \frac{h^2}{12} \quad (3.11),$$

где  $I$  - момент инерции,  $Z$  - амплитуда поднятия точек срединной плоскости по оси OZ относительно начала координат.

Наибольшие напряжения возникают в кровле и подошве пласта:

$$\sigma_{x(\min, \max)} = \pm \frac{6M_x}{h^2} \quad (3.12) \quad \sigma_{y(\min, \max)} = \pm \frac{6M_y}{h^2} \quad (3.13)$$

$$\tau_{xy(\min, \max)} = \pm \frac{6M_{xy}}{h^2} \quad (3.14).$$

В случае отсутствия тангенциального сжатия массива вертикальные напряжения определяются согласно теории Гейма:

$$\sigma_z = \frac{\sigma_x(1-\mu)}{\mu} \quad (3.15).$$

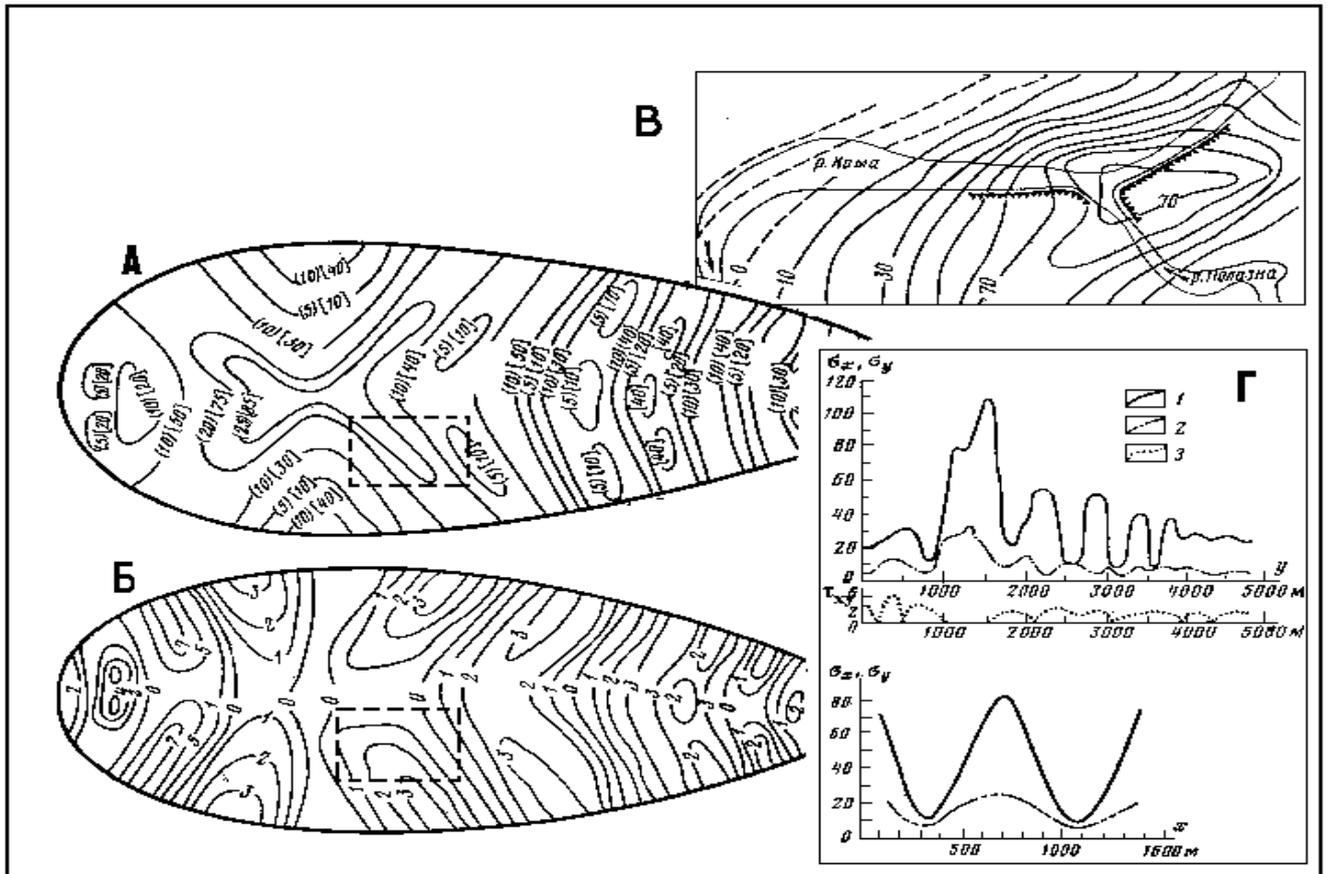


Рис. 3.14. Схемы распределения напряжений в изолиниях: А-наибольшего ( $\sigma_y$ ) и наименьшего [ $\sigma_x$ ] главных напряжений; Б-касательных напряжений ( $\tau_{xy}$ ) при амплитуде изгиба пласта 10м. Значения напряжений в МПа. Пунктиром обозначен участок изучения тектонической трещиноватости. В-структурная схема Полазненского поднятия. Стратоизогипсы проведены по поверхности иренского горизонта. Г-распределение главных нормальных и касательных напряжений по длинной и короткой осям Полазненской локальной структуры. Графики значений : 1- $\sigma_y$ ; 2- $\sigma_x$ ; 3- $\tau_{xy}$

Типичные схемы распределения напряжений в пределах брахискладки представлены на рис. 3.14. В качестве примера использованы результаты расчета напряжений в пласте гипс-ангидритов Полазненской локальной структуры (Предуралье) с

амплитудой поднятия в сводовой части 11м, длиной 5.7км и шириной 1.5км. Средняя мощность пласта 65м. Породы пласта гипс-ангидритов ( $P_1kg$ ), слагающих верхнюю часть данной структуры характеризуются сравнительно небольшой (1-1.2 МПа) сопротивляемостью на разрыв. При испытаниях в условиях одноосного сжатия временное сопротивление образцов изменялось от 15 до 19 МПа.

Динамика развития напряжений по мере деформирования пласта выглядит следующим образом: нормальные напряжения ( $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ ) развиваются в зависимости от амплитуды поднятия пласта от структурного центра, в котором они имеют наибольшие значения, к периферии. В центре сгущения изолинии напряжений образуют диагонально пересекающиеся зоны. От центральных диагональных сгущений к периклиналим окончаниям структуры изолинии  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  образуют зональные субпараллельные сгущения, сегментарно вложенные друг в друга и проходящие через оси складки. Зоны характеризуются высокими значениями напряжений по границам и пониженными значениями напряжений в их центральных частях.

Касательные напряжения ( $\tau_{xy}$ ) начинают формироваться также в центральной части образующейся складки, но развиваются отдельно в каждом сегменте, образованном сгущениями изолиний нормальных напряжений. В каждом отдельном сегменте (преимущественно в центральной части складки) касательные напряжения ориентированы субперпендикулярно нормальным, но значительно меньше последних по значениям. Развиваясь к периферии складки касательные напряжения по направлениям совпадают с нормальными, но проходят в местах развития минимальных значений нормальных напряжений. В тех местах, где развиты наибольшие нормальные напряжения,  $\tau_{xy}=0$ .

Необходимо отметить, что даже при минимальных значениях амплитуды поднятия пласта (0.1-1.0м) значения нормальных напряжений на 1-2 порядка выше значений касательных напряжений. Касательные напряжения, значения которых превосходят прочность пород, появляются лишь при значительных изгибах пласта.

Интересен факт распределения напряжений вдоль осей складчатых структур (рис. 3.14, Г), в конечном итоге объясняющий зональность распределения плотностей тектонических трещин.

Очевидно, что распределение напряжений как минимум двухуровневое: первый уровень контролируется общим изгибом пласта складки как единого целого с максимумами пространственно соответствующими центральной части структуры, второй определяется флуктуациями значений поля напряжений и контролируется степенью деформированности пласта в пределах элементов складки. В данном случае на распределение напряжений оказывают влияние и геометрия структуры и элементы залегания пород в пределах крыльев.

Из теории трещинообразования следует, что нормальные напряжения обуславливают возникновение трещин скалывания, а касательные трещин отрыва. Учитывая, что трещины возникают только в том случае, когда значения напряжений в породах превосходят их прочность, выделим этапы развития соскладчатой трещиноватости при изгибе пласта в период его тектонического воздымания.

\* На первом этапе воздымания закладываются диагональные зоны трещин скалывания, проходящие через структурный центр.

\* На втором этапе трещины скалывания развиваются по всей площади, а в центральной части складки начинают закладываться трещины отрыва.

\* На третьем, заключительном этапе, площади развития трещин отрыва охватывают всю площадь поднятия. В дальнейшем, при увеличении амплитуды изгиба и при условии сохранения направлений тектонического стресса, преобладают процессы расширения и удлинение сформировавшихся трещин, при этом новые зоны трещинного дробления не образуются.

Замеры тектонических трещин в обнажениях гипс-ангидритов Полазненской локальной структуры и построение схем распределения значений их линейных плотностей ( $L_T$ ) позволили установить пространственную взаимосвязь между особенностями распределения значений напряжений и значениями плотностей трещин. По результатам интерпретации схем напряжений и трещиноватости выделено три типа участков (табл. 3.1, рис. 3.15).

Участки с максимальной трещинной раздробленностью представлены трещинами сколового типа широтной ориентировки. Ширина трещинных зон 150-200м. Участки наиболее благоприятны для развития подземного карста, что определяется зональностью трещин, обуславливающих линейную локализацию подземных вод и

их транзит от области питания в осевой части складки к периферии. На поверхности, как правило, эти участки выражены линейными понижениями и часто служат местом заложения постоянных или временных водотоков.

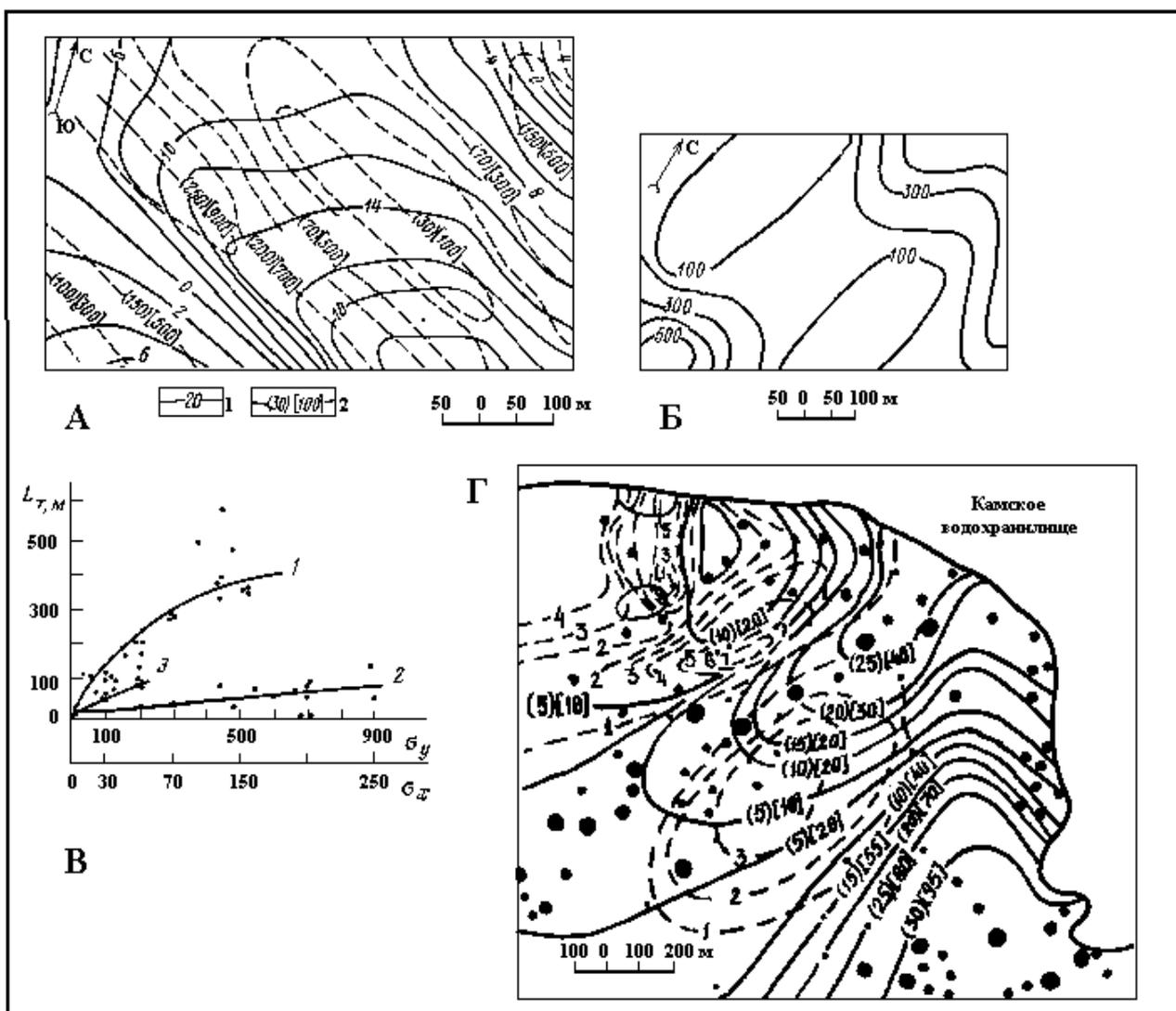


Рис. 3.15. Схемы распределения напряжений (А) и линейной плотности трещин (Б) в пласте гипс-ангидритов на участке детальных исследований Полазненской локальной структуры при амплитуде поднятия 10м. Изолинии значений напряжений (Мпа): 1-  $\tau_{xy}$ , 2-  $(\sigma_x)[\sigma_y]$ . (В) - графическая взаимосвязь расчетных напряжений и плотности трещин  $L_T$  ( $m/10^4 m^2$ ) в сильно- (1), средне- (2) и сильнораздробленных зонах. (Г) - схема соотношения поля напряжений и карстовых форм (воронок и провалов) юго-западной части Полазненской локальной структуры

Например, по северо-восточной и северо-западной зонам интенсивной трещиноватости, пересекающимся в центре структуры и ассоциирующимся с локальными

разломами, заложено русло р.Камы, а по юго-восточному - долина р.Полазны. Юго-западному отрезку зон интенсивной раздробленности соответствуют линейновытянутые поля карстовых воронок и провалов (рис. 3.15, Г).

Участок пересечения основных (диагональных) зон трещиноватости в центре брахиантиклинали является самым раздробленным, что фиксируется по понижению кровли гипс-ангидритов в результате карстово-денудационных процессов. Вторичные зоны интенсивной трещиноватости, поперечно ориентированные относительно длинной оси складки и субпараллельные основным, являются местами заложения узких понижений - эрозионно-карстовых логов, выходящих к урезу Камского водохранилища.

Таблица 3.1

**Соотношение значений напряжений и трещиноватости в гипс-ангидритах Полазненской локальной структуры (Z=10м)**

Участки и зоны	Значения $L_T$ (м/10 <sup>4</sup> м <sup>2</sup> )	Значения напряжений		
		$\sigma_x$	$\sigma_y$	$\tau_{xy}$
Слабораздробленные	20-80 и менее	<10	<30	1-2
Среднераздробленные	100-300	11-15	30-50	0,2-0,9
Сильнораздробленные	300-900 и более	16-20	51-70	0

Среднераздробленные участки характеризуются как трещинами скалывания, так и трещинами отрыва. Породы менее обводнены и более устойчивы, вместе с тем, совпадение простираний трещин отрыва и скалывания способствует локализации подземных вод.

Слабораздробленные участки также характеризуются наличием трещин скалывания и отрыва. При этом трещины скалывания более активны в гидрогеологическом отношении, поскольку они ориентированы по падению пород на крыльях складки. Трещины отрыва ориентированы перпендикулярно или субперпендикулярно линии падения крыльев структуры. Их роль заключена в перераспределении подземного стока из относительно монолитных зон к зонам высокой степени раздробленности.

Пространственное соотношение полей напряжений, трещиноватости и закарстованности наиболее ярко проявляется в горно-складчатых областях, что объясняется большей степенью деформированности пород. Здесь, в пределах складчатых структур зоны трещиноватости выражены более четко - границы между относительно монолитными зонами и зонами повышенной интенсивности трещин более резкие по сравнению с границами трещинных зон аналогичных по форме и механизму образования складками платформенных или переходных геоструктурных обстановок. Резкостные границы монолитных и трещинных зон определяются также и литологией карстующихся пород: в горно-складчатых областях преимущественно закарстованы карбонатные породы, более жесткие по сравнению с сульфатами. Вместе с тем, литология пород, слагающих складки, не оказывает влияния на принципиальный характер распределения трещинных зон.

В качестве примера приведем результаты сопоставления пространственного соотношения полей напряжений, зон трещин и форм карста в пределах брахиструктуры, расположенной в верховьях р.Паланкасо (Пиренеи, Испания). В геологическом отношении рассматриваемый карстовый массив сложен породами меловой системы. Сеноманский ярус ( $K_1$ ) представлен аргиллитами и доломитами мощностью до 114м, туронский ярус ( $K_2$ ) представлен закарстованными известняками, доломитизированными известняками и доломитами мощностью до 107м (рис. 3.16).

Сравнение схем распределения значений напряжений и линейных плотностей трещин свидетельствует о их взаимосвязи. Наибольшие значения плотностей трещин ( $4000-5000\text{м}/10^4\text{м}^2$ ) соответствуют «основным» зонам с максимальными значениями главных напряжений, пересекающимися в центре структуры, а также участкам ограниченными замкнутыми изолиниями значений главных и касательных напряжений. Зоны трещиноватости, расположенные на крыльях и параллельные основным, характеризуются значениями линейных плотностей трещин от 2000 до  $4000\text{м}/10^4\text{м}^2$ .

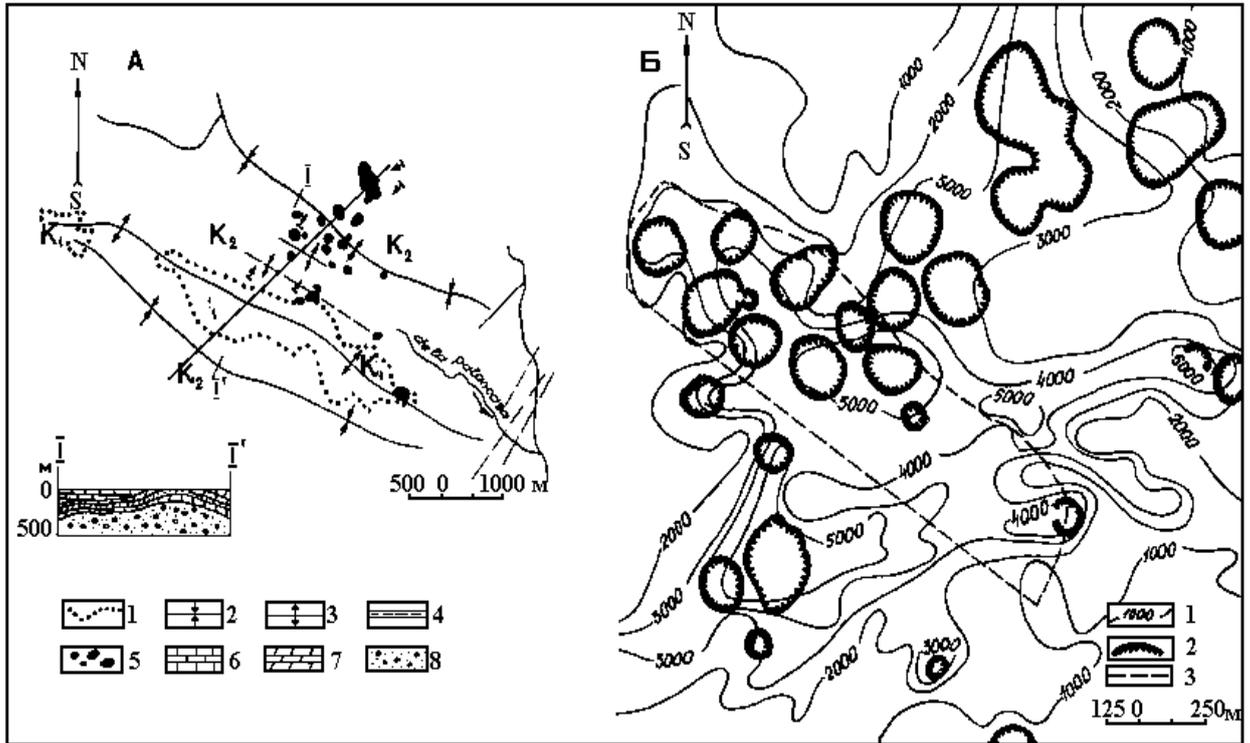


Рис. 3.16. (А) Геологическая ситуация района Паланкарес (по А. Eraso and all, 1979). (Б) Соотношение поля трещиноватости и закарстованности. 1-изолинии показателя  $L_T$ , 2-контуры провалов, 3-контур моделируемой территории

При сопоставлении одномасштабных схем напряжений, трещиноватости и закарстованности подтверждается тезис о том, что максимальное развитие провальные карстовые формы получают на участках повышенной интенсивности трещин, а последние приурочены к участкам и зонам с высокими показателями значений напряжений, а также к местам пересечения зон развития нормальных и касательных напряжений (рис. 3.17). Более подробный анализ соотношения напряжений и трещиноватости в данном районе, а также схема моделирования напряжений представлена автором в более ранних работах [75, 146].

Приведенные примеры результатов расчета напряжений, возникающих при формировании складок поперечного изгиба, построение схем их распределения и последующая интерпретация полученных схем с точки зрения влияния напряжений на возникновение неоднородности трещинной раздробленности пород, подтверждают применимость метода для решения ряда практических геолого-карстологических задач, например прогнозных - выявление мест потенциального развития карстовых,

суффозионных, эрозионных, гравитационных процессов, задач, связанных с проблемами районирования территории по степени опасности экзогенных процессов. Наиболее достоверный прогноз возможен в условиях значительной обнаженности исследуемого пласта.

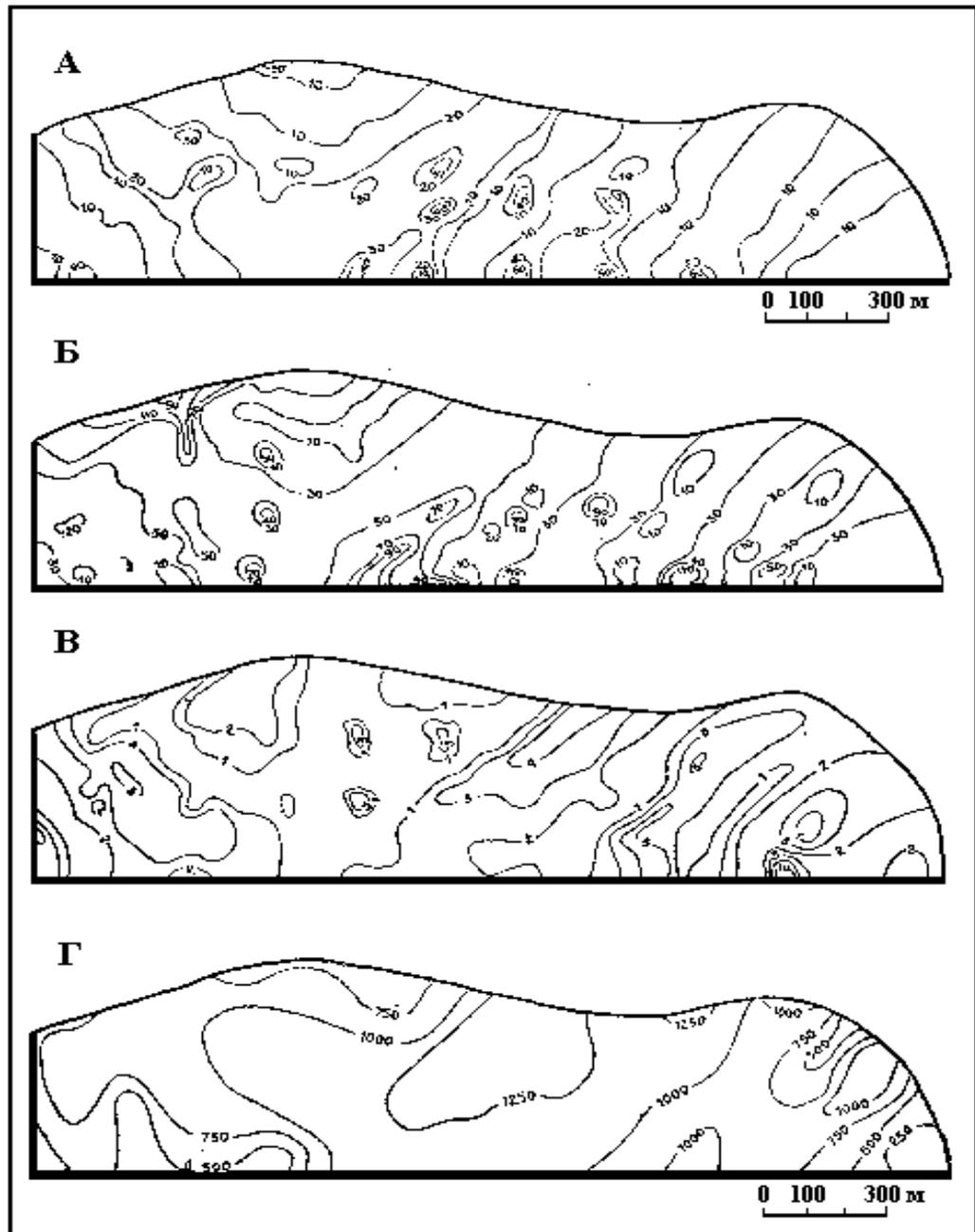


Рис. 3.17. Модельные поля напряжений (МПа) и поле трещиноватости в карбонатах туронского яруса района Паланкарес. А - поле  $\sigma_x$ ; Б -  $\sigma_y$ ; В -  $\tau_{xy}$ ; Г - схема изолиний плотности тектонических трещин (м/2500м<sup>2</sup>)

Следует отметить, что данный метод моделирования распределения напряжений, выявление их связи с трещиноватостью и влияние трещинной структуры на физико-механические свойства пород использовался на кафедре инженерной геологии Пермского университета и применительно к структурам, сложенным породами красноцветной формации. Иными словами, эффективность метода не ограничивается литологической принадлежностью пород.

Значение прогноза распределения трещинных зон на основе моделирования не снижается, а возрастает в районах, где возможность непосредственного изучения карстующихся пород ограничена. В подобных условиях точность такого прогноза будет зависеть от степени привлечения дополнительных методов исследований - косвенных (например, геофизических) и прямых (например, буровых).

В случае малой обнаженности карстующегося пласта, участки выходов на поверхность растворимых пород являются ключевыми. По результатам их исследований сопоставляются значения напряжений и показатели раздробленности. Далее, показатели трещиноватости с ключевых участков интерполируются на весь элемент структуры. Подобный анализ был проведен автором на одной из брахиантиклинальных складок юго-востока Беломоро-Кулойского плато. Здесь, в бассейне р. Сотки выделяются две крупные структуры, ограниченные разломами. С востока структуры ограничены флексурой, являющейся границей плато. Долина р. Сотки заложена по разломной зоне в месте сочленения структур.

В районе интенсивно закарстованы породы верхней толщи нижнепермских отложений, представленные гипс-ангидритами. Мощность толщи изменяется от 39 до 112 м. Ангидриты в нижней части толщи подстилаются доломитами мощностью до 115 м. Карстующиеся породы перекрыты немymi огипсованными красноцветами вихтовской свиты уфимского яруса мощностью 60-80 м. Гипс-ангидриты обнажаются на значительном протяжении долины р. Сотки. Для этой территории была первоначально построена поучастковая карта линейных плотностей трещин приповерхностной части массива.

В результате моделирования полей напряжений выяснилось, что наиболее напряженное состояние было характерно для пород южного крыла структуры, примыкающей к долине реки с севера. Значения напряжений имели зональное распределе-

ние. Повышенные значения напряжений пространственно соответствуют участкам интенсивного дробления, выявленным в процессе съемки трещиноватости. Сопоставление одномасштабных схем полей напряжений и трещиноватости позволило установить числовое соотношение соответствующих показателей (табл. 3.2, рис. 3.18).

Таблица 3.2

**Соотношение значений напряжений и трещиноватости в гипс-ангидритах юго-востока Беломоро-Кулойского плато (Z=1м)**

Участки и зоны	Значения $L_T$ ( $1.5 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ )	Значения напряжений (МПа)		
		$\sigma_x$	$\sigma_y$	$\tau_{xy}$
Слабораздробленные	от 500 до 1000	от 5 до 10	от 20 до 30	от 6 и более
Среднераздробленные	от 1050 до 3000	от 11 до 20	от 31 до 60	6.1 до 4
Сильнораздробленные	от 3050 до 5000 и более	от 21 и более	от 61 и более	от 4 и менее

В дальнейшем, по результатам расчета напряжений, съемке трещиноватости и интерпретации данных трещиноватости в виде карт составлена общая схема трещинной зональности территории южного крыла структуры (рис. 3.18). Схема содержит прогнозно-карстологические свойства. Так при сопоставлении местоположения пещер и схемы трещинной зональности района выяснилось, что в сильнораздробленных зонах развиты преимущественно мелкие пещеры, протяженностью 10-20м, в среднераздробленных развиты крупные пещеры типа Конституционной, С-26, Ленинградской, в слабораздробленных - зафиксированы расширенные растворением трещины.

Основываясь на результатах моделирования, полевого изучения трещиноватости и закарстованности, принципиальное развитие тектонической трещиноватости в пределах глыбовых складок можно разделить на три этапа.

*Первый этап* развития трещиноватости характеризуется возникновением зон наиболее интенсивного сгущения трещин, пересекающихся в сводовой части структуры. Ширина зон, глубина проникновения трещин зависят от размеров самой структуры, мощности и механических особенностей пород.

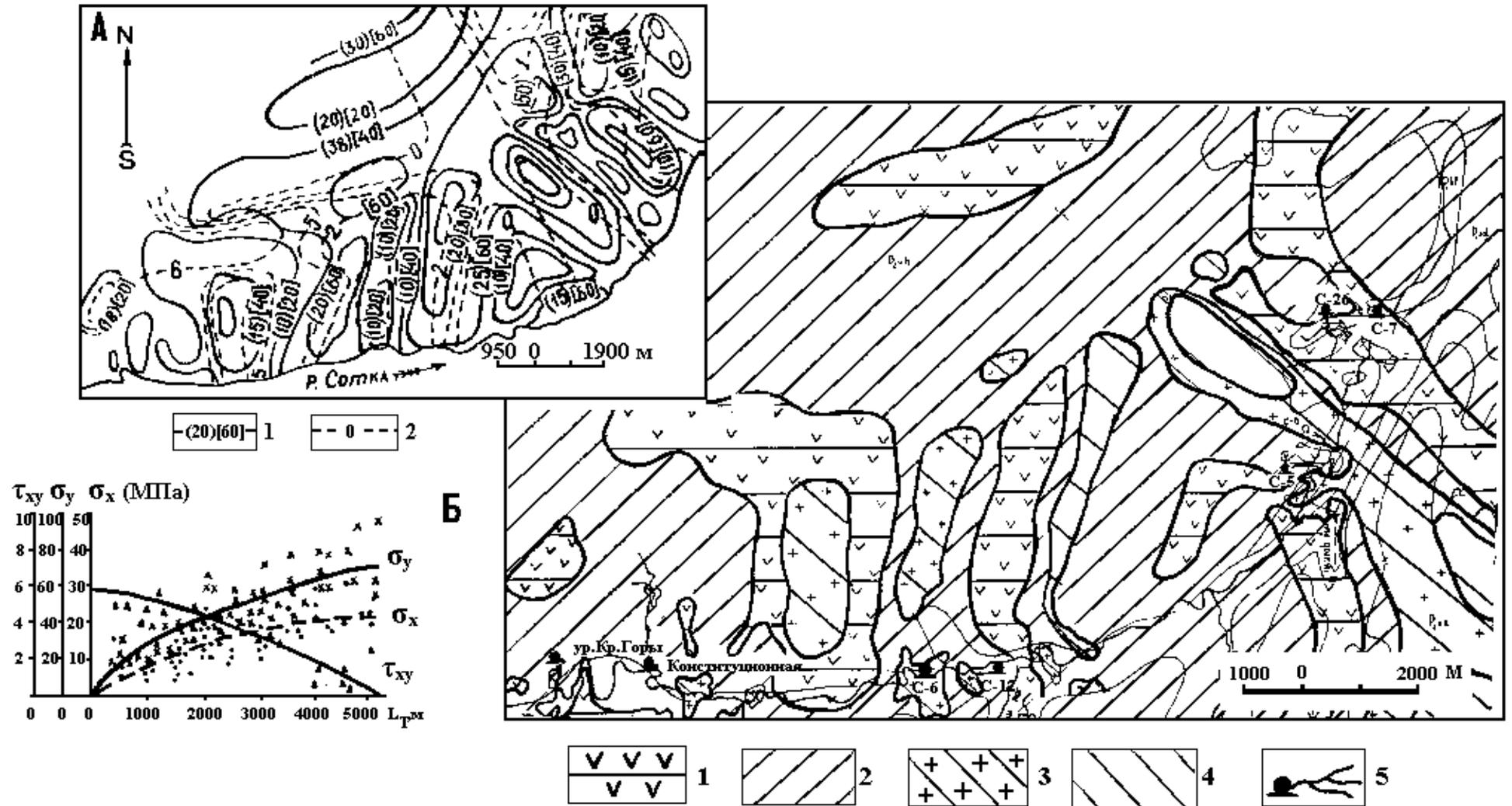


Рис.3.18. Соотношение полей напряжений, трещиноватости и закарстованности в толще гипс-ангидритов, слагающих брахиантиклинальную структуру в районе левобережья р.Сотки (юго-восток Беломоро-Кулойского плато). Участки трещиноватости (м/1.5x10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>): 1-слабораздробленные (500-1000), 2-среднераздробленные (1000-3000), 3-сильнораздробленные (3000-5000), 4-участки максимального дробления (более 5000), 5-входы и галереи пещер. А - схема распределения напряжений при амплитуде воздымания пласта 1.0м, Б - графики соотношения значений напряжений и линейной плотности трещин. Значения изолиний напряжений: 1 - ( $\sigma_x$ )[ $\sigma_y$ ], 2 -  $\tau_{xy}$

Большое значение имеет амплитуда изгиба. Основную роль в составе этих зон играют трещины сколового типа. Участок пересечения зон является точкой фокусирования усилий, распределенных по подошве пласта. Таких точек в пределах складки может быть несколько. Наиболее часто встречающийся случай - пересечение двух зон трещиноватости. Зоны пересекаются под углом, близким к  $2\alpha$ , где  $\alpha$  - угол скалывания, характерный для определенного литологического типа пород. Образование зон, пересекающихся в центральной части складки, отождествляется со временем начала воздымания пласта, выводом его из равновесного состояния. Из результатов моделирования следует, что напряжения, превосходящие прочность пород, а следовательно формирование зон раскалывания по направлению от центра складки к периферии, возникает при малых амплитудах изгиба - от 0.1-1.0м.

В зонах трещиноватости локализуется часть атмосферных осадков и подземных вод, что способствует их поступлению к растворимым породам. Происходит образование отдельных незначительных по размеру полостей, расширение трещин, дополнительное формирование и рост пор и каверн. Отдельные полости зарождаются там, где сложились условия относительно резкой смены гидродинамических, гидрохимических и литолого-минералогических характеристик потока и пород.

*Второй этап* фактически начинается одновременно с началом развития «основных» диагональных трещинных зон, пересекающихся в центральной части складки. Начало этапа выражено в подготовке и заложении в породах крыльев складки зон сгущений трещин, субпараллельных «основным». Между новыми зонами трещиноватости располагаются участки относительно монолитных пород. Ширина зон зависит от интенсивности деформации. Зоны трещиноватости, располагаясь на противоположных крыльях, сливаются в осевых частях структуры. Окончание второго этапа характеризуется значительной раздробленностью пород пласта трещинами преимущественно двух диагональных, относительно оси складки, систем. При наличии перекрывающих отложений зоны трещиноватости крыльев не принимают активного участия в общем карстообразовании, но при дальнейшем воздымании пород проницаемость покровов увеличивается в результате процессов денудации и дезинтеграции отложений, и зоны трещиноватости крыльев становятся гидрогеологически активными.

*Третий этап* обусловлен нарастанием степени деформации пород складки. В результате увеличения изгиба, растягивающие напряжения верхней части пласта достигают значений, превосходящих прочность пород - возникают трещины отрыва. Глубина проникновения трещин отрыва полностью зависит от особенностей деформации изгиба. Особенности связаны с неоднородностью этого вида деформаций. Верхняя часть пласта испытывает действия растягивающих усилий, а нижняя - сжимающих. Учитывая неоднородность деформаций, следует ожидать распространения трещин отрыва до середины деформируемой толщи. Однако нейтральная поверхность (условная поверхность раздела усилий сжатия и растяжения) не является одновременно и срединной поверхностью. Смещение нейтральной поверхности в направлении вогнутой стороны достигает 0.1-0.3 (примерно 80%) мощности изгибаемой толщи. В сводовой части структуры трещины отрыва ориентируются под углами близкими к прямым к трещинам скалывания. Систематизированные трещины отрыва заключены в породах между зонами трещин скалывания. Они ограничены поперечными размерами сегмента и разбивают последний на блоки, размеры которых уменьшаются к своду структуры. На периклинальных окончаниях трещины отрыва параллельны трещинам скалывания. При значительных амплитудах воздымания пласта, трещины отрыва формируются по контуру структуры, завершая ее растрескивание. В итоге, пласт оказывается разбитым трещинами скалывания и отрыва, образующими своеобразную «черепашью структуру». Дальнейшее развитие трещин определяется их расширением, удлинением и возникновением мелких трещин нетектонического характера, например, за счет снятия напряжений в межтрещинных блоках.

#### 3.1.4. Напряжения и трещиноватость в породах складок продольного сжатия

Основываясь на положениях тектоники и тектонофизики о механизме формирования структур полной складчатости, а также на результатах полевых исследований трещиноватости в породах линейных складок Западно-Уральской зоны складчатости и Западного Кавказа, выделим условные этапы развития данного типа структур. Два выделяемых этапа протекают совместно, накладываясь друг на друга.

На *первом* этапе, под действием на толщу пород тангенциальных сжимающих нагрузок, ориентированных перпендикулярно длинной оси формирующейся структуры, массив приобретает одноосное напряженное состояние и соответствующую трещиноватость скалывания. Системы трещин скола ориентированы параллельно короткой оси структуры. При дальнейшем воздействии на толщу пород тангенциальных сжимающих нагрузок наблюдается ее изгибание вдоль длинной оси структуры. На деформированной, изогнутой поверхности возникают касательные напряжения, в результате воздействия которых начинают формироваться продольные трещины отрыва.

С возникновением деформаций изгиба в породах формирующейся структуры фактически начинается *второй* этап ее развития. Толща пород, помимо тангенциальных сжимающих, подвергается воздействию и вертикальных воздымающих усилий. В результате толща приобретает трехосное напряженное состояние и соответствующую трещиноватость, выраженную в системах трещин скалывания, ориентированных по отношению к длинной оси структуры под углом близким к углу скола ( $\alpha$ ) характерному для данного литологического типа пород и системах трещин отрыва, как правило, перпендикулярных трещинам скола.

В итоге, сложному напряженному состоянию деформированной в линейную складку толщи, должна соответствовать трещиноватость, формируемая а) системой трещин скола, ориентированной перпендикулярно длинной оси структуры, б) системой трещин отрыва, параллельной длинной оси структуры, в) системами трещин скола, пересекающих длинную ось структуры под углом близким к  $\alpha$  и г) субперпендикулярной ей системой трещин отрыва.

Моделирование напряжений, возникающих на первом этапе формирования складки (действие тангенциального сжатия), проведем с помощью типового решения задачи по расчету напряжений в шарнирно-опертой пластине, сжатой в одном направлении [29]. Толща пород представляется в виде прямоугольной пластины, со сторонами «а» и «в», равными соответственно короткой и длинной осям моделируемой складчатой структуры и толщиной «h», равной мощности деформируемой толщи (рис.3.13 II).

Условно рассечем срединную поверхность деформируемой пластины плоскостью, параллельной плоскости XZ. Так как прогибы малы, то в сечении получим пологую кривую. Угол наклона касательной к кривой равен

$$\theta_x = \frac{d\omega}{dx} \quad (3.16) \quad \text{и} \quad \theta_y = \frac{d\omega}{dy} \quad (3.17),$$

аналогично для сечения параллельного плоскости YZ. Кривизны в сечениях, параллельных плоскостям XZ и YZ, будут равны

$$\vartheta_x = \frac{d^2\omega}{dx^2} \quad (3.18), \quad \vartheta_y = -\frac{d^2\omega}{dy^2} \quad (3.19).$$

Относя приращение угла  $\theta_x$  к приращению координаты Y (или наоборот), находим кручение срединной поверхности

$$\chi = -\frac{d^2\omega}{dxdy} \quad (3.20).$$

Для пластины, стороны которой сравнимы по величине, функция прогиба запишется в виде

$$\omega = f \sin \frac{m\pi x}{a} \cdot \sin \frac{n\pi y}{b} \quad (3.21),$$

где  $f$  - стрела прогиба,  $m$  и  $n$  - число полуволн по направлениям X и Y.

Антиклинальные структуры продольного сжатия в крест простираения обычно имеют один максимум изгиба (1/2 волны), гребень которого определяет апикальную зону. Вследствие этого  $m=1$ , а максимальное значение  $n$  имеет при  $m=a/b$ .

Для слоя, лежащего на расстоянии  $Z$  от срединной поверхности пластины, деформациям соответствуют нормальные ( $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ ) и касательные ( $\tau$ ) напряжения.

Пользуясь законом Гука и пренебрегая напряжениями  $\sigma_z$ , получаем

$$\sigma_x = \frac{E_z}{(1-\mu^2)} \cdot (\vartheta_x + \mu\vartheta_y) \quad (3.22), \quad \sigma_y = \frac{E_z}{(1-\mu^2)} \cdot (\vartheta_y + \mu\vartheta_x) \quad (3.23),$$

$$\tau = \frac{E}{1+\mu} \cdot \chi \quad (3.24),$$

где  $\mu$  - коэффициент Пуассона,  $E$  - модуль Юнга.

Для расчета напряжений, возникающих на втором этапе формирования складчатой структуры использовалось типовое решение по вычислению нормальных и ка-

сательных напряжений при изгибе тонких пластин вертикальной нагрузкой. Расчетные формулы представлены в предыдущем разделе.

Подробное описание результатов моделирования полей напряжений и их связи с трещиноватостью в пределах пород ряда антиклинальных структур полной складчатости Западного Кавказа дано в более ранних работах [65, 154]. В данной разделе приведем только основные результаты сопоставления полей напряжений, трещиноватости и закарстованности в породах антиклиналей Ахштырь и Воронцовская.

В структурном отношении антиклиналь Ахштырь представляет собой складку длиной 12250м и шириной 3250м, сложенную закарстованными известняками мелового возраста мощностью 300м (рис 3.19).

Рисунок 3.20 иллюстрирует особенности поля напряжений в толще известняков, существование которого определялось деформациями пласта на начальных этапах развития структуры.

Сравнение схем распределения нормальных и касательных напряжений свидетельствует о том, что изолинии  $\tau_{xy}$  ни на одном из участков не параллельны изолиниям  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ . Следовательно, можно предположить, что трещины отрыва, образующиеся за счет действия на толщу пород касательных напряжений, никогда не будут параллельны трещинам скалывания, образующимся под действием нормальных напряжений. На участках, где значения касательных напряжений максимальны, значения нормальных - минимальны и наоборот. Иными словами, участкам развития максимальных  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  в пласте должны соответствовать участки интенсивного дробления пород трещинами скалывания. Здесь при деформациях изгиба сопротивление пород растягивающим усилиям минимально или отсутствует вовсе. Касательные напряжения достигают больших значений на участках, где нормальные напряжения минимальны. Здесь, развитие трещин скалывания проблематично, а породы разбиты трещинами отрыва.

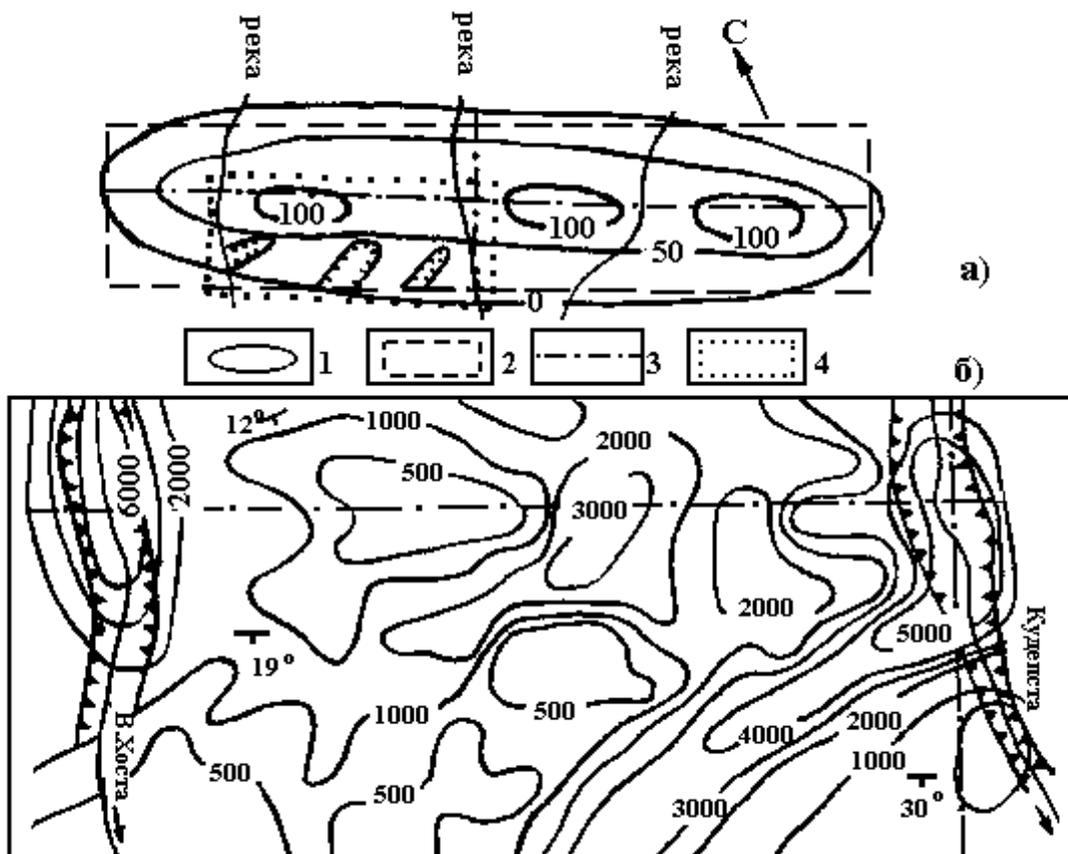


Рис. 3.19. (а) Структурная схема антиклинали Ахштырь. 1-контур структуры по изогипсам кровли известняков; 2-контур, принятый при расчетах напряжений; 3-оси складки; 4-границы участка детального картирования тектонической трещиноватости. (б) Схема распределения плотностей тектонических трещин ( $\text{м}/10^4\text{м}^2$ )

Площадное сравнение полей напряжений и трещиноватости (рис. 2.46) путем наложения одномасштабных соответствующих схем позволило типизировать территорию по степени раздробленности.

Участкам с наибольшей раздробленностью тектоническими трещинами ( $L_T$ -3000-6000м) соответствуют площади распространения максимальных значений  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ . Здесь  $\tau_{xy} = 0$ . К таким участкам приурочены расширения каньонов р.Восточная

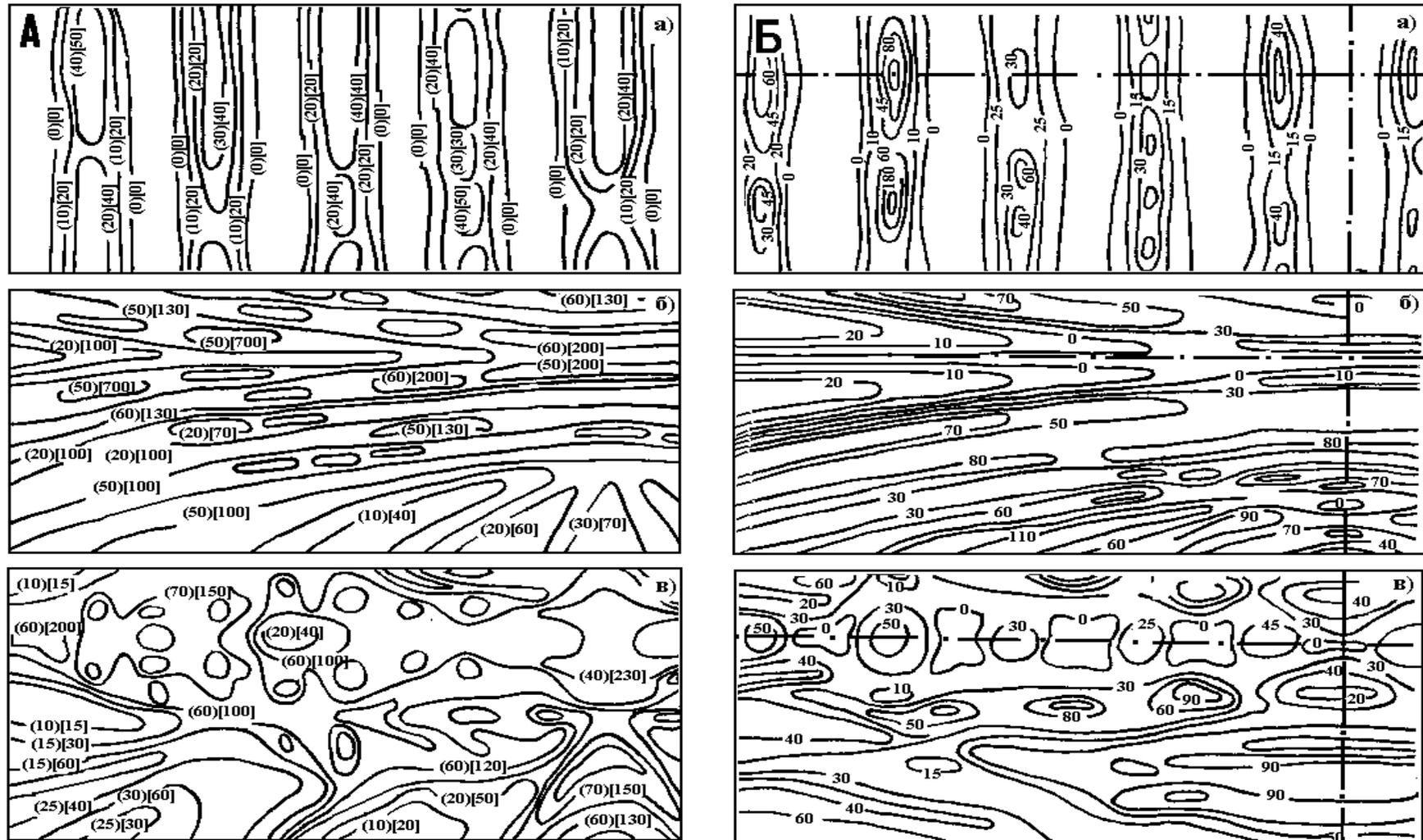


Рис. 3.20. Схемы полей (А) нормальных ( $\sigma_x$ )[ $\sigma_y$ ] и (Б) касательных ( $\tau_{xy}$ ) напряжений (МПа) в породах юго-западного крыла антиклинали Ахштырь: а-при действии тангенциального сжатия, б-нормального воздымания, в-при действии тангенциального сжатия и нормального воздымания

Хоста и Кудепста. На участках преобладают трещины скалывания поперечной и диагональной систем относительно осей складки. Ввиду высокой степени раздробленности, в пределах участков локализуются подземные воды. Данные участки, располагаясь в долинах рек, являются местами поглощения поверхностного стока. Именно с такими участками связана максимальная степень подземной закарстованности.

Участки средней степени дробления ( $L_T$ -3000-1000м) пространственно соответствуют участкам развития напряжений, характеризующихся средними значениями  $\tau_{xy}$ ,  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ . Здесь преобладают трещины скалывания диагональной и поперечной систем. Трещины скалывания поперечной системы наиболее распространены в осевой части складки, а диагональной - на крыльях. Трещины отрыва развиты слабо. С поверхности к участкам средней степени дробления приурочены местные эрозионные врезы (овраги, балки).

Слабораздробленные участки располагаются и в осевой части и на крыльях складки ( $L_T$  менее 1000м). Ориентировка и положение слабораздробленных зон совпадает с ориентировкой и положением участков, ограниченных изолиниями напряжений  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  с минимальными значениями. В пределах данного типа участков широко развиты трещины отрыва. С поверхности участкам соответствуют неглубокие эрозионные формы, ориентированные субперпендикулярно падению пород на крыльях складки.

Соотношение между значениями трещиноватости и напряжений представлено на рис. 3.21.

Особенности распределения напряжений и трещиноватости в породах складки позволяют сделать следующие выводы: приосевая часть структуры подверглась деформациям в большей степени в результате тангенциального сжатия. Распределение трещиноватости вдоль длинной оси в большей мере отвечает распределению  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ , проявившихся в результате тангенциального сжатия по сравнению с результатами распределения напряжений от вертикального воздымания. Напряжения, возникшие в толще пород в результате ее вертикального воздымания, лишь увеличили значения напряжений тангенциального сжатия, не повлияв на характер распределения последних.

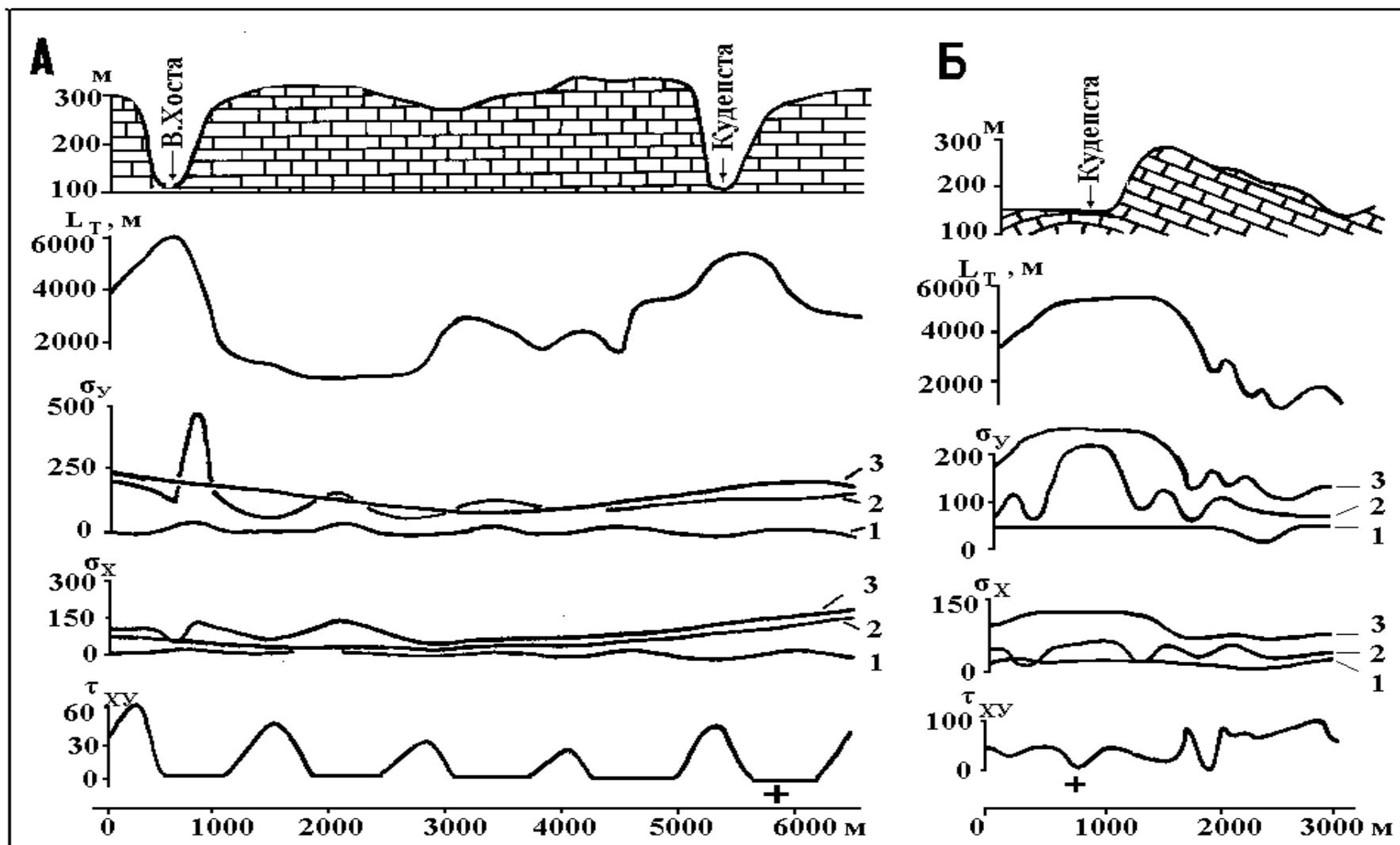


Рис. 3.21. Соотношение значений показателя  $L_T$ , нормальных и касательных модельных напряжений (МПа) для пород осевой части антиклинали Ахштырь: А-вдоль западной; Б-вдоль южной полуосей структуры. Графики: 1-при действии тангенциального сжатия, 2-нормального воздымания, 3-совместного действия тангенциального сжатия и нормального воздымания. Графики  $\tau_{xy}$  даны для условий совместного действия тангенциального сжатия и нормального воздымания. + - точка пересечения структурных осей

На крыльях, значительно деформировавшихся в результате вертикального перемещения тектонических блоков, наоборот влияние напряжений тангенциального сжатия лишь фоновое. Касательные напряжения не оказали существенного влияния на распределение трещин ни в осевой части, ни на крыльях структуры.

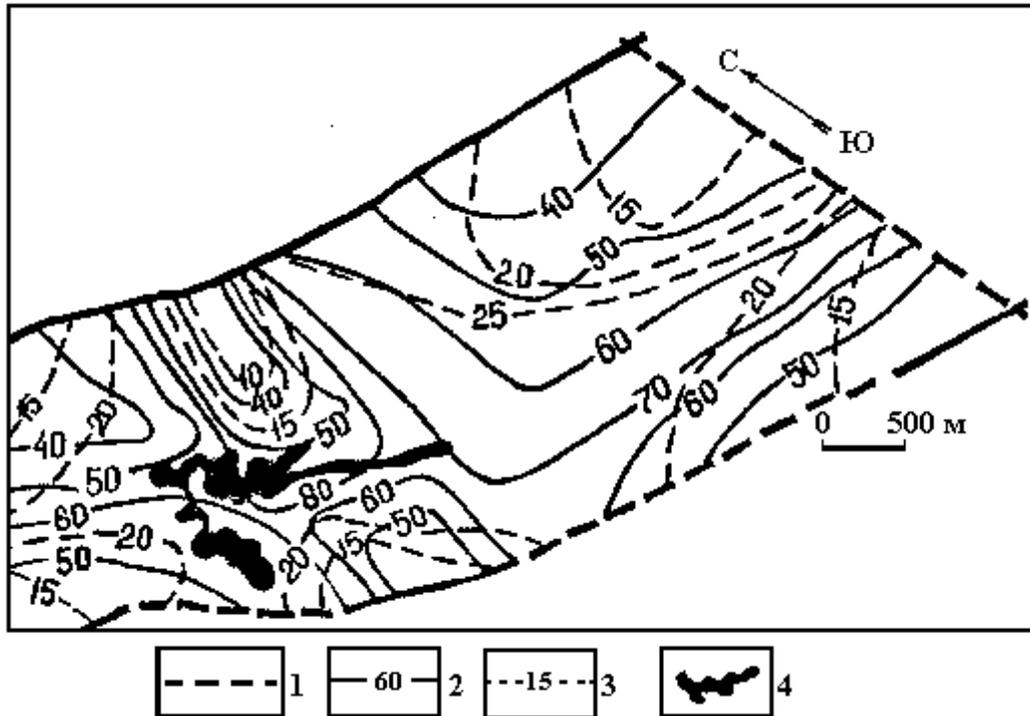


Рис. 3.22. Поле напряжений (МПа) в породах Воронцовской антиклинали при совместном действии тангенциального сжатия и вертикального воздымания ( $Z=10\text{м}$ ). 1 - разломы, ограничивающие структуру, 2 - изолинии разности значений нормальных напряжений ( $\sigma_y - \sigma_x$ ), 3 - изолинии значений касательных напряжений ( $\tau_{xy}$ ), 4 - поле Воронцовской пещеры

Моделирование общего поля напряжений в пласте известняков верхнего мела в пределах Воронцовской антиклинали применительно к начальным этапам деформаций изгиба показало, что пространственное соотношение напряжений, трещиноватости и карста в ее принципиальном виде типично для структур подобного механизма образования (рис. 3.22). Тем не менее, сохранившееся принципиальное соответствие значений напряжений и показателей трещиноватости не означает полной тождественности моделируемых полей напряжений и выявленного распределения трещин на разных складках. В каждом конкретном случае, от складки к складке, соотношение напряжений, трещин и карста специфично и не может быть механически перенесено с

одного объекта на другой даже находящийся в сходных структурно-тектонических, геологических и гидрогеологических условиях.

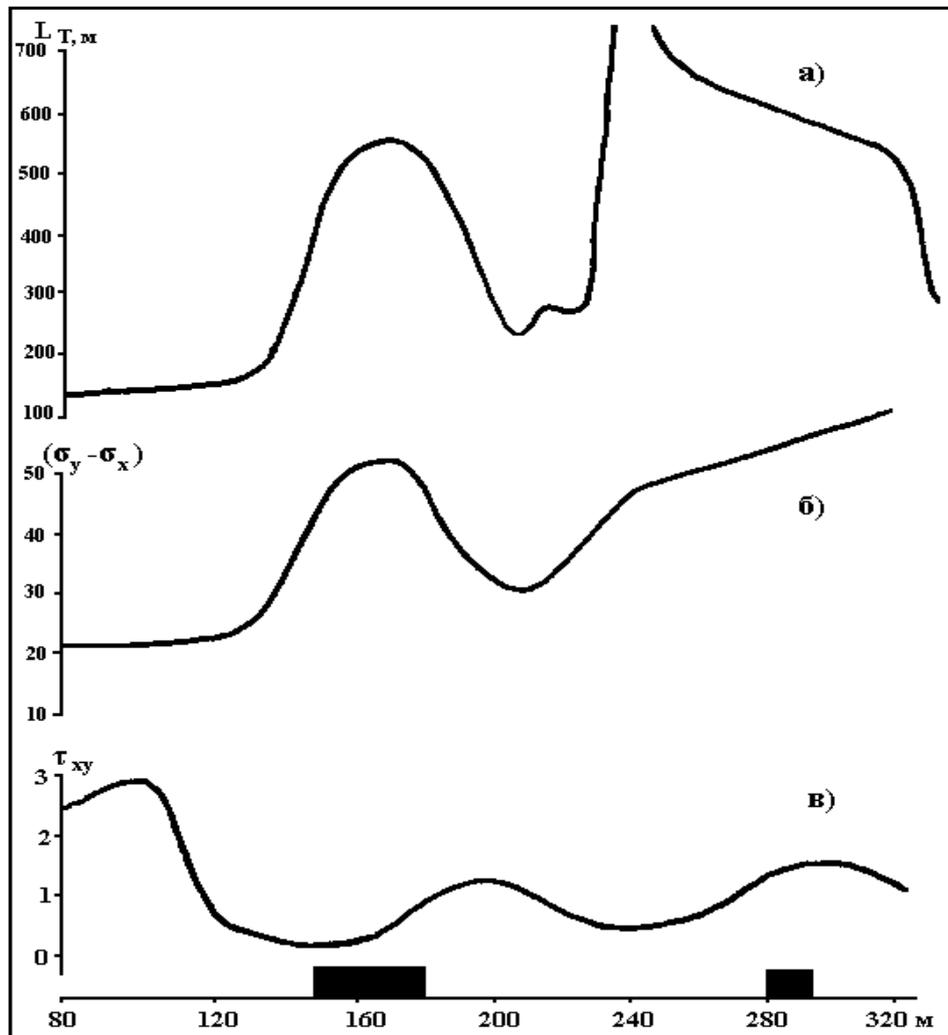


Рис. 3.23. Графики распределения показателей трещиноватости ( $LГ$ ) и напряжений (МПа) вдоль оси Воронцовской антиклинали над пещерным полем: а) линейной плотности тектонических трещин ( $м/2500м^2$ ), б) разности нормальных напряжений, в) касательных напряжений. ■■■ – пещерные галереи

Результаты моделирования полей напряжений позволили установить, что в пределах Воронцовской антиклинали разломы антикавказского простирания обусловлены напряжениями тангенциального сжатия. Разломы кавказского простирания в осевой части структуры и диагональный разлом в ее центральной части обусловлены действием напряжений поперечного изгиба. На рис. 3.22, 3.23 представлены результаты моделирования полей напряжений до начала растрескивания пласта и соот-

ношение показателей трещиноватости и значений напряжений. На схеме видно, что максимальная раздробленность тектоническими трещинами, особенно в приразломной зоне, где находится наиболее развитая часть Воронцовской пещеры, соответствует максимальным значениям нормальных напряжений.

Резюмируя вышеизложенное отметим общие закономерности соотношения тектонической трещиноватости и напряжений в пределах пород, слагающих структуры полной складчатости.

Положение систем трещин на структурах полной складчатости определяется ориентировкой осей напряжений в момент складкообразования. Направления осей складок и генетически родственных трещин обнаруживает постоянство даже на значительном протяжении.

В пределах складок продольного сжатия возникают трещины, перпендикулярные слою и параллельные или перпендикулярные шарниру. Максимальное развитие получают тектонические трещины, проходящие перпендикулярно шарниру в соответствии с положением оси максимальных главных нормальных напряжений. Ось минимальных главных нормальных напряжений перпендикулярна слою, а ось средних главных напряжений лежит в плоскости слоя и параллельна шарниру.

В пределах зон развития трещин, перпендикулярных шарниру, зачастую закладываются долины поверхностных водотоков, транзитно пересекающих складку. В случае вскрытия водотоком растворимых отложений, карстовый процесс распространяется в борта и под долину.

Нарастающее продольное сжатие обуславливает сильные деформации пород в зоне шарнира, нередко приводящие к развитию надвиговых нарушений. Вследствие высокой нарушенности породы оказываются проницаемыми на всю мощность, а наличие агрессивных к растворению вод транзитных рек или переток вод из глубинных горизонтов по разломно-трещинным зонам определяют условия растворения.

## 3.2. Структурно-кинематический анализ карстовых массивов

Анализ результатов полевого изучения трещин различных генераций в карстовых массивах, проводимый с учетом этапов тектонической эволюции региона позволяет устанавливать пространственные соотношения дизъюнктивных нарушений в различные отрезки геологического времени и соответствующие типы карстовых форм, приуроченные к этим нарушениям.

Ставя перед собой цель сопоставления предполагаемых изменений тектонической ситуации и пространственного распределения структурных элементов массива карстующихся горных пород, исследователю необходимо решить ряд задач, а именно:

- \* определить геологические периоды формирования трещин в общей структурно-тектонической эволюции района,
- \* установить рисунок пространственного распределения зон ослабления массива, образованных трещинами различных возрастных генераций (зон растяжения) и основные кинематические этапы развития этих зон,
- \* установить соотношение в пространстве зон трещиноватости и карстовых форм.

### 3.2.1. Общие положения анализа

Структурно-тектоническая история развития районов может быть разделена на периоды «сжатия» (фазы инверсии) и периоды «растяжения» (фазы формирования бассейна). Первым соответствует воздымание территории, часто сопровождающееся складкообразованием и, как правило, в итоге континентальным режимом осадконакопления. Вторым - опускание территории и накопление, в основном, морских отложений. Между периодами регионального тектонического сжатия и растяжения выделяются периоды, характеризующиеся флуктуацией интенсивности и направлений тектонического стресса. Эти динамичные в тектоническом отношении периоды названы нами периодами «дестабилизации» или в зависимости от времени их проявления «прединверсионными» или «постинверсионными фазами».

Во время *прединверсионных фаз* тектонические блоки испытывают динамичные стрессовые воздействия со стороны региональных разломов, ограничивающих

их. Относительно короткие по времени и динамичные стадии «нагрузки» и «разгрузки» выводят блок из состояния статического равновесия. Последовательное увеличение продолжительности стадий «нагрузки» обеспечивает накопление в блоке напряжений, определяющих в дальнейшем возникновение и рост трещин. Как правило, накопление напряжений происходит вдоль существующих структурных границ внутри блока в направлении результирующего вектора напряжений. Структурными границами служат заполненные трещинные пространства в том случае, если механические свойства заполнителя и материнских пород различны, что в осадочных породах явление обычное. Относительно малоамплитудные вертикальные перемещения блоков обеспечивают кратковременные изменения фациальных обстановок и гидродинамического режима.

*Инверсионные фазы* характеризуются постоянным подъемом тектонических блоков. Во время этих фаз тектонические блоки испытывают региональное сжатие и одновременно локальное растяжение. Сжатие характерно для периферийных частей блоков, растяжение для центральных. Эти фазы наиболее благоприятны для локального складкообразования, что также способствует возникновению соскладчатых дизъюнктивов. При региональном изгибе слоистой толщи происходит сдвигение пластов относительно друг друга, тем самым, обеспечивая максимально возможное раскрытие межпластового пространства и движение вод по падению, а в некоторых случаях по простирацию пластов. В инверсионные фазы трещины получают системное распределение, отражающее преобладающее направление тектонического стресса. Часть из них в силу своего структурного положения становятся гидрогеологически активными и видоизменяются водными потоками, другие заполняются обломочным материалом в результате процессов выветривания и гравитационного обрушения стенок. Достигнув кульминации, инверсионное воздымание прекращается и сменяется периодом опускания блоков, начало которого знаменуется постинверсионной фазой. В течение инверсии прогрессируют денудационные процессы, скорость которых определяется характером разрушаемых пород, их физико-механическими свойствами, обводненностью, господствующим климатом и др. Гидрогеологически пассивные карстовые полости, выводимые в приповерхностную зону, подвергаются гравитационным изменениям и заполняются обломочным материалом. Водопроводящие полос-

ти моделируются свободными потоками и тоже заполняются материалом, переносимым водой.

*Постинверсионные фазы* принципиально отличаются от прединверсионных тем, что в период их господства происходит последовательное увеличение продолжительности стадий динамичной «разгрузки», в результате чего трещины периодически открываются и заполняются обломочным или хомогенным материалом. Фаза характеризуется ростом трещин и увеличением их количества за счет снятия сжимающих напряжений по периферийным частям тектонических блоков, в то время как центральные части блоков испытывают локальное сжатие. Процесс заполнения трещин фактически компенсирует их раскрытие. Заполнение трещин происходит как в континентальных условиях, так и морских или переходных обстановках.

*Фазы формирования бассейна* характеризуются постепенным растяжением, опусканием тектонических блоков и перекрытием их осадками. Растяжение усложняет рисунок трещин, увеличивает геометрические параметры существовавших трещин. В определенный геологический момент растяжение стабилизируется, достигнув кульминации, предшествующей прединверсионной фазе.

Цикл замыкается и повторяется, но с иной интенсивностью тектонических движений, а иногда и иной ориентировкой вектора стресса.

Рассмотрим возможности анализа на примере конкретных карстовых районов.

### 3.2.2. Анализ трещинно-карстовой структуры карбонатных массивов

(на примере юго-восточной части поднятия Мендип, Англия)

Основные полевые исследования проведены автором в карьерах Клофорд и Холвелл. История геолого-тектонического развития территории восточной окраины поднятий Мендип Хиллс крайне сложна и в деталях окончательно не выяснена. Район поднятий является пунктом сочленения крупных тектонических структур с севера - Бристольской угленосной территории, с запада и юго-запада суббассейна Восточно-Бристольского канала, с востока и юго-востока суббассейна Велд. Суббассены являются структурными единицами бассейна Вессекс. Характер отложений Бристольской угленосной территории и бассейна Вессекс предполагает их асинхронное геолого-тектоническое развитие в течение позднего палеозоя-мезозоя. Угленосный район бо-

лее стабилен, бассейн Вессекс более динамичен. Основное влияние на тектоническое развитие юго-восточной окраины Мендип Хиллс оказало развитие бассейна Вессекс, в пределах которого тектонические подвижки суббассейнов контролировались региональными разломами [218, 230, 256].

В карстологическом отношении Мендип Хиллс, благодаря постоянным упоминаниям в литературе, давно стал классическим районом сочетания сложного тектонического строения, палеокарста и современных карстовых форм [245, 248, 251].

В геологическом строении массива принимают участие толстослоистые известняки каменноугольного возраста, моноклиально погружающиеся с севера на юг и образующие южное крыло самой восточной из четырех эшелонированных палеозойских периклиналей поднятия Мендип. Толща известняков карбона подстилается нижекаменноугольными известковистыми сланцами и девонскими красными песчаниками, образующими ядро поднятия и выходящими на поверхность к северу от района. Каменноугольные известняки перекрыты среднеюрскими слабыми известняками оолитовой серии и монтмориллонитовыми глинами этой же серии. Между известняками карбона и оолитами юры четко выражен стратиграфический перерыв. Известняки оолитовой серии залегают горизонтально на моноклиально падающих известняках карбона. С юга-юго-востока район ограничен разломом Лейтон. Южнее разлома - территория, сложенная юрскими и меловыми отложениями. Геологическая схема района представлена на рис. 3.24, D.

Среди широкого морфологического спектра трещин в известняках карбона ярко выделяются межпластовые трещины, вертикальные трещины заполненные осадочным материалом, седиментационные дайки, вертикальные трещины заполненные гидротермальным кальцитом и вертикальные трещины без заполнителя или частично заполненные крупнообломочным несцементированным материалом. Различный по составу заполнитель (или его отсутствие), несовпадающая ориентировка систем трещин, их густота свидетельствуют о различных временных этапах их образования.

Вертикальные трещины, заполненные осадочным материалом («седиментационные трещины») объединяют разновозрастные, последовательно сформированные трещины растяжения и содержат заполнитель разных генераций, характерный для времени и условий их раскрытия. Выделяются несколько типов заполнителя:

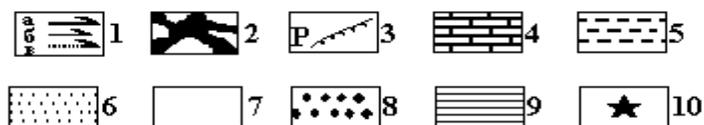
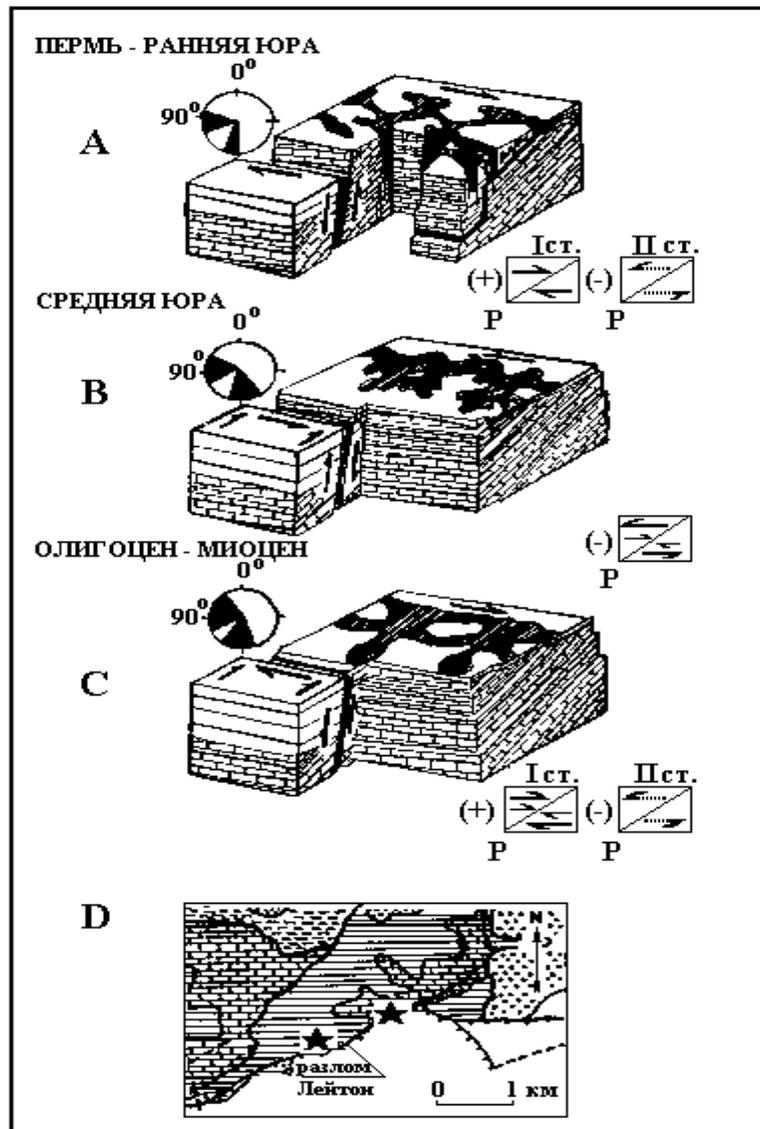


Рис. 3.24. А-В-С - диаграмма изменения ориентировки зон расширения в известняках карбона карьера Клофорд соответственно фазам тектонического развития массива. D - геологическая карта района карьеров Клофорд-Холвелл (по G.R.T.Wall, 1991a). 1-направления тектонических движений: а)основные, б)вторичные, в)пульсационные; 2-зоны растяжения; 3-разломы; 4-известняки карбона; 5-известковистые сланцы нижнего карбона; 6-среднеюрские глины; 7-позднеюрские и меловые песчано-глинистые отложения; 8-красноцветные песчаники девона; 9-верхнеюрские известняки оолитовой серии; 10-местоположение карьеров

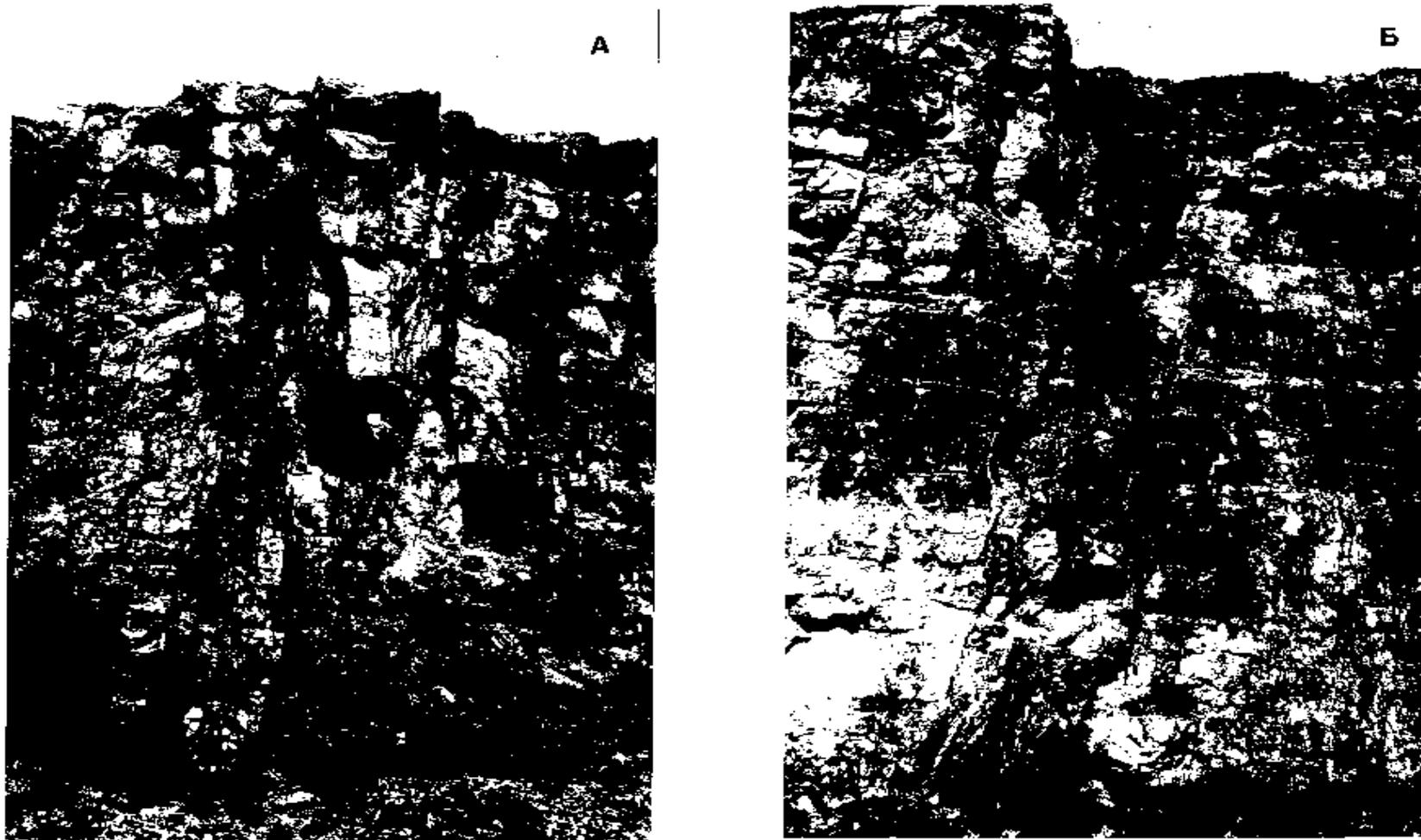


Рис. 3.25. Трещины отрыва в зонах растяжения известняков восточного (А) и западного (Б) откосов карьера Клофорд. Заполнитель трещин: 1-песчано-желтый известняк, 2-красно-бурый известняк, 3-гидротермальный кальцит, 4-трещина без заполнителя в нижней части которой, развита коррозионно-обвальная полость. Все трещины повторно-открытые



Рис. 3.26 Заполнитель трещин отрыва разных возрастных генераций в известняках западного откоса карьера Клофорд. 1-бурый известняк (на обоих бортах трещины), 2-гидротермальный кальцит с каналом растворения, 3-обломки известняка серого цвета, сцементированные светло-желтым карбонатным цементом



Рис. 3.27. Трещина в известняках северного откоса карьера Клофорд, заполненная гидротермальным кальцитом. Виден канал, проходящий между вершинами кристаллов кальцита. В кальците развиты формы разрушения за счет процессов выщелачивания и физического выветривания

1) красно-бурый пылеватый мергель, 2) розовый или оранжевый брекчированный известняк, 3) обломки серого известняка, цементированного песчано-желтым плотным известняком, 4) песчано-желтый плотный известняк, 5) гидротермальный кристаллический кальцит среди перечисленных типов заполнителя, 6) обломки известняка со стенок трещин, перемежающиеся с обломками заполнителя предыдущих возрастных генераций, перекрывающих оолитов, современной глиной и почвой (смешанный тип заполнителя) (рис. 3.25-3.27). Во многих случаях раскрытие трещин недостаточно для проникновения заполнителя смешанного типа и трещины остаются зияющими.

Эти трещины характеризуются как комплекс субаэральных и морских обваль-но-покровных трещин, сформированных и заполненных в период триаса-юры [245, 255].

Основные этапы в развитии комплекса седиментационных трещин устанавливаются на основе принципа фазового развития региона, с учетом литологической последовательности отложений бассейна Вессекс и геологического строения массива Клофорд-Холвелл. Здесь необходимо сделать важное уточнение, во многом проясняющее структурно-тектоническую эволюцию массива Клофорд-Холвелл. Согласно системе доказательств и предположений, изложенных в работах С.Д. Лэйка, Дж. Д. Карнера и Ю.Ф. Дэви [218, 230] структурный клин, ограниченный с юга разломом Вотчит-Кочилстоун, а с севера разломом Лейтон, испытывал в течении до-пермского времени горизонтальный (правосторонний) сдвиг в направлении северо-запад-юго-восток, в течении пермского периода - раннего мела в направлении юго-восток-северо-запад (левосторонний сдвиг) и с позднего мела до раннего палеогена вновь в направлении северо-запад-юго-восток. Следовательно, тектонический блок в пределах северного борта разлома Лейтон (приразломная зона Клофорд-Холвелл) в указанные периоды испытывал противоположные перемещения.

Позднекаменноугольные-раннепермские подвижки прединверсионной фазы положили начало формированию ранжированных (запад-восток) периклиналей, обеспечив тем самым моноклиналиное залегание известняков карбона на их крыльях. В этот же период начали формироваться первичные соскладчатые трещины в известняках, ориентированные диагонально, перпендикулярно и параллельно относительно оси периклинали, образовав рисунок, весьма типичный для крыльев складок танген-

циального сжатия. В пермский период, а также в раннем триасе зона периклиналей испытывала тектонический подъем инверсионной фазы, интенсивность которого была явно выше интенсивности денудационных процессов и территория сохраняла гребневый рельеф. Подъем достиг кульминации в среднем триасе. К этому времени кровля известняков карбона вдоль южной границы периклинали Беакон Хилл была выведена на поверхность, а соскладчатые трещины получили максимально возможное раскрытие. Раскрытию трещин способствовало опускание территории к северу и югу от Мендип Хиллс (Бристольской угленосной территории и бассейна Вессекс) начиная с позднего карбона (стефанианский век). При этом территория к югу была более динамична и испытывала горизонтальные (северо-запад-юго-восток) и вертикальные движения вдоль пологих разломов широтного направления.

Вследствие разрушения пород трещины заполнялись терригенным крупнообломочным материалом, который не проникал на глубину, а задерживался в приповерхностной части толщи, не позволяя бортам трещин смыкаться при смене направлений тектонического стресса. Изгибание толщи известняков при подъеме, ее расстрескивание и денудационное нивелирование в своде, уменьшение стресса с севера и юга способствовало релаксированию всего слоистого комплекса карбонатных пород. В результате раскрывались не только соскладчатые трещины, но и межпластовые. Данный процесс сопровождался дифференцированными блоковым подвижкам не только по вертикали, но и по напластованию.

В середине триасового периода наступает стабилизация инверсионных движений, а позже амплитуда опускания территории нарастает на фоне региональной неустойчивости тектонического стресса (постинверсионная фаза). В этот период произошла смена направления действия регионального стресса с правостороннего на левосторонний. Показателем начала стадии относительной стабильности служит смена перемещенных осадков в депоцентрах бассейна Вессекс на более тонкообломочные между ансианским и ладинианским веками. Стабилизация тектонических движений повлекла за собой начало этапа заполнения первичнооткрытых трещин тонкообломочным материалом в субаэральных условиях. Тонкообломочный материал проникал в трещины на большую глубину, нежели грубообломочный периода активного воздымания. Заполнение шло пассивно на фоне аридного климата. Смена аридного кли-

мата на гумидный в начале позднего триаса (карнианский век) датируется как начало периода интенсивного карстообразования. Влажный период продолжался предположительно до конца карнианского начала норианского века позднего триаса [248, 251]. Увеличение количества атмосферных осадков и общей обводненности территории несомненно способствовало увеличению триасовой активной трещинно-карстовой системы, но в то же время явилось причиной ее активного заполнения на фоне начавшегося и прогрессирующего тектонического опускания территории.

Постинверсионная фаза продолжалась до конца раннеюрского периода, включив в себя период поздне триасовой (рхаетианской) трансгрессии моря. Опускание территории не было плавным. Кратковременные остановки сменялись периодическим подъемом блоков, что приводило к сжатию бортов трещин. Тем не менее, доминирующие левосторонние сдвиги обеспечивали стадийное перемещение блоков пород с северо-северо-востока на юг-юго-запад и повторное раскрытие трещин перпендикулярно этому направлению. В данную фазу трижды породы в крайней юго-восточной зоне Мендип Хиллс испытали интенсивные кратковременные сжатия на фоне регионального опускания, в результате которых происходило дробление известняка вдоль заполненных трещин, их повторное раскрытие и заполнение отложениями новых генераций. При этом направление тектонического стресса изменялось от случая к случаю, в результате не только раскрывались существующие трещины, но формировались новые. Исходя из тектонической ситуации период формирования розовой брекчии (второй тип заполнителя) логично увязывается с раннекимерийским подъемом территории и цементацией обломков в период Рхаетианской трансгрессии. Формирование обломков серого известняка увязывается с поздне рхаетианским-раннегетангианским периодом кратковременного воздымания с последующей цементацией обломков в ранем лиасе (третий тип заполнителя). Трещины с данными типами заполнителя являются субаэрально-морскими. Растяжение достигло кульминации в среднем лиасе, что было ознаменовано формированием наиболее широких трещин растяжения и заполнением их криноидальным известняком песчано-желтого цвета в плиенсбахинский век (четвертый тип заполнителя).

С лиасской кульминацией постинверсионной фазы связано формирование морских (нептунических) даек, расположенных кулисообразно (восток-запад) - перпендикулярно направлению регионального растяжения.

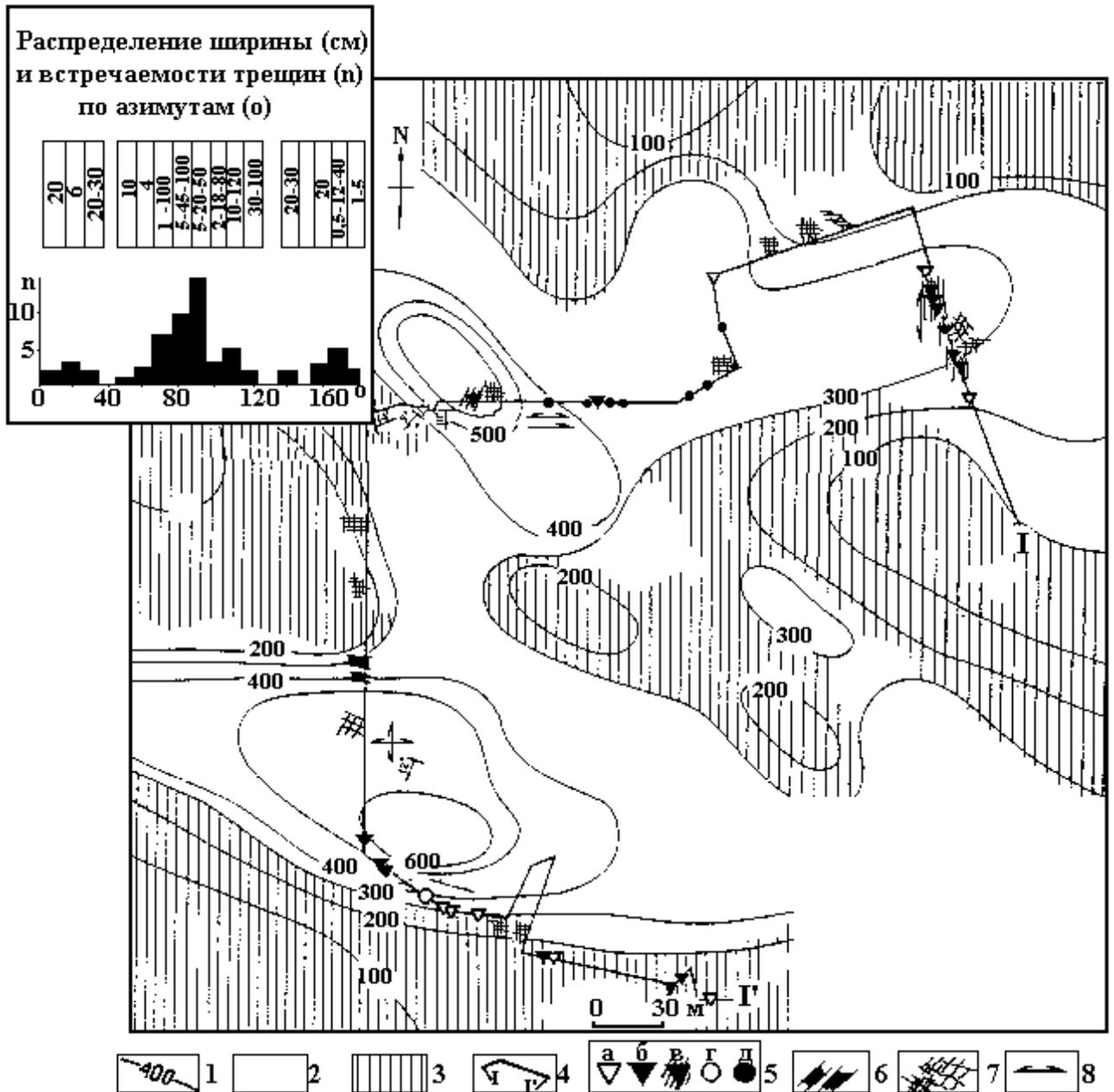


Рис. 3.28. Карта зонального распределения седиментационных трещин в известняках карбона карьера Клофорд. 1-изолинии значений суммарной длины трещин на  $2500\text{ м}^2$  поверхности известняков; 2 - зоны растяжения (расширения); 3 - зоны сжатия; 4 - контур карьера; 5 - фрагменты форм карста: а-плоскости трещин с бороздами выщелачивания, б-полости в кровле толщи известняков, в-гравитационно измененные полости, г-полусферические углубления в бортах трещин, д-межпластовые фреатические каналы; 6-пещеры в заполнителе трещин; 7 - участки дробления известняков; 8 - направления тектонических смещений блоков пород

Итак, формирование комплекса седиментационных нарушений сплошности происходило в весьма динамичных тектонических условиях, определяющих условия формирования заполнителя-от континентальных к морским.

Карта суммарных длин седиментационных трещин ( $L_T$ ) на единицу площади ( $2500\text{м}^2$ ) поверхности каменноугольных известняков отражает зональность их распределения и стадийность образования (рис. 3.28). Зоны расширения, отмеченные на карте, характеризуются двумя параметрами: максимальной шириной заполненных трещин (0.20-0.30м) и максимальной плотностью ( $L_T$  свыше  $300\text{м}/2500\text{м}^2$ ). Зоны сжатия или относительно монолитные блоки, характеризуются минимальным раскрытием трещин (0.02-0.03м) и меньшей их плотностью ( $L_T$  менее  $300\text{м}/2500\text{м}^2$ ). Ориентировка трещин образует два максимума  $70\text{-}120^\circ$  и  $160\text{-}180^\circ$ , соответственно которым расположены зоны расширения. Доминирующее развитие получили зоны широтного и северо-восток - юго-западного простираний. Зона северо-запад-юго-восточного простирания имеет подчиненное значение. С диагональными зонами связан комплекс субаэральных и субаэрально-морских трещин, изначально сформированных как складчатые трещины инверсионной фазы перми-триаса. С широтными зонами (дополнительно к комплексу субаэральных и субаэрально-морских трещин) связано наличие морских (нептунических) даек. Одна из таких даек ограничивает с юга площадь карьера Клофорд.

Зафиксированное при полевых работах направление борозд скольжения на стенках трещин (рис. 3.32), смещение межтрещинных блоков относительно друг друга и конфигурация зон расширения, легко сопоставимая со структурами разрушения, возникающими в породах при различно ориентированном стрессе, свидетельствует о двух кинематических стадиях формирования пространственного соотношения зон трещиноватости:

1. Докульминационная стадия. Тектонический стресс со стороны разлома Лейтон в направлении север-северо-запад и малоамплитудные подвижки блоков пород по простиранию с запада-северо-запада на юг-юго-восток на фоне вертикальных воздымающих региональных движений.

2. Посткульминационная стадия. Ослабление стресса и растяжение пород в направлении с севера-северо-запада на юг-юго-восток, сопровождающиеся перемеще-

нием блоков в юго-восточно-северо-западном направлении и раскрытием трещин на фоне регионального опускания территории.

В конце ранней юры, после очередного, относительно кратковременного среднекиммерийского перерыва в осадконакоплении, во время которого поверхность юго-восточной окраины Мендип Хиллс была пенепленизирована до каменноугольных известняков, наступает фаза формирования бассейна - фаза относительно спокойного опускания территории. В период денудации верхняя часть каменноугольных известняков массива была размывта, в результате в массиве сохранилась нижняя часть пермско-триасовой субэарально-морской системы трещин. В течение средней юры в районе накапливаются отложения оолитовой серии. Во второй половине средней юры, начиная с байосского века, тектоническая стабильность вновь нарушена пульсационными воздымающими движениями. В бассейне Вессекс наблюдалось локальное складкообразование. Потеря стабильности сопровождалась раскрытием части седиментационных трещин и формированием новых систем трещин, заполняемых гидротермальным кальцитом («кальцитовых вен»).

Карта интенсивности кальцитовых вен на единицу площади поверхности известняков карбона дает представление о площадной ориентировке систем трещин данного типа (рис. 3.29). Наиболее широкие «вены» (0.05-0.06м и более), имеющие плотность свыше  $500\text{м}/2500\text{м}^2$ , образуют зоны расширения. «Вены» средней шириной 0.01-0.02м и менее с интенсивностью менее  $500\text{м}/2500\text{ м}^2$  расположены в зонах сжатия-по периферии относительно монолитных блоков пород. Зоны расширения диагональной и субширотной ориентировок, при взаимном пересечении образуют обширный участок дробления. Ориентировка «вен» имеет два максимума- $60\text{-}120^\circ$  и  $160\text{-}220^\circ$ . По сравнению с трещинами, заполненными осадочным материалом, максимумы трещин выполненных кальцитом расширены, а их количество возросло, что косвенно свидетельствует о большем разнообразии направлений тектонического стресса средней юры по сравнению с триасом. В стенках карьеров кальцитовые «вены» часто расположены среди сцементированного заполнителя седиментационных трещин, занимая положение у одного из бортов, тем самым, создавая впечатление временной и пространственной зависимости «вен» от седиментационных трещин. Тем не менее, эти типы нарушений сплошности самостоятельны, образованы в различные тектони-

ческие фазы. Рисунки распределения трещин с осадочным и кальцитовым заполнением весьма различны.

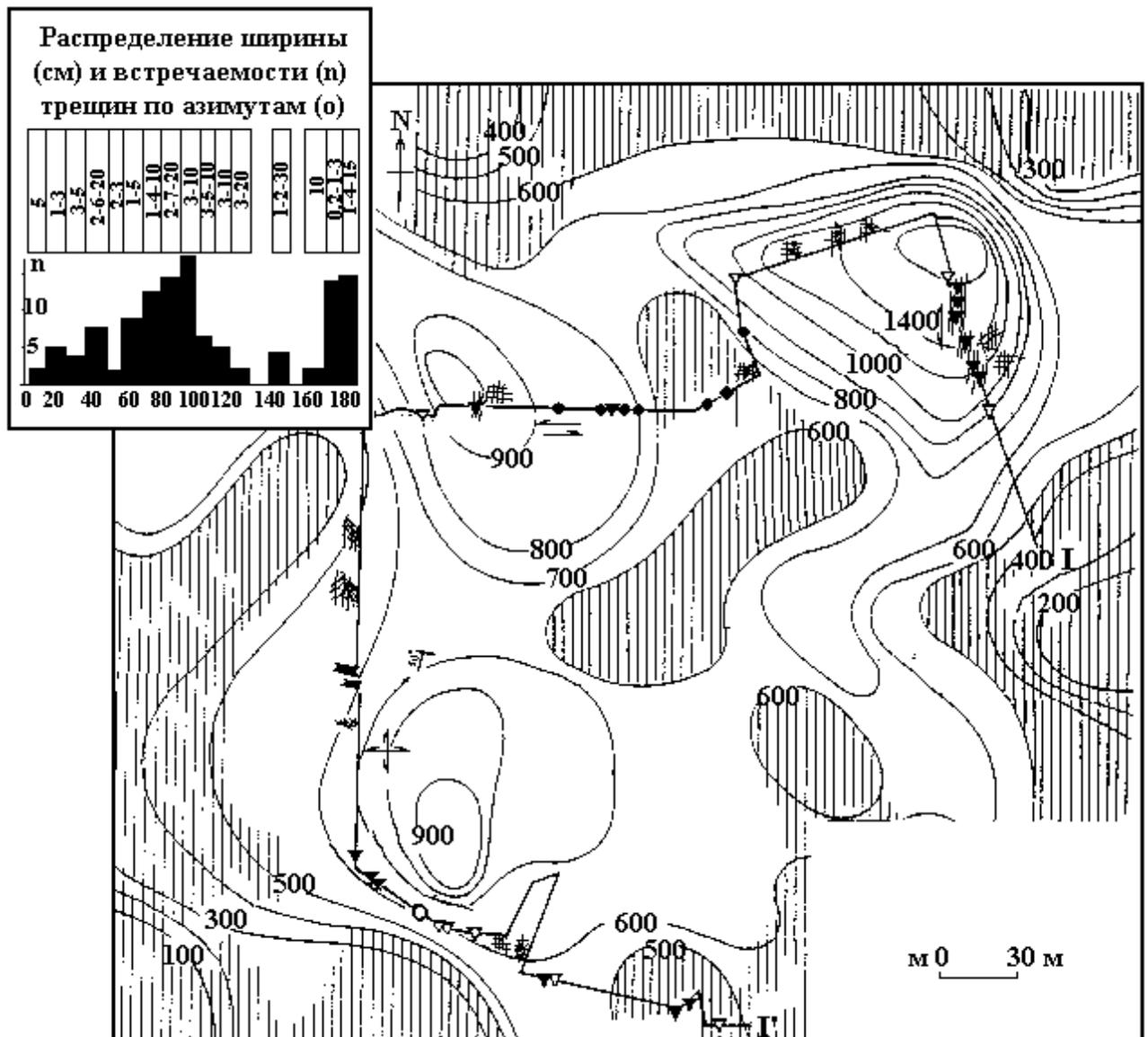


Рис. 3.29. Карта зонального распределения кальцитовых вен в известняках карбона карьера Клофорд. Условные обозначения на рис. 3.28

Соотношение площадного положения зон сжатия и расширения, образованных «венами», предполагает серию интенсивных пульсационных движений в направлении север-северо-запад, спровоцированных оживлением тектонических движений по разлому Лейтон, на фоне регионального растяжения массива в направлении с севера-

северо-запада на юг-юго-восток и продолжающегося медленного опускания территории.

Трещинами, впоследствии заполненными кальцитом, были разбиты относительно монолитные блоки пород (преимущественно широтного простирания), сохранившиеся с пермско-триасовой инверсии.

В течение последующего длительного эволюционного периода (с середины юры до конца позднего мела) территория Мендип Хиллс испытывала медленное опускание, прерываемое короткими по времени этапами стабилизации и воздымающих подвижек. Последние были слабы и не оказали влияния на трещинную структуру толщи известняков карбона.

Позднемеловая эпоха ознаменовалась фазой прединверсионных колебаний, вызванных оживлением герцинских разломов. Последующая фаза инверсии сопровождалась интенсивным подъемом территории. Инверсия достигла кульминации на границе палеогена и неогена. Подъем территории, сопровождающийся интенсивной денудацией, вывел известняки карбона частично в приповерхностную зону, частично на поверхность, освободив их от перекрывающих юрских и меловых отложений. В позднемеловую прединверсионную фазу динамичные подвижки положили начало формированию новой генерации трещин в карбонатной толще. К миоцену развитие тектонических трещин достигло максимума. Наибольшее развитие в количественном отношении (как в триасе и юре) получили трещины в диапазоне  $40^{\circ}$ - $120^{\circ}$  и  $140^{\circ}$ - $200^{\circ}$  с относительными максимумами  $40^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$ ,  $120^{\circ}$  и  $180^{\circ}$ . Наиболее широкие трещины (средние размеры 0.1-0.2м) характерны для пиков  $90^{\circ}$  и  $120^{\circ}$ . Более узкие (средняя ширина 0.03м), характерны для пиков  $40^{\circ}$  и  $180^{\circ}$  (рис. 3.30). В эту инверсионную фазу, в очередной раз, часть седиментационных трещин получила раскрытие и вторичное раскрытие получили многие трещины, заполненные гидротермальным кальцитом. В количественном отношении трещины, сформированные в палеоген-неогене в известняках карбона, составляют 36%, трещины юрского периода (кальцитовые «вены») составляют 42% и седиментационные трещины позднего палеозоя-22%. Ориентировка зон трещиноватости олигоцен-миоцена предполагает следующие кинематические стадии их формирования:

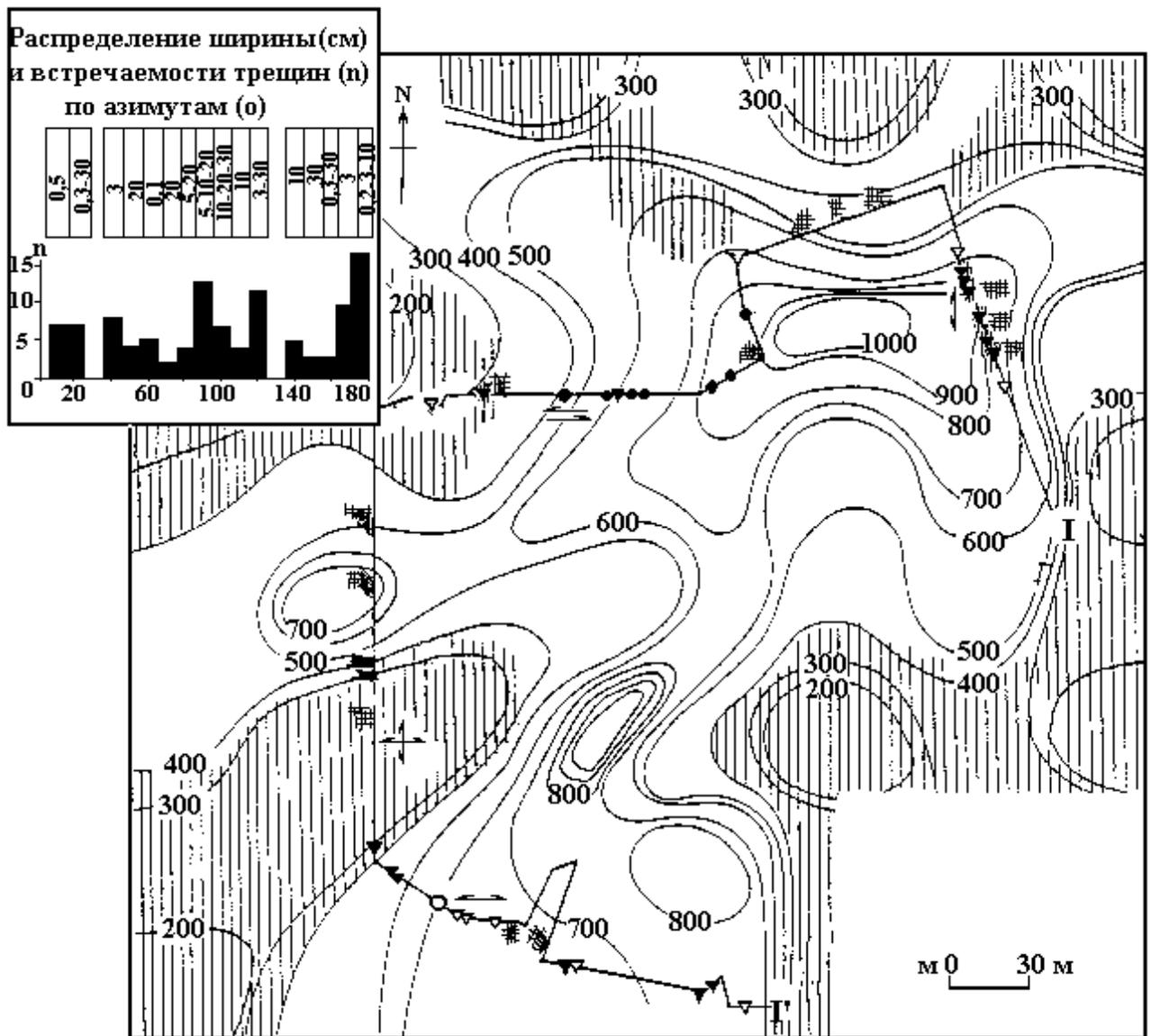


Рис. 3.30. Карта зонального распределения открытых (без заполнителя) трещин палеоген-неогена в известняках карбона карьера Клофорд. Условные обозначения на рис. 3.28

1. Докульминационная стадия. Серия динамичных пульсационных сжимающих подвижек со стороны разлома Лейтон в направлении север-северо-запад на фоне регионального смещения пород по простиранию с запад-северо-запада на юг-юго-восток и медленного воздымания территории.

2. Посткульминационная стадия. Ослабление стресса и слабое растяжение пород за счет релаксирования в направлении с северо-запада на юго-восток, сопровож-

даемое раскрытием трещин на фоне относительной стабилизации тектонических подвижек.

В период с позднего палеозоя до среднего кайнозоя юго-восточная окраина Мендип Хиллс была раздроблена последовательно формирующимися комплексами трещин. Схематичное изображение этапов развития трещинной структуры дано на рис. 3.24.

***Пространственно-генетическое соотношение элементов дизъюнктивной структуры массива и карстовых форм.*** Помимо трещин ослабляющими элементами структуры массива каменноугольных известняков юго-восточной окраины Мендип Хиллс являются формы палео- и современного карста.

Фазовые изменения тектонической ситуации сопровождаются изменением гидродинамической обстановки в массиве. В течение основных фаз (инверсии и формирования бассейна) изменения гидродинамического режима имеют медленный, последовательный региональный характер, в то время как промежуточные, дестабилизационные фазы характеризуются более динамичными флуктуациями гидрорежима. В региональном аспекте на изменения режима оказывает влияние скорость денудационного разрушения приподнятых тектоблоков (*структурных поднятий*) и скорость накопления отложений на опущенных блоках (*депоцентрах*). По мнению П.Л.Робинсон [245] период формирования карстовых водопроводящих полостей в пограничных районах «структурное поднятие-депоцентр» по времени равен периоду заполнения осадками депоцентра. Действительно, такая ситуация реальна в условиях относительной стабильности тектонических подвижек или когда скорость тектонических движений меньше скорости денудационного нивелирования и переотложения разрушенного материала. Во время активных кратковременных дестабилизационных этапов тектонический фактор изменения гидродинамического режима доминирует, что сказывается на активности карстового процесса.

В течение пермско-триасового времени из центральных частей восточных периклиналей в северный и южный бассейны перенесена толща пород мощностью до 3300м. Основная часть этой толщи - каменноугольные известняки. В течение активной фазы тектонического подъема (с начала пермского до середины триасового периода) перемещено более двух третей этой толщи, при этом средняя скорость умень-



Рис. 3.31. Фреатический карстовый канал, в каменно-угольных известняках, заполненный красноцветными отложениями триса. Западный откос карьера Колеманс (Мендип Хиллс, Великобритания)

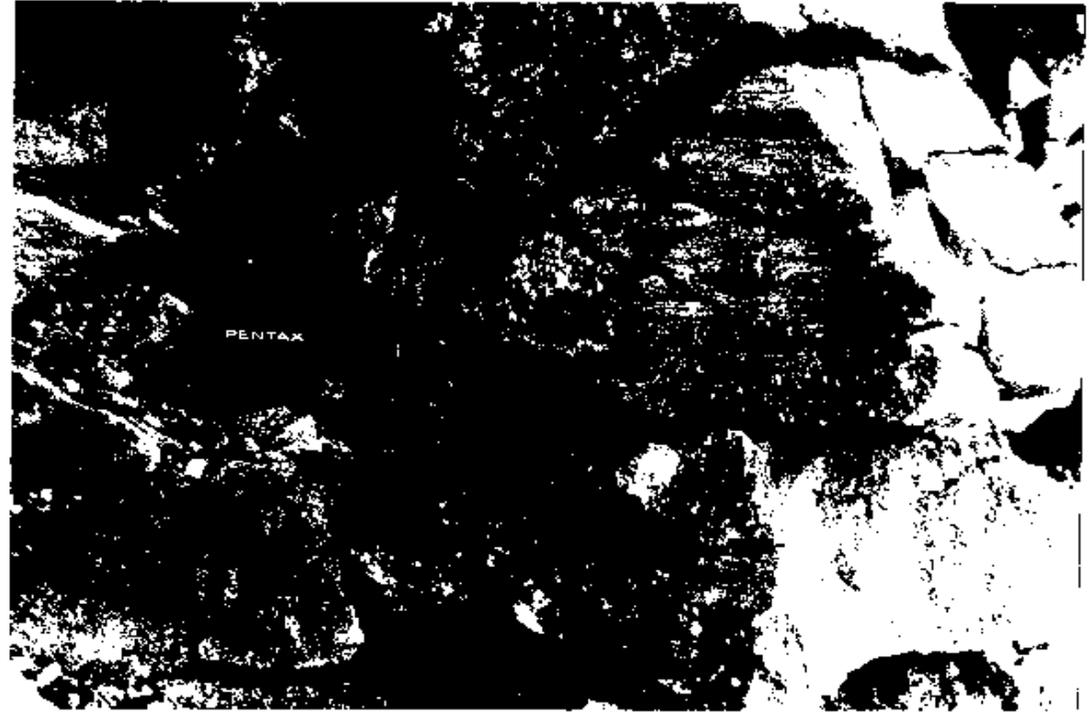


Рис. 3.32 Борозды тектонического скольжения (ориентировка С-Ю) на поверхности межтрещинных блоков известняков в восточном откосе карьера Клофорд. Борозды сформированы не на коренной породе, а на кальцитовом субстрате вторичной минерализации. После остановки тектонических перемещений рост кристаллов возобновился



Рис. 3.33. Модифицированные процессами гравитационного обрушения карстовые полости в кровле известняков восточного откоса карьера Клофорд. Пространственно полости соответствуют зонам растяжения тектонического дробления. Полости частично заполнены обломками известняка и известковистыми песчано-желтыми отложениями

шения толщи составляла 39м за миллион лет. Эта скорость денудации идентична скорости растворения известняка, вычисленной по формуле Корбеля для данной территории - 40 мм/1000 лет [251].

Карстово-эрозионное разрушение известняков карбона, начавшись в центральных частях периклинальных поднятий, по мере разрушения и переотложения известняков, перемещалось к периферии. Наиболее раздробленная центральная часть поднятий служила областью питания трещинно-карстовых вод. Трещинно-карстовые воды по мере перемещения к периферии периклиналей (по падению пород к пограничным разломам и депоцентрам) перераспределялись соответственно трещинам напластования. Свидетельством тому являются фреатические каналы, заполненные красноцветными отложениями триаса на глубинах 20-25м - периферийные элементы средне-триасовой карстовой системы (рис. 3.31).

Практически все карстовые формы района на начальной стадии развития были связаны с какой-либо разновидностью тектонических дислокаций, а в дальнейшем в различной степени модифицированы процессами, сопровождающими развитие массива.

Как правило, карстовые формы располагаются не в центральных частях трещинных зон (зон расширения), а на границах с относительно монолитными блоками, на участках характеризующихся средними значениями показателей трещиноватости (рис. 3.28), что обусловлено особенностями локализации водного потока в анизотропных трещиноватых средах. Карстовые формы образуются и развиваются на участках, характеризующихся барьерной ситуацией проницаемости на границах «монолитный блок-раздробленный блок». В процессе развития степень модификации формы зависит от ее местоположения относительно активных элементов массива (в данном случае зон расширения) и от расстояния до кровли карстующегося пласта (рис. 3.30, 3.33).

Все встреченные карстовые формы в массиве по их принадлежности к дизъюнктивным элементам массива подразделяются на три группы (рис. 3.34).

**I-я группа межпластовых фреатических полостей** объединяет морфологические типы, пространственно приуроченные к трещинам напластования (рис. 3.34, 3.35). Первоначальное развитие полости этой группы получили в инверсионную фазу

позднего палеозоя-раннего мезозоя. В этот период известняки карбона были выведены тектоническим воздыманием из горизонтального положения, изгиб толщи привел к смещению слоев относительно друг друга, а оживление региональных разломов усилило их влияние на гидрогеологическую ситуацию. Как правило, фрагменты фреатических тоннелей на глубинах 20-25м от кровли известняков заполнены темно-коричневыми аргиллитоподобными глинами триаса, полости на глубинах 10м заполнены нижнеюрскими глинистыми отложениями, полости в кровле известняков частично промыты и заполняются крупнообломочным известняком. Вертикальная зональность заполнителя не свидетельствует однозначно о разновозрастности полостей, поскольку разновозрастные полости могли заполняться поэтапно. Однозначно можно утверждать о том, что заполнение тоннелей закончилось к средней юре, что подтверждается наличием их фрагментов, перекрытых по сечению плоскостями кальцитовых вен.

Отдельные полости, сформированные первоначально вдоль межпластовых трещин, видоизменены в результате смещения блоков пород при формировании седиментационных трещин (типы А, В-группа I). Находясь в кровле пласта известняков, формы имеют по внешнему виду сходство с коррозионными воронками. Не исключено, что они играли роль перераспределителя поверхностного стока в подземный. Для этих форм наиболее типично наличие элементов механического деформирования (изгиба) слоев в верхних частях стенок, а также выступающие над полостью фрагменты свода. Дно таких форм покрыто обломками известняка.

Полости типа С и D (группа I) не имеют явной связи с седиментационными трещинами или кровлей каменноугольных известняков и расположены по границам «монолитный блок-зона трещиноватости». Полости типа С в большинстве сохранили заполнитель и первоначальную эллипсовидную форму сечения. Полости типа D, оказавшись в зонах трещиноватости олигоцен-миоценовой инверсии, в максимальной степени изменены процессами обрушения, приняв неправильно-прямоугольную форму сечения, частично лишились первоначального заполнителя.

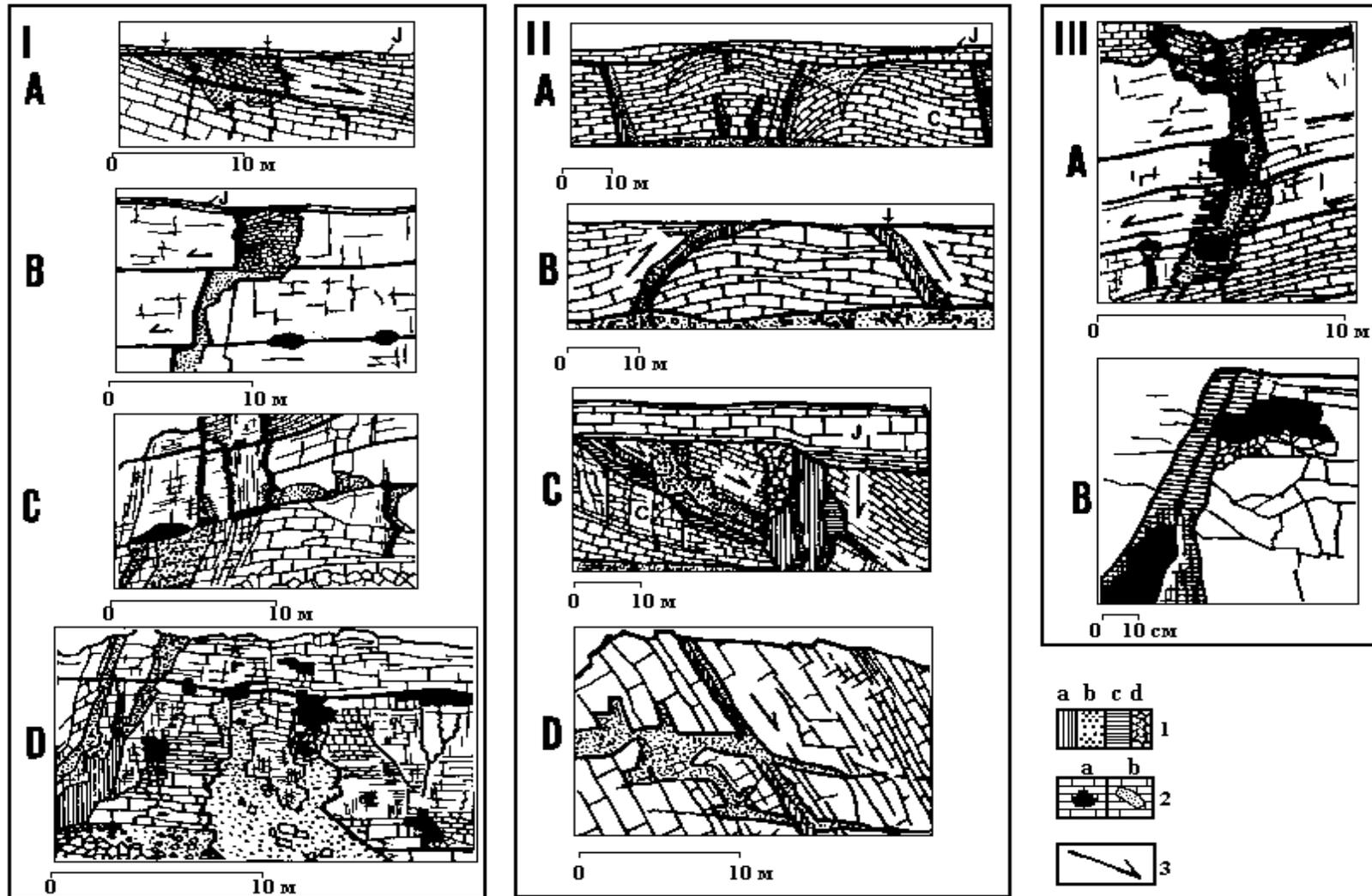


Рис. 3.34. Модификационные группы карстовых форм: I - группа межпластовых фреатических полостей, II - группа приразломных полостей, III - группа форм регенерации. Пояснения в тексте. 1-различные генерации заполнителя; 2-карстовые формы: а-без заполнителя, б-заполненные; 3-направления тектонического смещения блоков пород

**II-я группа приразломных полостей** объединяет морфологические типы карстовых форм, расположенных в непосредственной близости от сместителя наклонных или субвертикальных разломов. Такие разломы ограничивают вторичную складчатость в известняках или тектонические блоки. Образование приразломных полостей (тип С) обуславливалось увеличением пространства между поверхностями смещения в постинверсионные фазы. Этап растворения затухал по мере заполнения свободного пространства. При повторении цикла заполнение полости осуществлялось в другое геологическое время отложениями другого состава другой возрастной генерации (рис. 3.36).

Полости типа D приурочены не к сместителям разломов, а к опережающим трещинам, расширенным снятием нагрузки. Для пограничной ситуации «приподнятый-опущенный блок» наличие карстовых полостей второй группы типов С и D весьма характерное явление. Опущенный блок, как правило, является более раздробленным и служит «объемом поглощения» трещинно-карстовых вод. На границе опущенного и приподнятого блоков формируется гидродинамическая воронка поглощения. Карстовая полость формируется в соответствии с конфигурацией воронки, повторяя конфигурацию водного уровня. Группа приразломных полостей сформирована в вадозных условиях (рис. 3.37).

**III-я группа регенерированных полостей** объединяет формы, получившие развитие внутри заполнителя трещин и разломов. Образование форм данной группы связано с последними этапами тектонического развития массива - фазой инверсии и относительной стабильностью после олигоцен-миоценовой кульминации, очередным раскрытием седиментационных трещин и кальцитовых вен. В этот период активизировались гравитационно-эрозионные процессы в гидрогеологически активных трещинах вадозной зоны. Некоторые из полостей данной группы имеют естественные выходы на поверхность в воронках, сформировавшихся в перекрывающих оолитовых отложениях, или вскрыты карьерами (рис.3.38).



Рис. 3.35. Фреатические полости, сформировавшиеся по трещинам напластования в известняках северного откоса карьера Клофорд. Полости заполнены слабосцементированными известково-глинистыми отложениями желтого цвета

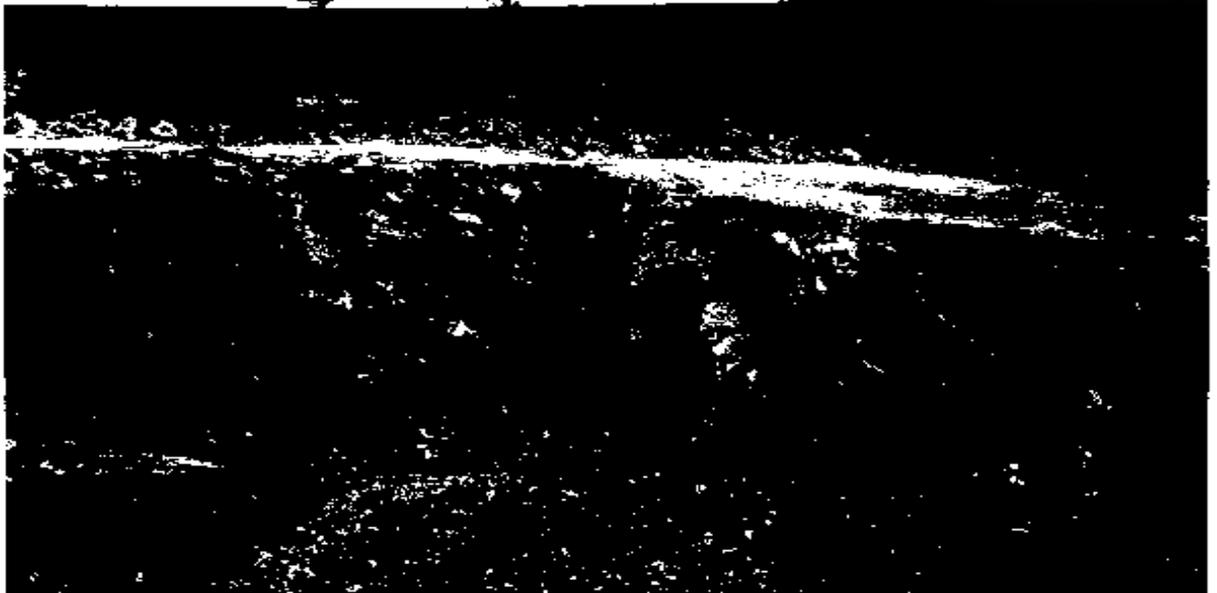


Рис. 3.36. Приразломные палеокарстовые формы в каменноугольных известняках восточного откоса карьера Колеманс. Каменноугольные кристаллические известняки несогласно перекрыты горизонтально залегающими известняками оолитовой серии среднеюрского возраста. Полости заполнены отложениями различных возрастных групп

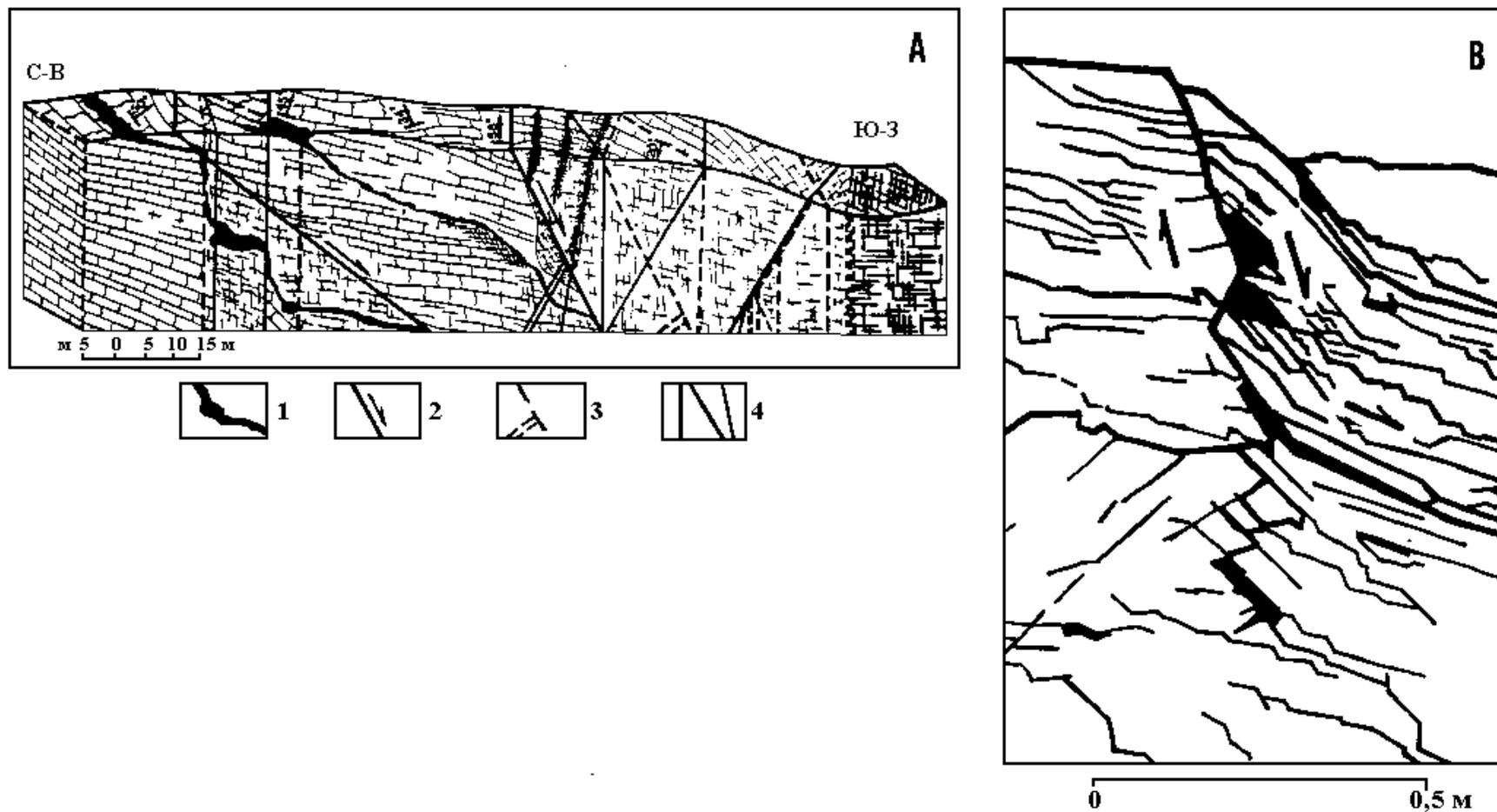


Рис. 3.37. Пространственное соотношение разломов со смещением, трещин и карстовых форм в зоне «приподнятый-опущенный блок». А-южный откос карьера Колеманс: 1-карстовые каналы, 2-разломы со смещением, 3-кальцитовые вены, 4-тектонические трещины без следов смещения блоков пород. В-укрупненная схема дробления в зоне «приподнятый-опущенный блок»

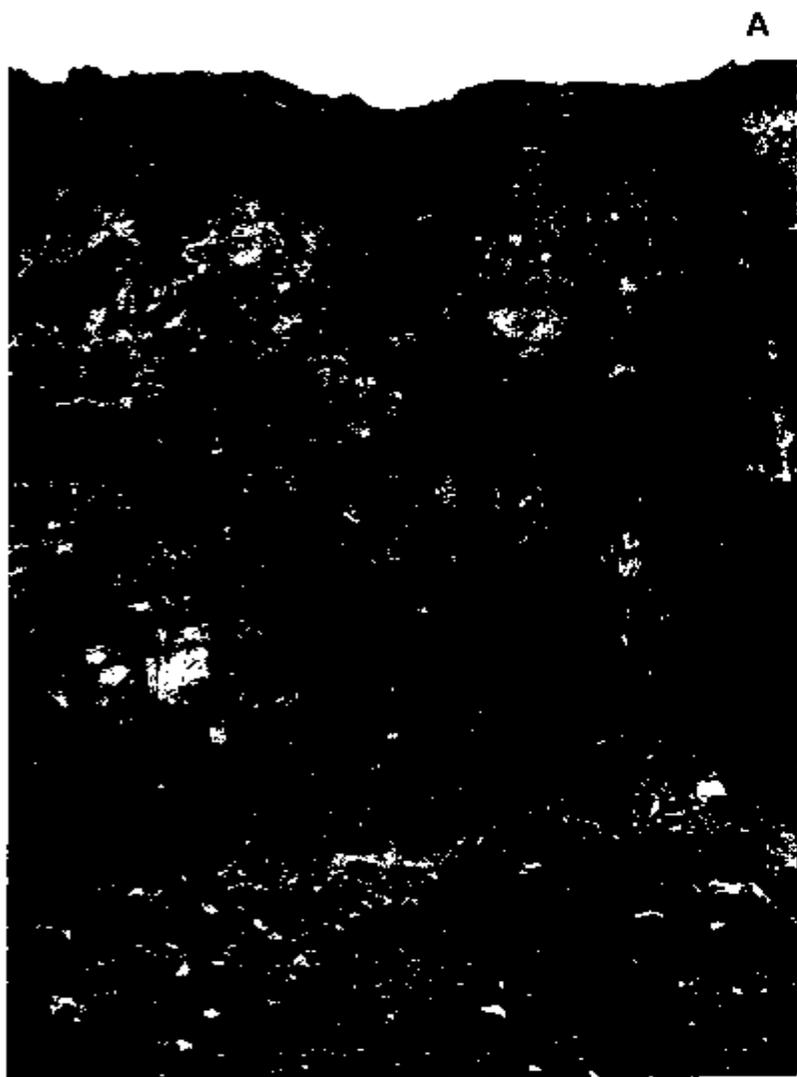


Рис. 3.38. Полости в заполнителе трещин: А – в заполнителе седиментационной трещины западного откоса карьера Клофорд, Б – в кальцитовом заполнителе (кальцитовая вена северной стенки карьера Клофорд)

### 3.2.3. Анализ трещинно-карстовой структуры сульфатно-карбонатных массивов

(на примере массива Ледяная гора, Предуралье)

Структурно-кинематический анализ дизъюнктивов применим не только для массивов, сложенных мощными, толстослоистыми карбонатными породами, как это было показано в предыдущем разделе, но и для массивов, сложенных любыми литологическими разновидностями карстующихся пород, в том числе и их переслаиванием. В качестве примера рассмотрим структурно-тектонические условия формирования Кунгурской ледяной пещеры (Предуралье) (рис. 3.39).

Уникальность возникновения и развития Кунгурской пещеры определяется не только сочетанием литологических, гидрогеологических и геоморфологических условий неоген-четвертичного периода. Анализ структурно-тектонического строения района расположения пещеры на региональном, локальном и блоковом морфолого-морфометрических уровнях структурных элементов показывает фундаментальную роль дизъюнктивов в истории формирования этого спелеообъекта. Результаты исследований пещерного массива позволяют определить его как объект классического развития сульфатно-карбонатного карста слоистой толщи в условиях краевой части платформы. Строение массива представлено на рисунках 3.40; 3.41.

Сульфатно-карбонатный массив, в пределах которого расположена Кунгурская пещера, приурочен к центральной части клиновидного тектонического блока северного окончания Башкирского свода (рис. 3.42, А). С запада-северо-запада блок ограничен крутопадающим ( $65-90^\circ$ ) сбросо-взбросовым глубинным нарушением с падением сместителя на запад. Разлом отделяет окончание Башкирского свода от Сылвенского прогиба Камско-Кинельской системы. Восточной границей блока является сбросо-взбросовое глубинное нарушение с крутым ( $70-80^\circ$ ) падением сместителя на восток, отделяющее друг от друга Волго-Уральскую антеклизу (Русская плита) и Уфимско-Соликамскую мегавпадину (Предуральский краевой прогиб). В региональном плане разлом представляет собой границу структур третьего порядка: Пермско-Башкирского свода и Юрюзано-Сылвенской впадины. На юге блок граничит с левосторонним сдвигом широтного простирания. Разломы, ограничивающие блок, прослеживаются в фундаменте (амплитуды от  $0.5$  до  $5.0 \cdot 10^3$  м) и осадочном чехле ( $0.5-$

$2.0 \cdot 10^3$  м), что свидетельствует об их тектонической активности в течение весьма длительного периода - от протерозоя до кайнозоя.

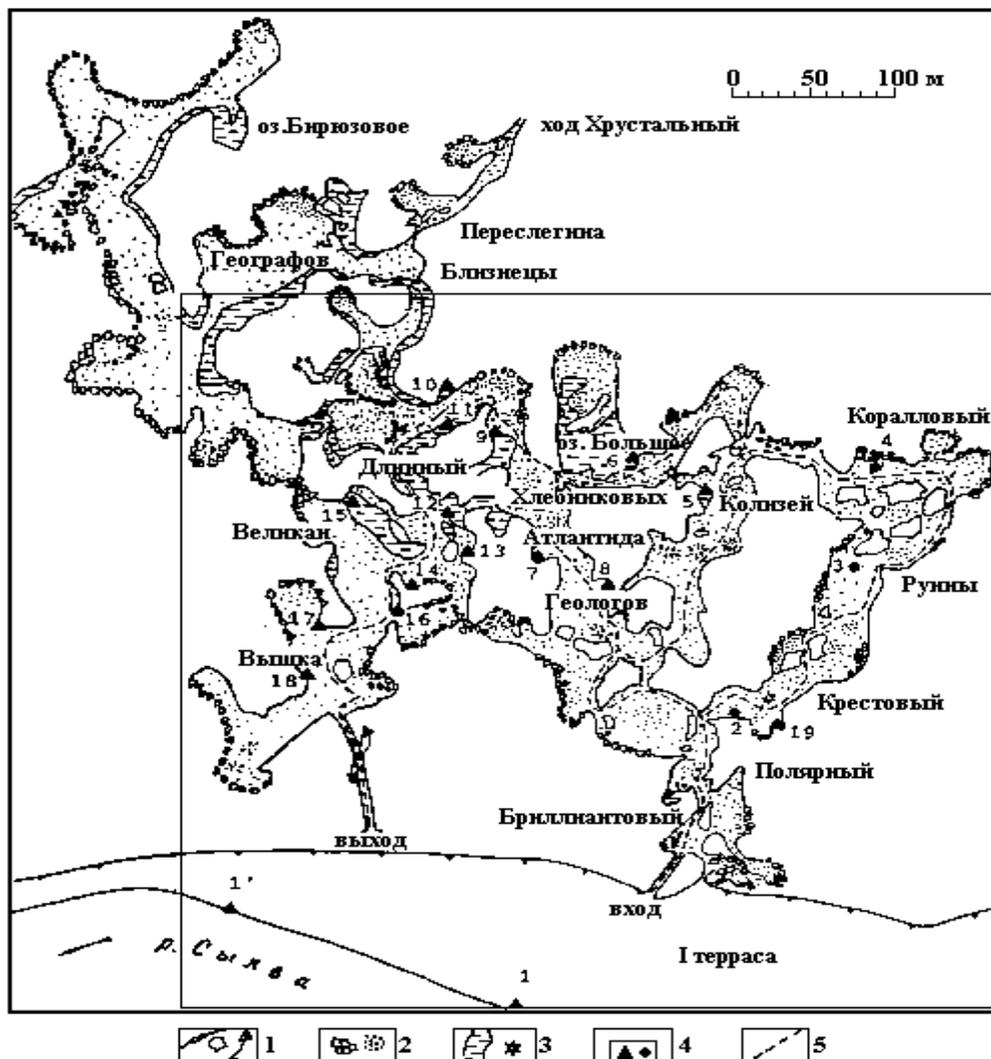


Рис. 3.39. План Кунгурской пещеры по Е.П. Дорофееву: 1-контуры гротов и останцы, 2-обвальные и осыпные отложения, 3-озера и органые трубы, 4-гидрометрические посты на озерах и скважинах, 5-туристская тропа

Учитывая пространственную унаследованность мезозойско-кайнозойского регионального структурно-тектонического каркаса дизъюнктивов от герцинского этапа тектогенеза, очевидно, что на локальном уровне ориентировка внутриблоковых нарушений сплошности отражает спектр азимутов простирания пограничных разрывных нарушений. Данное положение косвенно подтверждается тем, что восточная окраина Русской плиты, начиная с поздней перми и кончая серединой неогена, не испытывала резких высокоамплитудных колебаний, а находилась в тектоническом режиме

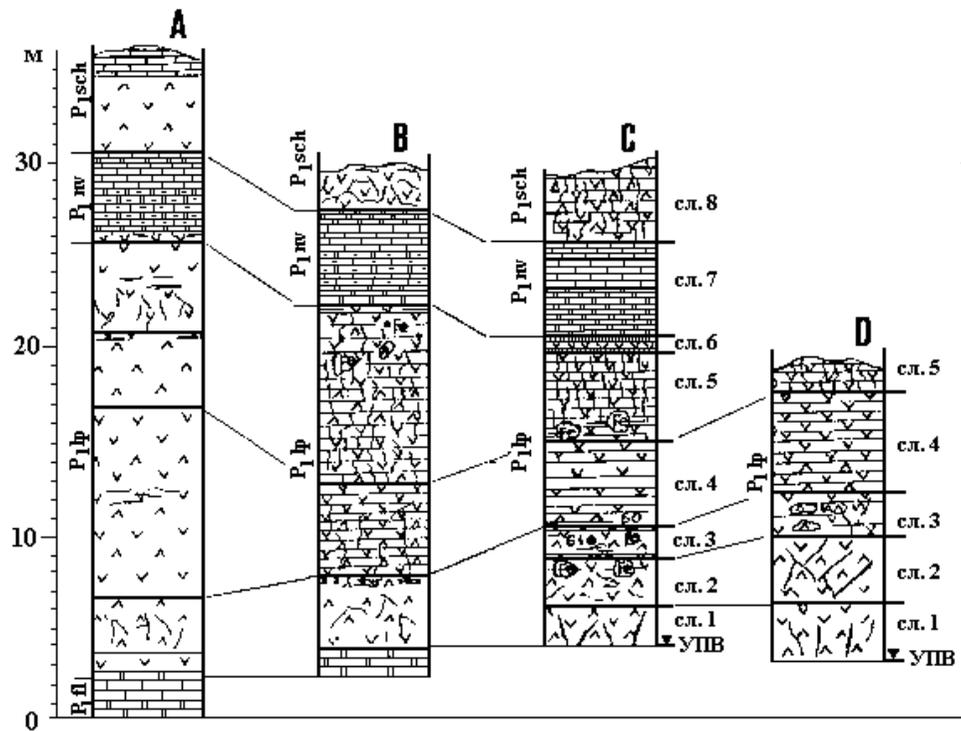


Рис. 3.40. Строение сульфатно-карбонатной толщи пещерного массива. А - по Б.Ф. Перевозчикову (1956), В - по Е.П. Дорофееву (1977), С - в гроте Вышка и D - в гроте Геологов по В.Н. Катаеву (1994)

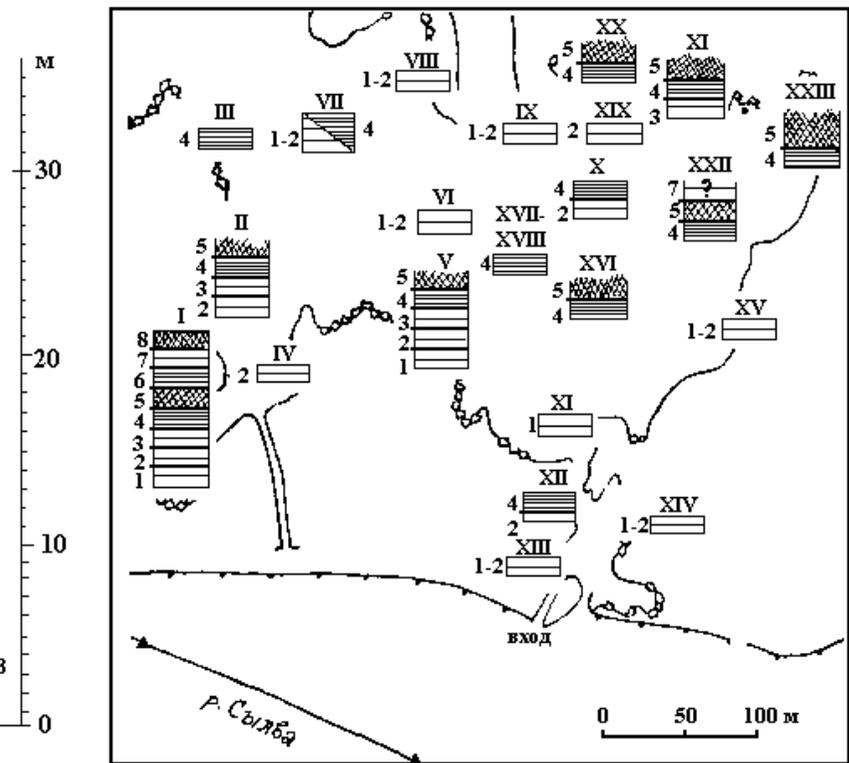


Рис. 3.41. Схема распределения слоев геологического разреза в пределах пещерного поля. I-гр.Вышка, II-гр.Великан, III-западная останцевая стена гр.Длинный, IV-южная привходовая часть гр.Великан, V-гр.Геологов, VI-гр.Атлантида, VII-гр.Длинный, VIII-гр.Романтиков, IX-северная стена гр.Дружбы Народов, X-западная стена гр.Колизей, XI-развилка у гр.Данте, XII-участок между гр.Полярный и Скандинавский, XIII-гр.Бриллиантовый, XIV-гр.Полярный, XV-гр.Руины, XVI-гр.Смелых, XVII-XVIII - останцы: южная стена гр.Центральный и восточная стена гр.Дружбы Народов, XIX-участок между гротами Центральный и Коралловый, XX - гр.Эфирный, XXI-гр.Коралловый, XXII-гр.Скульптурный, XXIII-гр.Метеорный

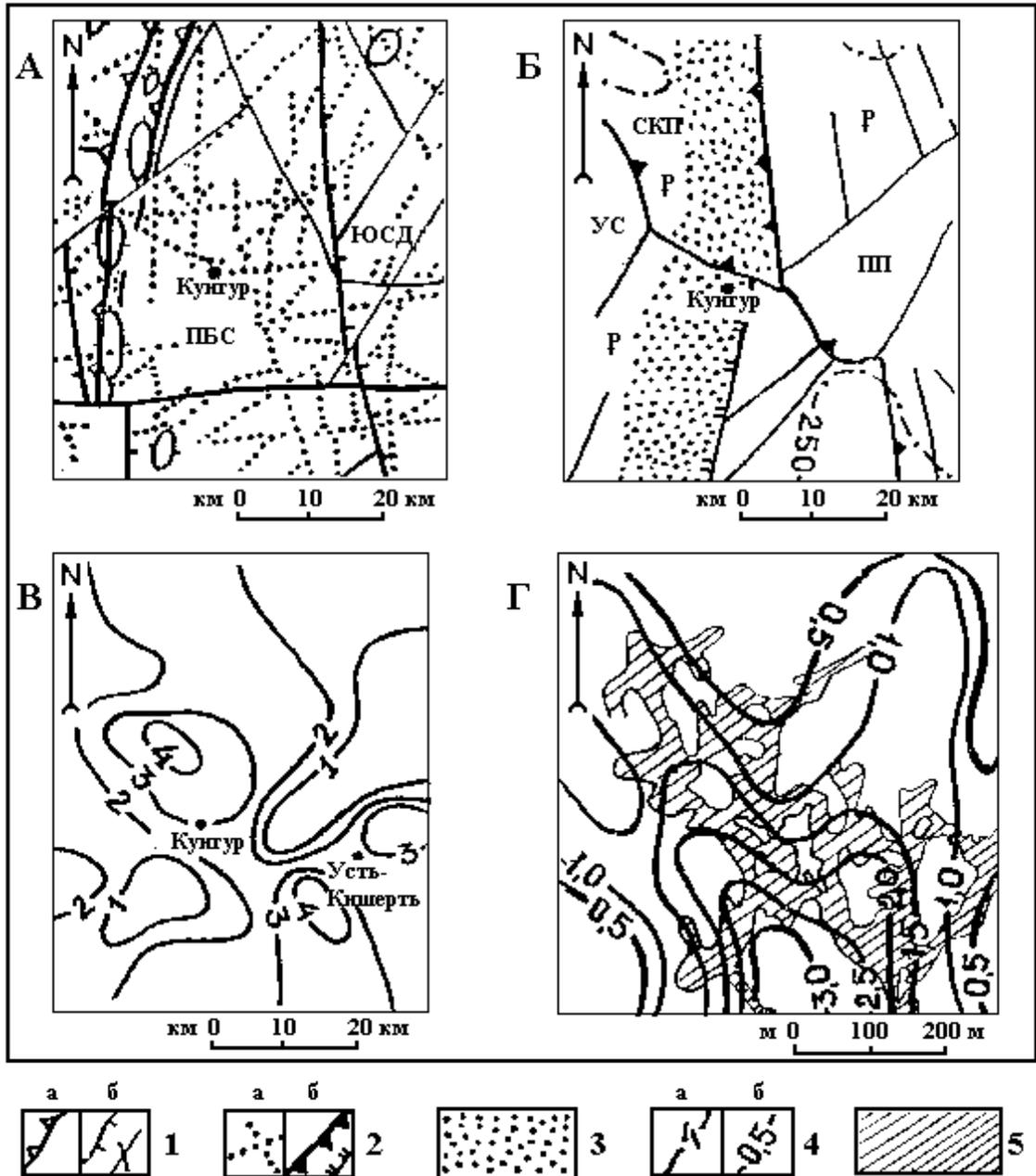


Рис. 3.42. Структурно-тектоническая ситуация Кунгурско-Кишертского района. А - фрагмент тектонической карты со схемой линейментов (по Н.И. Сычкину и др.,1989); Б - фрагмент карты новейшей тектоники (по В.И. Бабаку и др.,1989); В - схема линейной плотности линейментов; Г - схема линейной плотности тектонических трещин в гипс-ангидритах поля Кунгурской пещеры. 1-разрывные нарушения: а-взбросы, б-сбросы и разломы невыясненной морфологии; 2а-линейменты земной поверхности, 2б-границы мегаблоков (главных и второстепенных тектогенных форм); 3-зона повышенной проницаемости, выделенная по структурным признакам; 4-изолинии линейной плотности: а-линейментов ( $1-4 \times 10^4$  м или  $10-40$  м/ $100$  км<sup>2</sup>), б-тектонических трещин ( $0.5-3.0 \times 10$  м или  $500-3000$  м/ $10000$  м<sup>2</sup>); 5-поле Кунгурской пещеры. ПБС - Пермско-Башкирский свод, ЮСД - Юрюзано-Сылвенская депрессия, УС - Уфимский свод, СКП - Средне-Камский прогиб, ПП - Предуральское моноклинально-ступенчатое поднятие. Р - районы инверсионных умеренных и слабых поднятий, проявляющихся с олигоцена (амплитуда поднятий 250-300 м)

слабых поднятий, перемежающихся со слабыми опусканиями в среднеюрской и поздне меловой эпохах [59].

Положение подтверждается и ориентировкой линеаментов района (рис. 3.42, А). Сохраняя ориентировку пограничных разломов, дизъюнктивы сульфатно-карбонатного комплекса нижнепермских отложений распределены по площади блока неравномерно. Достаточно четко выделяются участки и зоны минимальной, средней и повышенной линейной плотности линеаментов - суммарной протяженности линеаментов на единицу площади поверхности тектонического блока в метрах. На рисунке 3.42, В зоны средних значений плотности линеаментов показаны изолинией  $2 \cdot 10^{-4}$  м ( $20 \text{ км} / 100 \text{ км}^2$ ). Зоны пространственно совпадают с а) границей Уфимского свода, б) разрывными нарушениями северо-восточного простирания, в) зоной повышенной проницаемости север-северо-западной ориентировки, выделенной по структурным признакам. Три участка повышенной плотности линеаментов ( $3-4 \cdot 10^{-4}$  м или  $30-40 \text{ км} / 100 \text{ км}^2$ ) маркируют места пересечения границ главных тектогенных форм рельефа (Уфимского свода, Среднекамского прогиба и Предуральского моноклинально-ступенчатого поднятия) с разнопорядковыми тектоническими разломами различной морфологии. Сульфатно-карбонатная толща на всех трех участках интенсивно закарстована, но интенсивность карстопроявлений, их морфологические особенности существенно индивидуальны, что определено наложением на пространственную структуру дизъюнктивов литологической и гидрогеологической специфики массивов. К одному из таких участков приурочена территория карстопроявлений в районе г.Кунгура, с двумя другими ассоциируется территория карстопроявлений Сылвенской впадины (с.Усть-Кишерть).

Анализ особенностей распределения тектонической трещиноватости дает возможность выделения этапов развития трещинной структуры массива на блоковом уровне.

Приуроченность ходов, гротов и органических труб Кунгурской пещеры к трещинам, совпадение простираний линейных спелеоформ и трещин в двух направлениях - факты, освещаемые уже на протяжении более 30 лет, начиная с работ Г.А. Максимо-вича и К.А. Горбуновой [106, 110] и кончая исследованиями А.И. Печеркина [139], В.Н. Андрейчука, Е.П. Дорофеева, В.С. Лукина [6]. Исследователи, как правило, вы-

деляют две взаимопересекающиеся системы трещин, ориентированные на северо-восток (55-60°) и северо-запад (330-335°).

Помимо тектонической трещиноватости в массиве присутствуют и другие генетические типы дизъюнктивов, а также пликативные дислокации, оказавшие влияние на ориентировку и морфологию ходов и гротов (табл. 3.3).

Таблица 3.3

**Элементы дислокационной структуры массива Ледяная Гора**

Класс	Тип (подтип)	Характеристика вида
Пликативные	Гравитационные	Изгиб плавный, малоамплитудный в толстослоистых ангидритах и гипсах
	Гидратационные	Складчатость смятия внутри слоистых пластов гипс-ангидритов (внутрипластовая складчатость)
	Гравитационно-гидратационные	Складки и флексуорообразные изгибы тонких прослоев
Дизъюнктивные	Литогенетические	Межпластовые трещины Поверхности напластования Микротрещины отдельностей Трещины сжатия и релаксации
	Экзогенные (гидратационные)	Трещины отслаивания
	Экзогенные (гравитационные)	Трещины секущие
	Эндогенные (тектонические)	Трещины внутрислойные

*Пликативные дислокации* чаще всего приурочены к сводовым или присводовым частям пещеры, сложенным полосчатыми гипсами слоя 4 (гроты Колизей, Смелых, Метеорный, Коралловый, Вышка, Великан и др.). Здесь представлены гравитационно-гидратационные складки и флексуорообразные изгибы отдельных прослоев и пачек прослоев. Яркий пример гидратационного смятия - участок южной стены грота Длинного. Гравитационному изгибу подвержены толстослоистые гипс-ангидриты слоя 1 (развилка у грота Данте).

*Пликативные дислокации гидратационного* типа распространены преимущественно в центральной части пещеры и, как правило, приурочены к целикам. *Гравитационные и гравитационно-гидратационные* формы характерны для периферийных залов пещерного поля, особенно южного (присклонового района).

*Дизъюнктивные дислокации. Литогенетические трещины. Межпластовые трещины (поверхности напластования),* представлены единичными трещинами или зонами микротрещин, ограничивают слои, прослой, пласты в их кровле и подошве. Трещины напластования или их фрагменты достаточно четко прослеживаются между слоями 1 и 2, 2 и 3 или 2 и 4. Трещины напластования характеризуются раскрытостью 1мм и более. Как правило, они заполнены глинисто-доломитовыми отложениями. Ширина трещин напластования фрагментарно может достигать 2-3 см, иногда 5 см. Широкие трещины имеют кальцитово-глинисто-доломитовый рыхлый, переувлажненный заполнитель, и в ряде случаев при описании их выделяют в отдельный тонкий прослой. В подошве и кровле ледянопещерской пачки, в непосредственной близости от доломитовых слоев, а также в неволинской пачке трещины напластования заполнены волокнистой разновидностью гипса. Образование межпластовых трещин связано с режимом осадконакопления, подчиненного региональной периодичности поступления в бассейн обломочного и растворенного материала.

Зоны микротрещин преимущественно ориентированы параллельно напластованию или разбивают прослой вкрест простирания, формируя комковатые отдельности. Поперечник отдельностей варьирует от 1 до 15см в зависимости от положения слоя в разрезе и его состава. Например, в основании разреза, в слоях 1 и 2 (гипсо-ангидритового состава), ангидритовые отдельности имеют поперечник 1-1.5см, гипсовые 2-2.5см. Средняя и верхняя части слоя 4 (гипсовый состав) характеризуются отдельностями до 10см. В слое 5 (гипсовый состав) отдельности достигают 15см. В слое 8 (гипсо-ангидритового состава) в подошве, на контакте с карбонатным прослоем, поперечный размер отдельностей 10-15см, а выше, в верхней части видимой мощности слоя 5-3см. Раскрытость микротрещин достигает 1-1.5мм, а ширина зон микротрещин 1-2см. Микротрещины заполнены глинисто-доломитовыми отложениями.

*Экзогенные трещины. Трещины гидратационного сжатия и релаксации (релаксационного отслаивания)* представлены в слоях 1 и 2, переходном слое 3 основания разреза (рис. 3.43). Образование этого вида трещин в пластах и линзах ангидритового или гипс-ангидритового состава связано с гидратационным сжатием со стороны вмещающих гипсов, расположенных ниже и выше по разрезу, а также замещающих ангидриты по латерали. Конфигурация и характер взаимного расположения тре-

щин позволяет предполагать превалирование стресса субвертикальной ориентировки. Трещины гидратационного сжатия имеют веретенообразную или серповидную форму на поверхности стен гротов. За счет выщелачивания пород их раскрытость колеблется от 3 до 5 см. Протяженность трещин в плоскости стен - 30-50 см. Глубина проникновения раскрытых трещин в массив достигает 10 см, глубже трещины смыкаются и имеют волосное раскрытие или заполнены молочно-белым гипсом. В пластовых гипсангидритах эти трещины часто сопряжены друг с другом под углами, близкими к  $45^\circ$ , образуя диагональные (относительно кровли и подошвы пластов) системы (гроты Вышка, Великан, Геологов, Атлантида и др.). В линзообразных телах, особенно небольших размеров, трещины этого вида часто ориентированы субперпендикулярно кровле и подошве, без взаимного пересечения.

Плоскости трещин релаксационного отслаивания субпараллельны поверхности стен и перпендикулярны поверхностям напластования. Длина их достигает 50 см, раскрытость в устьевой (прикровельной) части - 20 см. Как правило, эти трещины зияющие. По трещинам отделяются плоские или выпуклые в сторону грота скорлуповидные блоки толщиной до 40 см (гроты Вышка, Геологов и др.). Данный вид трещин обусловлен как сжатием пласта, так и эффектом разгрузки напряжений сжатия в краевой части межтрещинных блоков после эрозионно-коррозионного расчленения пласта. Трещины распространены в пределах одного слоя и не пересекают поверхностей напластования. В случае достаточно мощного (2-3 м) пласта трещины тяготеют к его средней или прикровельной части. В тонких пластах трещины пересекают его от кровли до подошвы. Трещины релаксационно отслаивания характерны не только для стен пещер, они встречаются и в стенах обнажений пластовых сульфатов в долинах рек. Например, подобные образования изучались автором в обнажениях нижнепермских гипсов долины р. Сотка (Беломоро-Кулойское плато).

Экзогенные гравитационные трещины в первую очередь связаны с гравитационно-гидратационными пликативными дислокациями отслаивания и изгиба в сводах и плоских потолках обвальных гротов. Гравитационные трещины отслаивания пространственно унаследованы от межпластовых трещин и зон микротрещин, параллельных напластованию. Как правило, трещины данного вида зияющие, без заполнителя. Размеры отслоений колеблются в достаточно широких пределах. Наиболее

крупное отслоение, имеющее название «Тещин язык» (до 2.5-3м), доступное для изучения, автор наблюдал в своде магистрального хода пещеры Голубинский провал (Беломоро-Кулойское плато).

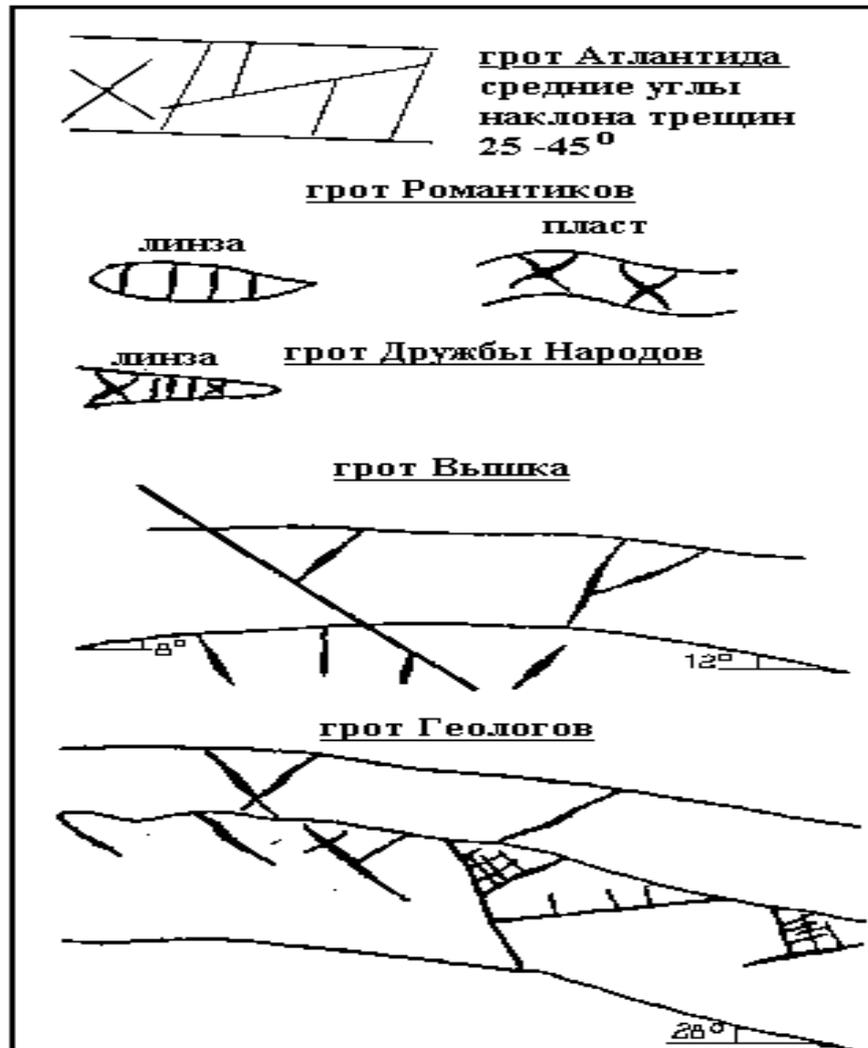


Рис. 3.43. Виды трещин гидратационного сжатия в нижних гипс-ангидритовых слоях разреза

В пещере встречаются и типично *гравитационные* нарушения карстовой или антропогенной природы (перераспределение напряжений в блоках пород в результате горных ударов и обвалов, ударов и взрывов в карьерах). Установить истинную причину смещений возможно только при постановке непрерывных длительных наблюдений с последующей интерпретацией материалов, наподобие тех, что проводил В.И. Солуха в 1966-1967гг. [175].

*Эндогенные трещины.* Плотность *тектонических* трещин гипс-ангидритов ледяно-пещерской пачки в пределах 30-градусных румбов, их раскрытость, степень заполнения и зональность распределения позволили выделить в массиве Ледяная гора две ортогональные сопредельные системы: I-30-60° (СВ); 300-330° (СЗ) и II-0-30° (СВ); 270-300° (СЗ).

При сопоставлении распределения линейной плотности трещин и ходов пещеры становится очевидным неадекватное влияние трещин разных систем на морфологический облик пещерного поля. Наиболее протяженные периферийные ходы пещеры северо-западной и северо-восточной ориентировок заложены в зонах растяжения, сформированных трещинами системы I. Эти ходы ограничивают пещерное поле с юго-запада и юго-востока. Система II, в частности ее меридиональная ветвь, оказала воздействие на развитие ходов ориентировки север-юг в центральной части пещеры (рис. 3.42.83, Г; 3.44).

Зачастую по тектоническим трещинам заложены каналы растворения. Встречаются трещины как зияющие, так и заполненные вторичным гипсом или глинисто-доломитовым материалом. Ширина раскрытых трещин 0.5-1мм, трещины могут быть фрагментарно расширены растворением до 1-3см. Встречаются кулисообразные трещины, а также системы оперяющих трещин типа «конский хвост» (гр.Вышка). Как правило, тектонические трещины субвертикальны, но известны и наклонные трещины с углами падения от 65 до 80° на северо-восток, северо-запад и юго-запад. Отличительной чертой тектонических трещин является их системность, вследствие чего возможны качественно-количественный анализ распределения трещин в массиве и пространственная привязка зон аномальных сгущений трещин относительно элементов пещерного поля.

Карта линейной плотности тектонических трещин ледянопещерской пачки дает представление о распределении основных ходов и гротов центрального, южного и восточного районов пещеры относительно поля тектонических дизъюнктивов (рис. 3.44). Анализ элементов поля позволяет сделать ряд выводов:

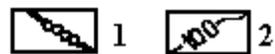
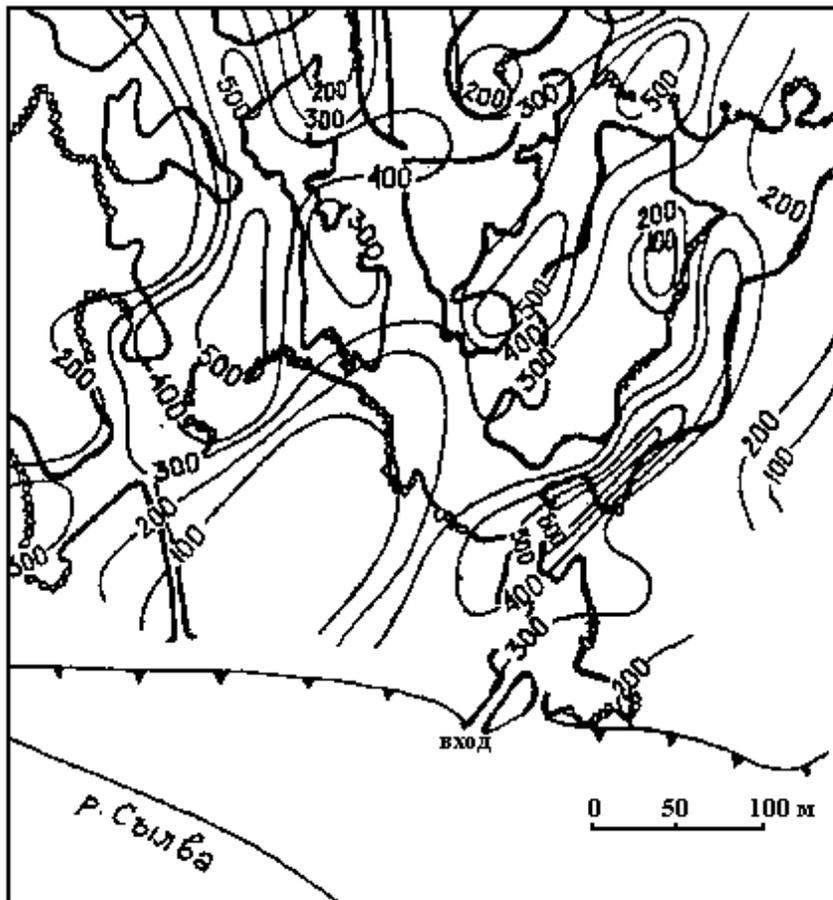


Рис. 3.44. Плотность тектонических трещин ледянопещерской пачки: 1-контур пещеры, 2-изолинии плотности трещин ( $m/2500m^2$ )

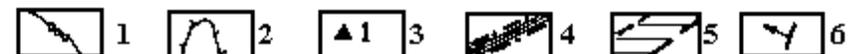
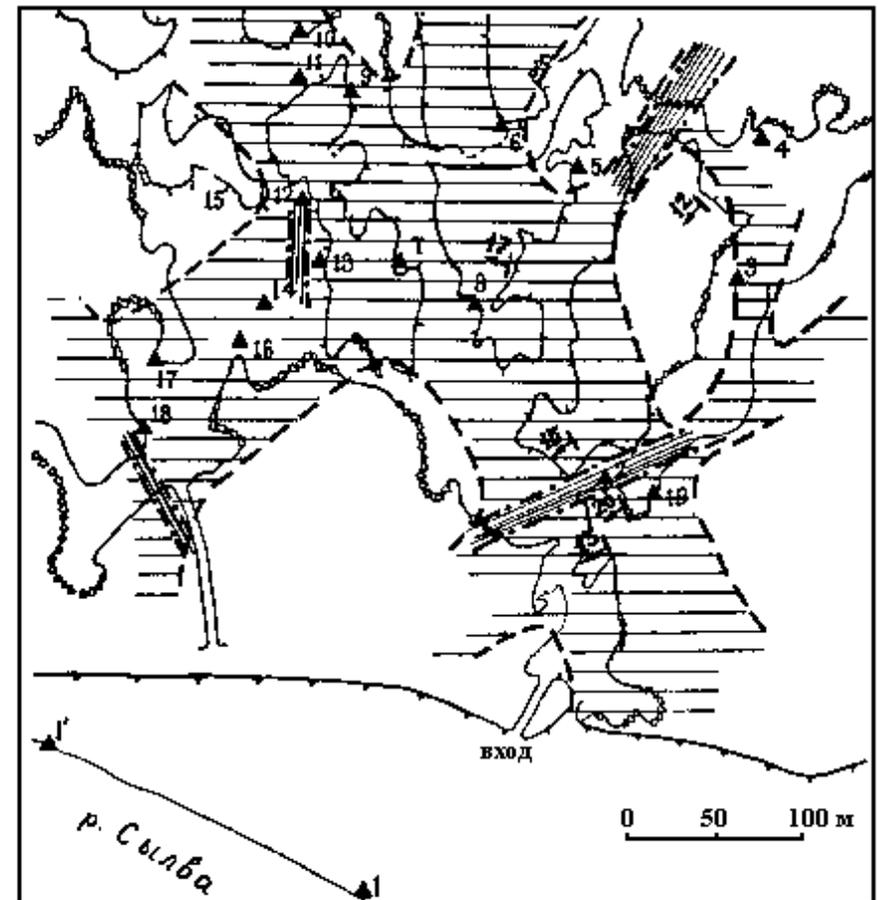


Рис. 3.45. Соотношение зон тектонических трещин в нижних и средних слоях ледянопещерской пачки: 1-внешний контур пещеры, 2-крупные останцы, 3-гидрометрические посты, 4-зоны трещин нижних (1-2) слоев, 5-зоны трещин средних (4-5) слоев, 6-элементы залегания слоев

- \* пещера приурочена к узлу трещинной тектоники - участку пересечения зон тектонической трещиноватости северо-восток-юго-западной, северо-запад-юго-восточной и меридиональной ориентировок;
- \* южный, восточный и часть центрального района по линии гротов Вышка-Атлантида-Эфирный контролируются зоной северо-восточного простирания;
- \* центральный район к западу от гротов Вышка-Эфирный контролируется зоной ориентировки северо-запад-юго-восток и север-юг;
- \* залы и галереи пещеры проработаны в пределах зон и участков повышенной линейной плотности тектонических трещин (300-600 м/2500м<sup>2</sup>). Целиковые участки соответствуют низким значениям линейной плотности тектонических трещин (менее 200м/2500м<sup>2</sup>).

Тектоническая трещиноватость нижних слоев разреза отличается от трещиноватости средних и верхних слоев ледянопещерской пачки. В нижних более жестких ангидритовых слоях зоны тектонических трещин выражены четче, они более локализованы, а сами трещины часто не имеют заполнителя. Ширина зон в этих слоях варьирует в пределах 10-25м (разломно-глыбовые зоны в районе грота Данте и перед гротом Центральный). Трещинные зоны в средних и верхних «гипсовых» слоях разреза более широкие, достигают 100 и более метров.

Пространственно трещинные зоны нижних слоев ориентированы вкrest простирания трещинных зон средних и верхних слоев пачки (рис. 3.45).

Структурные особенности массива (характер залегания пород, ориентировка трещинных зон) оказывают влияние на направленность перемещения карстовых вод пещеры, являясь одним из факторов, определяющих характер их гидродинамического режима (рис. 3.46).

Выявленная этажность зон тектонических трещин является характерной чертой толщ, сложенных слоями различной механической прочности. Отсутствие пространственного совпадения ориентировок трещинных зон в слоях разреза свидетельствует об этапности, сложности эволюции трещинной структуры массива [67].

***Основные этапы развития структурных элементов.*** Д.С. Соколов (1948), И.А. Печеркин (1966), опираясь на исследования В.А. Апродова и Б.С. Лунева, В.С.

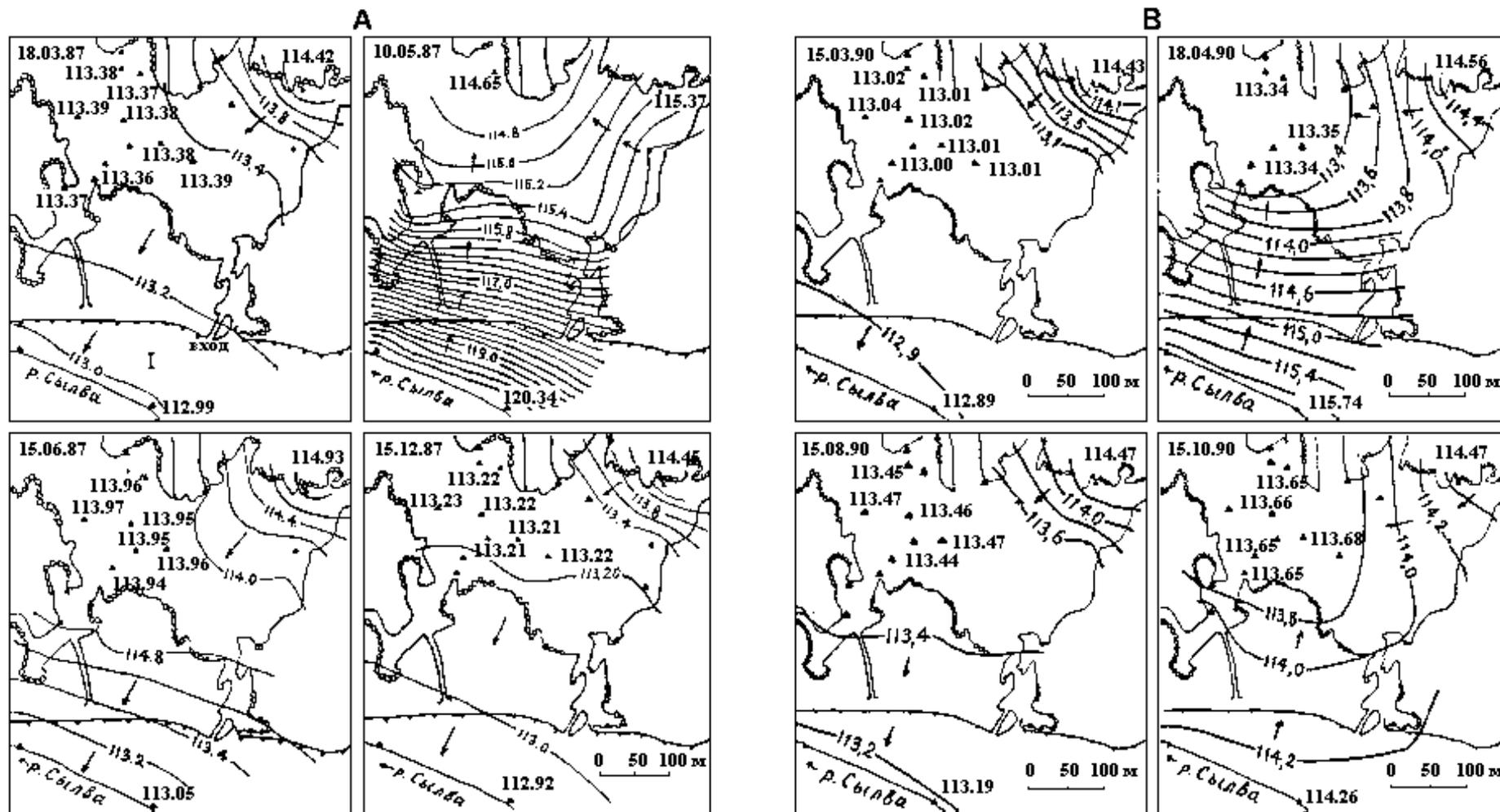


Рис. 3.46. Гидроизогиасы уровня подземных вод для наиболее типичных гидрологических периодов (по К.А. Горбуновой, Г.А. Сычкиной и др., 1995). А - 1987 г. – предпаводковой межени (18 марта), пика весеннего паводка (10 мая), летней межени (15 июня), зимней межени (15 декабря); В - 1990 г. - предпаводковой межени (15 марта), начала паводка (18 апреля), летней межени (15 августа) и осеннего паводка (15 октября)

Лукин (1968) выделяют в неоген-четвертичной геологической истории Предуралья четыре этапа:

I-сильное поднятие в неогене (доакчагыльское время) и образование уступов высоких IV-VI террас;

II-опускание территории (акчагыльское время) и накопление в каньонообразных долинах песчано-глинистого материала неогенового возраста;

III-плейстоценовое поднятие территории и формирование III (эоплейстоценовой), II (мезоплейстоценовой) и I (неоплейстоценовой) террас;

IV-голоценовое поднятие и формирование поймы.

На территории Предуралья в плиоцене и плейстоцене в геолого-тектонической эволюции выделяются две инверсионные фазы регионального уровня, которым по времени заложения соответствуют системы тектонических трещин массива Ледяная гора. Инверсионные фазы характеризовались изменением направлений тектонического стресса, о чем свидетельствует смещение ориентировок систем трещин от I до II по часовой стрелке на 25-30°. Изменение ориентировок стресса отразилось и в формировании двух ортогональных (широтномеридиональных и диагональных) систем разломов, а также в формировании левых сдвигов по широтным и правых, по диагональным разломам, наложенных на широтные и меридиональные.

Принимая во внимание особенности позднемезозойско-кайнозойской геолого-тектонической истории, выделим основные этапы эволюции структурных элементов массива, включающие и элементы карстовой дренажной системы.

**I этап** соответствует инверсионной фазе, восстановившей позднепалеозойско-мезозойскую трещиноватость (система I). По времени этап соответствует олигоцен-плиоценовым эпейрогеническим поднятиям большой амплитуды. Фаза имела кульминацию на рубеже миоцена и плиоцена (альпийский цикл тектогенеза). О малоамплитудных горизонтальных подвижках в массиве свидетельствует наличие крутопадающих (70-75°) на северо-восток и северо-запад внутримассивных трещин системы I. Подъем территории активизировал эрозионные процессы по всему Предуралью. Смещение вниз по разрезу базисов эрозии способствовало смещению карстоформирующей эпифреатической зоны (зоны колебания уровня подземных вод), а раскрытие межпластовых пространств и субвертикальных трещин обусловило локализацию под-

земного стока. Положение подземных полостей в геологическом разрезе плиоценовых террас и особенности их заполнения обломочным материалом дало основание В.С. Лукину [98] предположить интенсивное развитие на этом этапе полостей зоны горизонтальной циркуляции на контакте пород иренского и филипповского горизонтов.

**II этап** развития массива связан с постинверсионной (преакчагыльской) и акчагыльской фазами растяжения. Режим локального сжатия в центральных частях тектонического блока и разгрузки напряжений по его периферии способствовал обрушению сводов карстовых полостей, их заполнению крупнообломочным материалом, формированию обвальнo-карстовых отложений. Опускание территории Пермского Прикамья продолжалось до конца апшеронского века, что привело к заполнению каньонoобразной долины р.Сылвы песчано-глинистым материалом. В местах крупных карстовых обрушений крупнообломочный материал сформировался к началу плейстоцена (380 тыс.лет) в карстовую брекчию. Карстовая брекчия, ее местоположение-индикатор ранних (эоплейстоценовых) этапов карстогенеза. Вопрос генетических особенностей и пространственного распределения карстовых брекчий в пределах района пещеры окончательно не решен.

**III этап** развития массива связан с инверсионной фазой четвертичного периода. Динамические стрессовые воздействия со стороны региональных разломов, ограничивающих тектонический блок, в сочетании с дифференцированным развитием элементов тектогенных форм рельефа обусловили динамичное чередование стадий внутриблоковых «нагрузок» и «разгрузок» напряжений, что вывело блок из состояния статического равновесия. Стадийная смена тектонических режимов с последовательным увеличением продолжительности стадий «нагрузки» обеспечила накопление напряжений вдоль существовавших структурных границ (литологических, дизъюнктивных и т.д.). На данном этапе была сформирована новая система тектонических трещин (система II), а трещины плиоценовой карстовой эпохи были существенно обновлены. Интенсивность тектонических движений этапа была значительно ниже по сравнению с плиоценовой инверсией, что нашло отражение в уменьшении амплитуды колебательных движений [139] и представительности (численность, раскрытость) трещин системы II. С третьим плейстоцен-голоценовым этапом связано возобновление

формирования Кунгурской пещеры (мезо-плейстоцен), ее новых галерей, в настоящее время заполненных водой (голоцен).

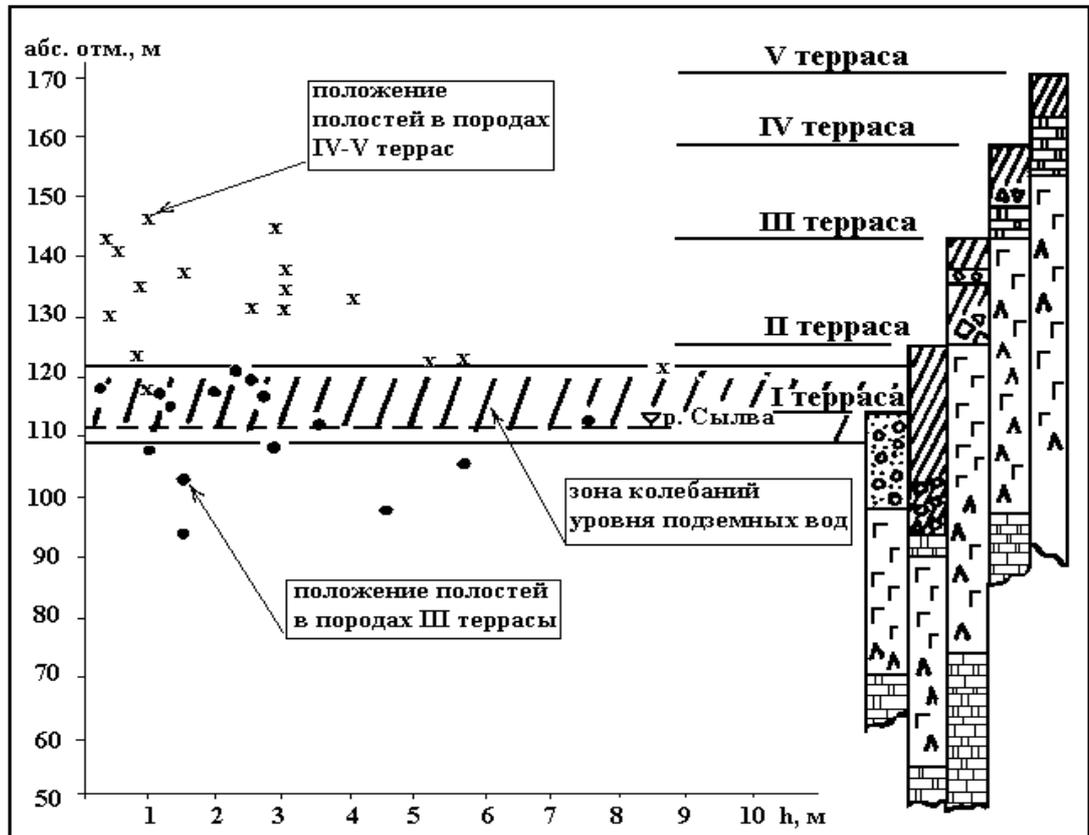


Рис. 3.47. Диаграмма соотношения высотного положения карстовых полостей и их вертикальных размеров (h,м), уровня подземных вод и геологического строения террас в Кунгурском районе

В этапную схему развития карста в данном районе укладываются и местоположения и особенности заполнителя карстовых полостей, вскрытых при бурении в пределах западной и юго-западной территорий г.Кунгура. Сопоставление абсолютных отметок кровли полостей, установившихся уровней подземных вод и уровней уреза р.Сылвы показывает, что геологический интервал колебаний уровня подземных вод является интервалом наиболее оптимальных условий развития подземных форм карста. Более половины всех зафиксированных при бурении полостей находится в зоне изменения уровней, менее полпроцента полостей расположено ниже, а остальные-выше (рис. 3.47). Выше эпифреатической зоны карстовые полости встречены только в

отложениях IV и V террас. Вертикальные размеры отдельных полостей достигают 8м, большинство же полостей имеют размеры от 0.3 до 4.0м. Особенностью обстановки развития большинства таких полостей является их приуроченность к контактам гипсовых и доломитовых слоев - полости сформировались в условиях бронирования гипс-ангидритов пачкой доломитов в зоне горизонтальной циркуляции. Активный этап развития полостей высоких террас соответствует I плиоценовому инверсионному этапу. Полости являются фрагментами обширной трещинно-карстовой дренажной системы. Два типа заполнителей данных полостей - автохтонный (глыбово-щебенистый) в нижней части и автохтонно-аллохтонный (щебенисто-глинистый) в верхней части соответствуют двум этапам геолого-тектонической эволюции массива: а) постинверсионного погружения территории и гравитационного заполнения полостей; б) стабильного опускания территории (фаза растяжения) и консервации полостей привнесенным тонкообломочным материалом.

В зоне современного колебания уровней подземных вод расположены практически все полости, вскрытые в пределах отложений III террасы. Эти полости III плейстоцен-голоценового этапа гидрогеологически активны, их формирование не закончено, о чем свидетельствует максимальное количество провалов, зафиксированных на поверхности III террасы (73 из 124 провалов). Полости расположены на 5-10м ниже кровли гипс-ангидритов ледяно-пещерской пачки, причем доломиты неволинской пачки размыты или раздроблены. Бронирующий слой между карстующимися породами и рыхлыми перекрывающими отложениями отсутствует. Учитывая, что выше по разрезу над полостями залегают карстообвальные отложения, местоположение вскрытых полостей унаследовано от плиоценового этапа карстообразования. Вместе с тем, полости заполнены частично. Исключение составляют полости, находящиеся ниже зоны колебания уровней подземных вод, которые заполнены глинисто-обломочным материалом. Вертикальные размеры отдельных полостей достигают 7.5м. Размеры большинства полостей изменяются от 0.3 до 3.5м.

Итак, обобщив структурно-тектоническую обстановку неоген-четвертичного времени, выделим с позиции эволюции структурных элементов наиболее существенные обстоятельства формирования карста в Кунгурском районе в целом и массиве Ледяная гора в частности: 1) к началу олигоцен-плиоценовой инверсии региональная

структура разрывных нарушений, ограничивающая крупный тектонический блок, в центральной части которого расположен карстовый район, уже была образована; 2) инверсионные горизонтально-вертикальные подвижки, завершившиеся к концу плиоцена, вызвали перераспределение напряжений внутри тектонического блока, что привело к формированию дизъюнктивов в сульфатно-карбонатной толще, фиксируемые в виде линеаментов на космо- и аэроснимках, и тектонических трещин, фиксируемых в обнажениях пород и стенках пещер. И линеаменты и тектонические трещины при пересечениях образуют зоны и участки повышенной плотности, пространственно тяготеющие к границам тектогенных форм рельефа. Территория карстопроявлений пространственно совпадает с участками средних значений плотности линеаментов. Кунгурская пещера расположена на границе участков повышенной и средней плотности линеаментов и приурочена к «узлу трещинной тектоники», сформированному пересечением разноориентированных зон тектонических трещин. Участки относительно высокой плотности линеаментов характеризуются отчетливо выраженной системностью тектонических трещин, что и определяет их пространственную зональность; 3) опускание территории на границе неогенового и четвертичного периодов привело к заполнению (частичному или полному) карстовых полостей глинисто-обломочным материалом, обрушению сводов полостей и возникновению обвально-карстовых отложений, позже преобразованных в карстовые брекчии. Тектонические трещины были частично заполнены минеральными отложениями; 4) инверсионные подвижки начала четвертичного периода активизировали структуру внутриблоковых дизъюнктивов, расширив их азимутальный спектр. Но в целом системы новых трещин мало повлияли на «пространственную консервативность» структуры, что и определило унаследованность положения карстовых форм в пространстве от плиоценового карстового этапа.

Приведенные примеры кинематического анализа карстовых массивов позволяют сформулировать следующие выводы:

- современные типы трещинно-карстовых структур массивов - результат последовательного изменения тектонической ситуации в течение геологической эволюции конкретной территории;

- индикатором изменений направления и характера тектонического стресса являются направления разломов и тектонических трещин;
- условия формирования трещин могут быть определены исходя из литологических особенностей их заполнителя;
- трещины сгруппированы в системы, ориентировка которых свидетельствует о глобальных или региональных изменениях направлений векторов стресса;
- распределение трещин в массивах не является равномерным, а имеет зональный характер;
- рисунок зонального распределения трещин одной генерации соответствует определенной тектонической фазе - инверсии (сжатия) или формирования бассейна осадконакопления (растяжения);
- между основными региональными фазами выделяются промежуточные до- и послеинверсионные, подготавливающие массив к формированию трещин за счет его дестабилизации и накопления напряжений;
- промежуточные тектонические фазы не являются плавными, а характеризуются относительно кратковременными (пульсационными) этапами внутрифазного сжатия или растяжения, как правило, локального характера, не формирующими новых систем трещин, но моделирующими существующие за счет изменения морфометрических параметров систем и отдельных трещин. При этом возможны изменения заполнителя трещин (например, брекчирование, измельчение и др.). Увеличение количества трещин от фазы к фазе и соответствующее расширение трещинных зон последовательно разрушает массив;
- в массивах, разделенных на блоки тектоническими разломами, относительно опущенные блоки наиболее раздроблены. Зоны трещиноватости (зоны растяжения) очень часто являются индикаторами опущенных блоков;
- при существовании благоприятных гидрогеологических и климатических условий зоны трещин локализуют подземные воды и, естественно, являются местами наиболее вероятного развития карстовых форм. При этом, пространственно карстовые формы тяготеют к пограничным участкам между относительно раздробленными и монолитными блоками или соответственно, между опущенными и приподнятыми блоками со смещением в сторону приподнятого;

- пространственная миграция зон трещиноватости, изменение (увеличение) их геометрических параметров от одной активной фазы тектонической эволюции массива к другой накладывает модифицирующий отпечаток на карстовые формы, образованные в массиве во время предыдущих тектонических фаз.

## **Глава 4. КАРСТОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ НА ЗАКАРСТОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ**

В 1985 году научный совет по инженерной геологии и гидрогеологии АН СССР выделил в качестве важнейших научных направлений до 2000 года включительно разработку методических и теоретических основ регионального, типологического и оценочного инженерно-геологического районирования. Актуальность выделенного научного направления применительно к вопросам карстологического районирования очевидна и на сегодняшний день. В вопросах карстологического картирования, районирования, оценки территории и прогноза карстовой опасности остается еще достаточно нерешенных задач, что отмечается почти на протяжении десяти лет как отдельными исследователями, так и в решениях форумов специалистов, например таких как Всесоюзное совещание по картографированию и районированию карста - Владивосток, 1986г., V Всесоюзное карстово-спелеологическое совещание - Киев, 1987г., Международный симпозиум «Инженерная геология карста» - Пермь, 1992г. и другие. Обобщение опыта картирования закарстованных территорий и создание методологических основ построения разномасштабных прогнозных карт карстопроявлений для различных этапов карстологических и инженерно-геологических работ является очевидной.

### **4.1. Проблемы картирования, районирования и типизации закарстованных территорий**

#### **4.1.1. Современное состояние проблем картирования, районирования и типизации закарстованных территорий**

Рассматривая проблемы картирования, районирования и типизации закарстованных территорий в целях прогнозно-оценочных действий, следует отметить отсутствие общепринятых научно обоснованных методических руководств и, как следствие, эмпиричность (субъективность) этих действий.

Инженерное карстоведение, являясь научно-практическим симбиозом инженерной геологии и карстоведения, фокусирует проблемы теории и практики, как той,

так и другой науки. Для инженерной геологии наиболее насущными являются следующие проблемы: 1)установление номенклатуры карт и определение их назначения, 2)определение принципов и методики составления инженерно-геологических карт, 3)определение принципов и задач инженерно-геологического районирования, 4)стандартизация условных обозначений и 5)координация всех карт по инженерно-геологическому картированию. Эти проблемы формулируются, начиная с 70-х гг., как требующие неотложного решения [95].

В инженерном и региональном карстоведении в 1992г. создан макет комплекта карт (масштаба 1:7500 000) карстующихся пород территории СНГ и отдельных регионов [47]. В рамках государственной научно-технической программы № 16 «Безопасность населения и народнохозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф» в 1993 г. составлен комплект карт опасности природных катастроф территории России (главный редактор академик В.И. Осипов). В комплект карт входит «Карта опасности карста на территории России» масштаба 1:5 000 000, выполненная коллективом авторов ПНИИИС, ВСЕГИНГЕО, Гидропроекта, Симферопольского университета, Инженерно-геологического и геоэкологического центра АН России. Вместе с тем, остаются необходимыми 1)обобщение опыта картирования закарстованных территорий, 2)создание методологических основ построения разномасштабных карт прогнозного характера для различных этапов инженерно-геологических работ, 3)составление нормативно-методической документации, затрагивающей терминологические и прогнозно-оценочные аспекты карстово-суффозионного процесса на осваиваемых и освоенных территориях.

В основе практически всех известных карт карста положено картографирование карстующихся пород, выходящих на поверхность. Среди этих карт, помимо упомянутых выше, следует указать следующие, получившие признание и используемые как в карстоведении, так и инженерной геологии: карту карста СССР (масштаба 1:5000 000), продемонстрированную Г.А. Максимовичем в 1947г. на Пермской карстовой конференции; карту закарстованных пород и карстовых явлений масштаба 1:2 500 000, составленную в 1963г. под эгидой ВСЕГИНГЕО под редакцией Н.В. Родионова на территорию Европейской части СССР, Урала и Кавказа, а позже, в 1967г. под той же редакцией на территорию Казахстана. Данная карта помимо карстологических

целей рекомендовалась к использованию при планировании различных видов строительства, при составлении программ и проектов инженерно-геологических и гидро-геологических исследований. Районирование в данной работе проведено по структурно-тектоническому принципу. Показав территориальное соотношение карстующихся и некарстующихся пород, их литологию, авторы отразили важные элементы строения массивов, способствующие общей оценке карстоопасности, а именно: наличие прослоев и линз карстующихся пород среди некарстующихся, глубины залегания карстующихся толщ под терригенными отложениями, местоположение полостей. При построении карты территории юга средней Сибири, масштаба 1:2 000 000 Р.А. Цыкин и Ж.Л. Цыкина [187] использовали схему районирования карста СССР Г.А. Максимова. Районирование в данной работе проведено на геолого-структурной основе, что дает возможность генетической и возрастной привязки карстовых массивов, их морфоструктурной и климатической оценки. В работе карстовые области соответствуют горно-складчатым сооружениям и межгорным впадинам, карстовые районы отвечают отдельным геоблокам, слагающим карстовую область (передовой прогиб, срединный массив, антиклинорий, синклинорий, складчато-блоковые зоны), карстовые участки выделены по геологическим и карстологическим данным. Следует отметить карту масштаба 1:7 500 000, выполненную ПНИИИС Госстроя РФ в известных «Рекомендациях по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территории для промышленного и гражданского строительства в карстовых районах СССР» (1967); карту карста Украины и Молдовы масштаба 1:1 500 000, выполненную Б.Н. Ивановым в 1965-1970 гг.

Карты Украины и Молдовы масштабов 1:2 500 000 и 1:1 000 000 (подготовленные Г.Н. Дублянской и В.Н. Дублянским в соавторстве с большим коллективом авторов в рамках решения IV Всесоюзного совещания по картографированию и районированию карста (Владивосток, 1986) и V Всесоюзного карстово-спелеологического совещания (Киев, 1987) по созданию карты распространения карстующихся пород СССР масштаба 1:2 500 000), занимают особое положение. Основные результаты данной работы и макет карты были представлены Г.Н. Дублянской на Международном симпозиуме «Инженерная геология карста» (Пермь, 1992), а методические подходы к картографированию, районированию и инженерно-

геологической оценке закарстованных территорий с акцентом на территорию Украины и Молдовы представлены авторами в монографии «Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий» (1992).

Из работ более крупного масштаба следует выделить карту карста Пермской области масштаба 1:500 000 и пояснительную записку к ней в виде монографии «Карст и пещеры Пермской области», выполненную коллективом авторов под руководством К.А. Горбуновой (1992). В этой работе приведено описание геолого-гидрогеологических и геоморфологических особенностей развития карста с учетом характера техногенной нагрузки, дана характеристика наиболее типичных карстовых форм, проанализированы условия строительства в карстовых районах.

Как отмечают Г.Н. Дублянская и В.Н. Дублянский [45], общими недостатками практически всех мелко- и среднемасштабных карт являются 1) отсутствие информации о перекрывающих отложениях (возраст, мощность, литология, фильтрационные особенности), 2) нечеткость подходов к определению границ распространения карстующихся пород, 3) отсутствие информации о палеокарстовых формах, а также 4) обстановках, в которых карстующиеся породы занимают подчиненное значение или находятся под некарстующимися породами на глубинах более 20м (до глубин, где влияние техногенных факторов достаточно эффективно). Указанные недостатки частично были устранены при составлении карты Пермской области, частично в работе вышеупомянутых авторов.

В процессе работ по составлению карт закарстованности были сформулированы новые принципы картографирования:

- наличие карстующихся пород учитывается при любой глубине их залегания, независимо от наличия перекрывающих отложений;
- территории картируются по принципу выделения четырех литологических схем: а) карстующиеся породы разного состава, б) толщи их переслаивания, в) толщи переслаивания карстующихся пород и некарстующихся, г) прослой карстующихся пород среди некарстующихся;
- при картировании принимается во внимание литология и возраст первой от поверхности толщи карстующихся пород в пределах выделенного стратиграфического

подразделения. Более глубоко залегающие толщи показывают на геологических разрезах и стратиграфических колонках.

Весьма перспективен и наиболее эффективен при составлении карт и анализе карстологической ситуации крупных регионов, где литологические границы проводятся с большой степенью условности, привлечение палеогеографических и палеогеологических карт совместно с результатами современных разномасштабных и разноцелевых съемок. К сожалению, применение палеокарт при картографировании среднего масштаба часто неприемлемо из-за их условности и отсутствия для многих карстовых регионов.

Не приходя к согласию при обсуждении деталей производства картирования, районирования и оценки, практически все исследователи-карстоведы единодушны в том, что закономерности распространения и развития карста определяются геолого-структурной обстановкой, неотектоникой и крупными геоморфологическими элементами. Именно эти особенности развития закарстованных территорий послужили принципиальной основой многих схем районирования.

Геоструктурный принцип - совпадение выделяемых провинций, областей и большинства районов с основными структурами исследуемых регионов - занял главенствующее положение в первых работах по районированию, относящихся к 50-60-м гг. нашего столетия. В более поздних работах этот принцип получил дальнейшее развитие, не утратил своего значения и был дополнен литологическими и гидрогеологическими параметрами, особенно в работах, посвященных локальному районированию [191].

Очевидно, что в традициях современных представлений о закономерностях развития карста, используемых критериев районирования и типизации, прогнознo-оценочные мероприятия относительно карстовых массивов должны содержать:

1. Анализ глобальной и региональной геолого-структурной обстановки - принадлежность территории к дизъюнктивной или пликативной геотектонической структуре первого порядка, ее элементу или контактной зоне между структурами; наличие структур второго-третьего порядков и характер их границ (резкий дизъюнктивный или плавный пликативный и литологических замещений); направленность и режим

взаимных перемещений крупных геоблоков (древних, неотектонических, современных, включая анализ эндогенных проявлений типа сейсмичности).

2. Анализ локальных геолого-структурных, геоморфологических и гидрогеологических обстановок, подчиненных тенденциям регионального уровня - соотношение структурного плана (складок и разрывных нарушений), глубин и ориентировок эрозионных врезов, элементов древнего рельефа, деструктивных зон; характер соотношения растворимых в разной степени и нерастворимых пород массива (тип контактов, характер переслаивания, мощность, состав, сплошность, сохранность, элементы залегания, включения, растворение которых повышает агрессивность подземных вод по отношению к вмещающим породам); гидродинамическая зональность, условия и пространственное соотношение областей питания, транзита и разгрузки подземных вод, амплитуды сезонных колебаний уровней, химический состав, минерализация и температура подземных вод.

3. Анализ пространственного распределения карстовых форм (генетический тип, морфология, морфометрия) с учетом обстановок карстообразования и типа техногенной нагрузки.

#### 4.1.2. Степень карстоопасности и ее оценка

Карстовая конференция 1947г. (Пермь) определила карстоведение как особую отрасль знаний о химическом и физическом воздействии воды на горные породы. Инженерное карстоведение было определено, как прикладной раздел общего карстоведения, включающий в себя изучение особенностей возведения инженерных сооружений в карстовых областях и связанное с этим специальное картирование, методику и разведку карста при различных видах строительства, а также методы инженерной защиты. Выделение инженерного карстоведения как отдельного раздела было в определенной степени условно, поскольку ряд практических вопросов решало общее карстоведение (например, роль карстовых явлений в различных видах строительства, особенностях водоснабжения и сельского хозяйства, полезные ископаемые, связанные с карстом).

Период после конференции 1947г. характеризуется становлением методического и расчетного арсенала, накоплением различных вариантов оценок устойчивости

территорий в практических отраслях карстоведения. Часть предлагаемых методов основывалась на геолого-гидрогеологических принципах исследований, изложенных Ф.П. Саваренским [165, 166], другая часть учитывала геологию объектов в сильно упрощенном виде. Например, С.В. Альбов [3] предпринял попытку анализа влияния горного давления в сводах подземных карстовых пустот на образование провалов. Оценивая обрушение как предельную деформацию горных пород, вызванную комплексом напряжений при нарушениях равновесия в массивах, С.В. Альбов определил возможность появления провала в зависимости от геолого-гидрогеологического строения верхней части массива, физико-механических свойств пород, давления надсводовой толщи и размеров полости. В данном случае работа сыграла методическую роль поскольку являлась примером использования по принципу аналогий элементов расчета из арсенала сопредельных геологических наук.

Одной из первых работ, посвященных оценке карстовой опасности, является работа З.А. Макеева [100]. Ссылаясь на полевые исследования 1931 года в Приуфимском районе, автор привел схему выделения площадей по степени их пригодности для строительства. По мнению В.В. Толмачева и Ф.Ройтера [182] работа имела принципиальную важность для последующих поколений инженеров-геологов, изменив основу оценки закарстованной территории с общегеологических на практические позиции; оказала отрицательное воздействие на развитие отечественного карстоведения, дав основу для детализации, абсолютизации и доведения до абсурда предложенной схемы из пяти категорий устойчивости территории. Справедливости ради стоит отметить, что З.А. Макеев, ссылаясь на И.В. Попова, отмечал, что в основе выделения категорий устойчивости площадей должны быть результаты изучения таких природных факторов, как характер рельефа, геологическая структура, грунтовые условия, гидрогеологические условия, современные физико-географические процессы. З.А. Макеев отмечал, что **можно рекомендовать** выделение инженерно-геологических участков **только по признаку закарстованности**, но такие карты не могут считаться инженерно-геологическими без учета природных факторов ни в локальном, ни в региональном аспектах. Категоризация территории по интенсивности воронко-(провало-)образования была предложена для среднемасштабных карт и, при достаточной густоте документируемых точек (обнажения, воронки, буровые скважины, шурфы и пр.)

для более крупных масштабов (1:25 000 - 1:10 000). По нашему мнению, причина доведения до абсурда (в некоторых случаях) схемы З.А. Макеева - в отходе от информативной, но чрезвычайно сложной, дорогостоящей, особенно при крупномасштабных исследованиях, общегеологической позиции в оценке закономерностей развития карста. Оценка устойчивости по признаку закарстованности не требует специальных знаний в области карстоведения, большого количества исходной информации, а следовательно больших затрат в условиях недавней интенсификации освоения территорий и отсутствия (как правило) результатов крупномасштабных геологических (или комплексных) съемок.

Инженерная геология карста в вопросах нормативной оценки устойчивости территорий пошла по пути совершенствования методов стандартного прогнозирования провалообразования, без глубокого изучения геологических основ закономерностей развития закарстованного массива. Еще в 1964 г., анализируя карстовые районы Урала и Предуралья, В.С. Лукин отметил, что метод оценки устойчивости территорий по количеству впадин на  $1\text{ км}^2/\text{год}$  или 100 лет хорош при мелкомасштабных исследованиях, где возможно введение среднеплощадной оценки провалообразования, но неосостоятелен для крупномасштабных исследований ввиду крайней неравномерности развития карста. Здесь, отметил автор, целесообразнее всего оценить рельеф карстующихся пород, мощность покровной толщи и наличие в ней устойчивых пород, положение уровня грунтовых вод, их химизм, мощность зоны активного развития карста, местоположение подземных полостей [96]. В пределах каждого типа обстановок закономерности развития и распределения карста, а следовательно и оценка карстоопасности обладают специфическими чертами.

В вопросах оценки степени закарстованности пород, а также скорости развития карстовых процессов и отдельных карстовых форм, единая методика на конец 50-х годов отсутствовала. Вместе с тем наиболее оценимыми, общепринятыми показателями перспектив пространственного распределения карстовых форм в массиве были приняты поверхностные карстопроявления и трещины, поддающиеся учету, систематизации и анализу.

В современной специальной литературе исследователь может найти следующие варианты оценки закарстованности:

- в результате подсчета поверхностных карстовых форм на единицу площади исследуемой территории. Анализ результатов производится в зависимости от принадлежности района (участка) к тому или иному элементу тектонической структуры или участкам с различным геологическим строением, чаще к тому или иному элементу рельефа;
- в результате подсчета объемов естественной сработки уровня водоносного горизонта. В данном случае объем пустот принимается равным объему вытекающей воды;
- по результатам исследований с применением геофизических методов, как правило, электроразведки или сейсморазведки;
- по результатам изучения керна буровых скважин, условиям проходки скважин, шлифов закарстованных пород, прямым наблюдениям в горных выработках (шахтах, скважинах большого диаметра, карьерах, спелеообъектах и т.п.);
- в результате установления зависимости между закарстованностью и водопроницаемостью;
- по результатам определения фильтрационных свойств пород массива опытными откачками и нагнетаниями;
- в результате определения степени закарстованности по разности расходов водотока до входа в карстовый массив и при выходе из него.

Все перечисленные варианты оценки прямо или косвенно отражают особенности геолого-структурного строения массивов, их гидродинамические особенности, основываются на понятиях о свойствах структуры карстового массива. В начале 70-х годов все перечисленные положения были отражены в справочных изданиях для инженеров-геологов.

Анализ специальной литературы показывает, что в инженерно-карстологической практике сложились три типа оценки устойчивости территорий, предусматривающие различный уровень знаний о структуре исследуемых геологических объектов.

**I тип**, наиболее распространенный, закрепленный СНиП 1.02.07-87 (Инженерные изыскания для строительства, 1988) для целей районирования по результатам изысканий. Территория оценивается по количеству новых провальных форм в тече-

ние единицы времени (год) на единицу площади ( $\text{км}^2$ ), а также по средним диаметрам провалов [170]. Оценка по этим показателям является приближенной, в некоторой степени условной, поскольку, косвенно отражая структуру карстового массива, фактически не учитывает степень подготовки участков к провалообразованию, их внутренние, геологические особенности. Существуют и модификации указанного метода, более точные, отражающие морфологические особенности провалов, зависящие от механизма провалообразования, а он в свою очередь от геологического строения участка, его гидрогеологических параметров.

**II тип**, более объективный (по характеристике Г.С. Золотарева [56]), учитывающий скорость современных карстовых процессов и степень их опасности на основе данных о водном балансе, гидродинамической зональности, интенсивности водообмена и степени минерализации различных частей массива. Данный тип предусматривает приближенно-количественную оценку состояния элементов структуры массива.

**III тип** получил развитие в последние 10-15 лет и основан на применении вероятностно-статистических методов при учете связи «независимых» факторов карстообразования и карстопроявлений. Оценка территории в основном базируется на следующем принципе: интенсивность карстовых провалов пропорциональна плотности воронок и их размерам. Для эффективного применения вероятностно-статистических методов (ВСМ) необходимо основать прогноз на достаточно объективной модели карста оцениваемой территории, отражающей элементы строения массива и динамику их взаимодействия. При прогнозе опасен формальный подход, без учета, например техногенных изменений действующих факторов, поскольку эффективность ВСМ возрастает в пределах относительно однородной среды карстопроявлений. ВСМ дают хорошие результаты прогноза при наличии данных долговременных стационарных наблюдений, особенно на уровне региональных прогнозов. К недостаткам оценки следует отнести то, что «независимые» факторы карстообразования практически не существуют [56].

Резюмируя, можно сделать следующие выводы:

1. В практике карстологических прогнозов устойчивости территорий отсутствуют оценки, изначально базирующиеся на особенностях структуры карстовых мас-

сивов. Отсутствие таких методов оценки определяется: во-первых, сложностью и неоднозначностью установления пространственного распределения структурных неоднородностей, благоприятных для развития карста, особенно на «закрытых» территориях и, во-вторых, доступностью и простотой регистрации форм поверхностного карста, анализа их морфологии и морфометрии.

2. Эффективность прогноза карстопроявлений на любом уровне (глобальном, региональном, локальном, детальном), при использовании любой разновидности оценочных методов резко повышается при условии использования критериев структурно-тектонической однородности массивов или их структурных элементов.

3. При предварительном прогнозе карстопроявлений и установлении структурно-тектонических условий и факторов развития карста (особенно на региональном уровне) используются общие закономерности, сформулированные еще в работах конца 50х-начала 60-х годов нашего столетия и вошедшие практически во все справочники и нормативные документы.

#### 4.1.3. Общие положения оценочно-прогностических действий

Основу оценочно-прогностических действий в отношении закарстованных территорий составляют положения, получившие развитие в теории инженерно-геологического прогноза. Элементы научного предвидения присутствуют во всех видах карстологических исследований - глобальном, региональном, локальном, детальном. Исследования направлены на установление общих, региональных, специфических или частных обстановок (соответственно масштабу исследования), в которых реализуется карстовый процесс. Более того, наибольшая часть исследований, особенно в региональном и инженерном карстоведении, выполняются с целью прогноза масштабов, интенсивности и направленности (динамики) карстового процесса. Прогнозный характер исследований на закарстованных территориях связан с необходимостью их безопасного инженерного освоения. Карстологический прогноз развивается как в теоретическом, так и практическом аспектах, что соответствует задаче инженерной геологии в целом, как ее сформулировал И.В. Попов [156]. Он в теоретическом аспекте задачи выделил *изучение динамики земной коры в связи с инженерной*

*деятельностью человека, а в практическом - прогноз взаимодействия инженерного сооружения с геологической средой.*

Прогноз, являясь практическим завершением изучения условий и факторов протекания процесса, основывается на максимально достоверных сведениях о комплексе особенностей изучаемой территории. Прогнозирование карста, его катастрофических проявлений, основано на установлении генетических особенностей пород, слагающих карстующийся массив, определении поведения массива в целом и его отдельных частей (элементов) под влиянием внешних и внутренних физико-химических воздействий. В связи с этим нельзя не согласиться с В.В. Толмачевым и Ф. Ройтером в том, что «прогнозирование карста должно быть основано на полном понимании условий карстования» [182].

Понятие «карстологический прогноз» можно сформулировать как ***научно обоснованное предсказание условий и факторов состояния, последовательности и механизма развития карстового массива в целом или его отдельных элементов, включая карстовые формы.*** Наличие двух форм существования объекта - «состояния» и «развития» определяется использованием в теории геосистем понятий «квазистатическая геосистема» и «динамическая геосистема» [18].

Разработка карстологического прогноза требует от исследователя знаний законов пространственно-временной эволюции карстового массива, в том числе и под воздействием различных типов деятельности человека. Пространственно-временная эволюция подразумевает изменение всех элементов массива, включая карстовые формы. Именно изучение динамики карстового массива, динамики природно-техногенных систем должно быть взято за основу разработок теории карстологического прогноза. Данное положение соответствует концепции инженерно-геологического прогноза с точки зрения системного подхода [19]. Традиционный (практический) прогноз позволяет установить состояние и свойства элементов системы на конкретный момент времени. Прогноз динамического состояния и свойств геосистемы позволяет предсказывать процесс ее движения на период времени. В ряде случаев немаловажное значение, наравне с состоянием и свойствами элементов, приобретают тенденции развития связей элементов систем.

В инженерной геологии используются прогнозы трех классов: устанавливающие, ретроспективные и перспективные. Целесообразно и применительно к карстологическому прогнозу придерживаться данного деления (табл. 4.1).

Таблица 4.1

**Характеристики карстологических прогнозов**

<b>Класс</b>	<b>Планируемый результат</b>	<b>Временной признак</b>	<b>Характер анализа</b>	<b>Уровень исследований</b>	<b>Этапы инженерных работ (масштаб)</b>
<b>Устанавливающий</b>	Выявление общих черт существующих условий развития процесса	Безотносительный, бессрочный	Качественный, качественно-количественный по признакам-факторам	Глобальный, региональный, локальный	Этапы планирования и ранние стадии проектирования (1:100 000 1:200 000 и мельче)
<b>Ретроспективный</b>	Восстановление условий и факторов событий геологического прошлого	Бессрочный	Качественный, качественно-количественный по признакам-факторам	Глобальный, региональный, локальный	
<b>Перспективный</b>	Обоснование возможности возникновения геологических событий	Срочный	Количественный по ведущему фактору или группе факторов	Локальный, детальный	Проектирование и инженерно-геологические (карстологические) исследования (1:50 000-1:25 000 до 1:5 000 и крупнее)

Устанавливающий (предположительный) прогноз применяется для выявления общих черт геологических и других условий, возможности реализации в них геологических (инженерно-геологических) процессов на основе анализа имеющегося и поступающего фактического материала. При данном прогнозе ведущим является метод аналогий.

Ретроспективный прогноз применяется при восстановлении условий и факторов возникновения и развития событий, имевших место в геологическом или историческом прошлом.

Перспективный прогноз, наиболее важный для инженерной практики, предназначен для обоснования возможности возникновения событий, не проявившихся ранее на исследуемом участке. Прогнозируется возникновение конкретных геологических и инженерно-геологических процессов или явлений в результате прямого или косвенного техногенного влияния на массив [128].

В соответствии с отношением к временному классификационному признаку прогнозы делятся на: безотносительные, срочные и бессрочные [19]. Безотносительные ко времени и бессрочные (долговременные) позволяют учесть тенденции изменения факторов или свойств природной или природно-техногенной систем без указания времени достижения системой в целом определенной критической ситуации к анализируемому свойству или фактору. На ранних этапах инженерно-геологических (инженерно-карстологических) работ эти виды прогнозов, как правило, имеют качественный характер и чаще всего применяются при оценочно-прогностических мероприятиях глобального, регионального, реже локального уровней.

Срочные прогнозы (заблаговременные - годы, годовые или сезонные; краткосрочные - месяцы, дни; экстренные - часы, минуты по Е.П. Емельяновой [52]) позволяют получить точный результат при условии количественной контролируемости ведущего фактора процесса, его учета методами статистики. Срочные прогнозы возможны, если карстовый массив подвержен техногенному влиянию, но при этом должны быть использованы данные, определяющие характер и интенсивность ведущего техногенного фактора (например величину стока бытовых или промышленных вод, его интенсивность, периодичность, механическую или химическую агрессивность вод и др.). Применительно к карстовым массивам методы срочных прогнозов практически не разработаны.

По определению В.Д. Ломтадзе (1978) необходимыми методами инженерно-геологического прогноза являются: естественно-исторический, экспериментальный, геологического подобия, моделирования, вероятностно-статистический и расчетно-теоретический. Методы, используемые при карстологических исследованиях, практи-

чески сопоставимы с методами инженерно-геологического прогноза. Изучение карстовых массивов проводится комплексно на всех этапах и применительно ко всем видам исследований.

В.М. Кутепов и В.Н. Кожевникова (1989) на основе обобщения опыта карстологических исследований выделили: 1) методы инженерно-геологического анализа; 2) методы инженерно-геологических аналогий; 3) вероятностно-статистические (аналитические) методы; 4) методы моделирования; 5) методы стационарных режимных наблюдений. В приведенном комплексе *инженерно-геологический анализ занимает положение основы*. Инженерно-геологический анализ предполагает изучение условий развития карста, закономерностей распространения закарстованности, изучение скорости карстового процесса и распределения карстовых и сопутствующих явлений, как на поверхности, так и в массиве, изучение основных условий и факторов развития деформационных процессов, нарушающих устойчивость территории.

Объединим методы, используемые в практике карстологического прогноза, в группы, каждая из которых призвана выполнять специфическую задачу.

**Эмпирико-теоретическая группа** основана на использовании (обобщении) эмпирического материала в свете теоретических представлений при установлении закономерностей развития процесса на генетическом и историко-геологическом уровнях. Материалом для прогнозирования служат результаты комплексных или специальных полевых исследований. При данном прогнозе используются методы смежных геологических наук, например, таких как тектоника, геоморфология, динамическая геология, региональная геология. Совокупность методов определяет историко-геологический прогнозный подход. Данный подход оправдывает себя при установлении закономерностей развития и проявления естественных геологических процессов, позволяя сформулировать концептуальные, базовые положения эволюции любого геологического объекта. Результат представляет собой концептуальную модель эволюции объекта, которая при исследовании природно-техногенных систем дополняется данными, отражающими техногенное влияние на структуру и взаимоотношение элементов структуры изучаемого объекта.

**Модельно-теоретическая группа** базируется на использовании механико-математических теоретических моделей точных наук (механики, гидродинамики и

др.). Необходимыми условиями моделирования являются тождественность модели и объекта, надежность расчетных показателей. Данные условия затрудняют применение прогноза применительно к природным процессам вследствие многофакторности последних, часто труднооценимых количественно.

**Вероятностно-статистическая группа** основана на применении методов математической статистики, теории информации.

**Группа сравнительного прогнозирования** основана на применении метода аналогий. Сходимость объектов по существенным (например, генетическим) признакам обеспечивает сходство данных объектов и по второстепенным признакам. Сравнимые признаки обеспечиваются количественными характеристиками. Так, опыт изысканий для гидротехнического строительства свидетельствует о том, что часто сравнительное прогнозирование дает более эффективные результаты, нежели новые расчеты или лабораторное моделирование, что обусловлено огромным опытом возведения сооружений данного типа [99, 128].

Среди инженеров-геологов и карстоведов нет единого мнения о том какие факторы имеют наибольшее влияние на карстовый процесс и какое количество факторов необходимо учесть, чтобы получить достоверную картину. В результате анализируется их произвольный набор.

Несомненно, что использование сравнительных признаков-факторов (индикаторов) качественных или количественных весьма субъективно. Тем не менее, зачастую данный метод является единственным для предсказания структуры и свойств карстовых массивов.

Прогнозирование подчиняется определенным правилам, используемым в достаточно четкой последовательности [19, 128]. Эти правила, используемые в практике инженерно-геологического прогноза, обязательны к применению и в случаях прогноза карстологического: 1) обосновываются и формулируются цели и задачи прогноза, 2) сопоставляются и накладываются различные классы, виды и группы признаков, 3) методические группы прогнозов разрабатываются исходя из особенностей массивов и степени их изученности, 4) проверяется точность, обоснованность, достоверность и заблаговременность прогнозной схемы, 5) по мере выполнения прогноз корректиру-

ется исходя из результатов обработки исходной информации, поступления новых данных о массиве и инженерном объекте.

Вследствие многофакторности не все геологические и инженерно-геологические процессы поддаются точному количественному прогнозу. Так, для природного, природно-техногенного карста как процесса с массой сопутствующих явлений, часто динамичных, катастрофических, повсеместно используется качественная или качественно-количественная оценка.

Качественная или качественно-количественная оценка карста может быть проведена на любом этапе инженерных работ. На этапах планирования и ранних стадиях проектирования сооружений при этом используются элементы пространственного (регионального) качественного прогноза. При проектировании и изысканиях прибегают к оценке, содержащей элементы пространственно-временного (локального) качественно-количественного прогноза. Содержание самой оценки определяется видом хозяйственной деятельности, его влиянием на структуру массива, существующими и возможными геологическими и инженерно-геологическими процессами. Оценка может быть общей в случае разнообразного использования территории или специальной, предусматривающей отношение к конкретному виду деятельности [19].

Основой количественной оценки служат стационарные или режимные наблюдения. Подобные наблюдения, позволяющие устанавливать динамику развития карстового процесса на фоне структурных особенностей массива, а также механизмы образования и развития карстовых явлений (например, провалов) с использованием экспериментально-лабораторной базы организовывались практически на протяжении всей истории отечественного карстоведения. Например, одной из первых в 30-х годах с целью изучения карста в условиях разработки угля шахтным способом в интенсивно дислоцированном районе Западного Урала была создана Кизеловская карстовая лаборатория. Кунгурский карстовый стационар был организован для изучения динамики крупного спелеообъекта - Кунгурской Ледяной пещеры, карста Урала и Предуралья. Более 30 лет велись ежегодные наблюдения за переформированием закарстованных берегов Камского водохранилища, что позволило создать основу прогноза этого процесса [39]. Сильная экспериментальная база Дзержинской карстовой лаборатории позволила занять ей лидирующее положение в разработке методов прогноза карстовых

деформаций провального типа. Одним из последних организован инженерно-геологический полигон созданный в рамках выполнения комплексных исследовательских работ на газопроводах предприятия «Пермтрансгаз». Полигон включает участок 1649-1653км магистральных газопроводов Ужгородского коридора и 1.5км зону примыкания к нему в районе п.Красный Ясыл (Ординский район Пермской области). Цель создания полигона – отработка систем противокарстовой защиты, поиск оптимальных видов карстологического прогноза и стабилизации карстового процесса для предотвращения аварий на магистральных газопроводах. Полигон создан в 1995г. при непосредственном содействии Института карстоведения и спелеологии РГО РАН.

Экспедиционные научные исследования специализированных организаций и лабораторий позволили выяснить многие особенности гидрологии, гидрогеологии, геологии как отдельных спелеообъектов, так и многих карстовых регионов. Среди систематических исследований подобного рода широтой охвата проблем и глубиной научного подхода выделяются работы, выполненные под руководством Г.А. Максимова и К.А. Горбуновой в Предуралье и на Урале, В.Н. Дублянского в Крыму и на Кавказе, А.Б. Климчука в Приднестровской Подолии, Тянь-Шане, Р.А. Цыкина в Сибири. Систематические научные исследования внесли существенный вклад в разработку теоретической базы общего и специального карстологического прогноза. Обобщающие работы по карстовым регионам, например такие как «Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР» (Дублянский, Кикнадзе, 1984), «Карст Сибири» (Цыкин, 1990), «Карст и пещеры Пермской области» (Горбунова, Андрейчук и др., 1992) и десятки других, выполненных отечественными и зарубежными карстоведами, имеют прогностический характер, поскольку направлены на освещение региональных пространственных, а в ряде случаев и пространственно-временных закономерностей развития карста, генетических особенностей процесса в природных и природно-техногенных обстановках. Как правило, основными результатами подобных работ являются схемы карстологического районирования, используемые в дальнейшем в целях более детальных и точных оценочных мероприятий. Практически все региональные обобщения содержат элементы устанавливающего и ретроспективного прогнозов, а по комплексу примененных методов относятся к эмпирико-теоретической группе. В развитии перспективных прогнозов с использованием веро-

ятностно-статистического и сравнительного прогнозирования применительно к закарстованным массивам, большую роль сыграли специальные инженерно-геологические службы Гидропроекта и Госстроя. Опыт этих организаций время от времени находит отклик в специальных рекомендациях, нормативных документах, реже в авторских монографиях [99, 162, 170, 182, и др.]. Вместе с тем следует отметить, что использование вероятностно-статистических методов локального прогноза не всегда эффективно и на сегодняшнем уровне практически не требует от исследователя знаний законов развития карста, поскольку методы обеспечивают количественный контроль не ведущего фактора процесса, а его поверхностных проявлений - воронок, провалов. Данная группа методов обеспечивает косвенную оценку динамики систем типа «карстовый массив - инженерное сооружение».

В любом случае карстологические наблюдения, в соответствии с общей методикой проведения оценки, способствует выполнению задач различных этапов инженерно-геологических работ (оптимизации, планирования, проектирования, строительства, управления). При этом расчетные параметры карстового процесса, способствовавшие предсказанию возможного местоположения, скорости и ориентировочного времени опасных проявлений, получены в случаях решения частных или локальных задач. Получение универсальных показателей или параметров - дело будущего. При региональной оценке расчетные параметры карстового процесса не разработаны, но используются количественные (площадные или объемные) показатели карста. Качественная региональная оценка по сравнению с количественной частной или локальной не теряет актуальности даже в условиях отсутствия универсальных наборов признаков-факторов поскольку *1) отражает строение и свойства сложных неоднородных систем коими являются карстовые массивы, 2) способствует разделению неоднородной системы на квазиоднородные подсистемы, в которых карстологические параметры можно представить в виде оценки средних значений.*

Указанные аспекты применения качественного прогноза или качественной карстологической оценки и определяют их актуальность, поскольку на сегодняшний день «единственным способом прогнозирования движения неоднородных геологических систем остается способ их дискретизации на квазиоднородные подсистемы» [19, с.250].

## 4.2. Методические аспекты карстологического районирования и типизации

Оценка устойчивости любого ранга территории предполагает генетико-морфологическое районирование как способ выявления закономерностей пространственного (в ряде случаев пространственно-временного) распределения (изменения) условий проявления процесса, а следовательно, условий освоения данной территории. В инженерной геологии генетико-морфологическое районирование подразумевает региональное, типологическое и смешанное районирование.

Региональное районирование, согласно схеме И.В. Попова, предполагает деление территории на соподчиненные таксонометрические единицы (регион, провинция, зона, область, район, участок). Каждая последующая единица площади получается от деления на части предыдущей на основе определенных признаков. Так, в соответствии с широко используемым таксонометрическим делением регион выделяется на основе структурно-тектонических данных, область - геоморфологических, район - по сходному геологическому строению, участки - по интенсивности экзогенных геологических процессов, гидрогеологическим условиям, составу и строению пород. Провинции в пределах регионов, зоны в пределах провинций выделяются на основе класса грунтов (с жесткими связями, без жестких связей, их сочетания) и их состояния, обусловленного фазовым содержанием воды в них. При любом делении части являются территориально целостными [184].

Типологическое районирование сводится к выделению среди многообразия обстановок определенного числа их типов, характеризующихся, по определению Е.М. Сергеева (1978), наиболее общими и существенными признаками инженерно-геологических условий.

Смешанное содержит действия как регионального, так и типологического районирования.

Помимо генетико-морфологического в инженерной геологии применяется оценочное районирование, предполагающее интегральную оценку условий по системе признаков-факторов.

Карстологическое районирование не укладывается абсолютно в существующие схемы какого-либо из перечисленных типов инженерно-геологического районирования.

ния, но, тяготея к сравнительно-оценочному, оно вобрало черты генетико-морфологического, смешанного районирования и по сути представляет собой особый тип прогнозно-оценочных действий.

В карстоведении и инженерном карстоведении, в частности, нет единой позиции в использовании таксонов, определении их соподчиненности и границ [45]. В силу сложившихся представлений, критерием которых является практика картирования и районирования, а также специфика развития карста, при карстологическом районировании чаще всего используется следующий таксонометрический ряд: страна-провинция-область-район-участок-поле. В основе карстологического районирования в качестве критериев выделения таксонов изначально, от работ И.В. Попова, М.А. Зубащенко, В.А. Варсанюфьевой, Г.А. Максимовича, К.А. Горбуновой и др., приняты: геологическое строение территории, состав, мощность, состояние и обводненность карстующихся пород, картирование которых позволяет выявлять неоднородность развития карста, многообразие его проявлений, а в итоге определяет прогнозные возможности карт и схем.

Карты масштабов 1:1 000 000 и мельче отражают глобальную структуру карстопроявлений, несут качественную справочно-информационную нагрузку применительно к странам, провинциям, областям и районам, выделяемым на фоне геоструктур первого-третьего порядков и их элементов.

Карты масштабов 1:500 000 - 1:100 000 отражают региональные закономерности развития и распределения карста на фоне областей и районов, выделяемых в пределах элементов геоструктур третьего порядка и крупных структур четвертого порядка с учетом литологических типов карстующихся пород, гидродинамической, гидрохимической и геоморфологической ситуаций. Такие карты обладают количественно-качественными критериями типизации исследованной территории.

Карты масштабов 1:25 000 - 1:50 000 содержат информацию о локальных закономерностях карстопроявлений и условиях развития процесса. Участки, выделяемые на фоне районов, локализуются в пределах мелких структур высоких порядков (от четвертого и выше) или элементов (фрагментов) крупных структур третьего-четвертого порядков и являются геоморфологически обособленными, характеризующимися гидродинамическими, гидрохимическими, геолого-литологическими показателями.

телями состояния и строения массива, а также морфолого-морфометрическими качественно-количественными показателями закарстованности в пределах карстовых полей.

Карты масштаба 1:10 000 и крупнее отражают частные закономерности карстопроявлений на фоне геолого-гидрогеологической ситуации в пределах структурных элементов массивов или их сочетаний (отдельных пластов, погребенных форм рельефа, локальных тектонических нарушений, зон дробления, литолого-минералогических неоднородностей, трещиноватости, элементов рельефа и др.). В данном случае сравнение обстановок проводится по качественно-количественным критериям горно-породного уровня для целей конкретной застройки с учетом морфолого-морфометрических количественных показателей карстовых полей или отдельных форм.

Существует определенная последовательность операций при районировании: 1) выявление в пространстве территориальных элементов, обладающих какими-либо общими признаками, 2) установление границ территории распространения выявленных (однородных по комплексу признаков) элементов от территорий этими признаками не обладающих, 3) их картографирование, 4) описание.

Выявление при районировании однородных территориальных элементов непосредственно связано с типизацией обстановок развития карста. Оценка закарстованных территорий связана со специальной типизацией, предполагающей анализ карстообразующих условий, являющихся в данном случае наиболее существенными для строительства инженерных объектов. При типизации предлагается следующая последовательность операций: 1) определение границ объекта, 2) его изучение, 3) выбор классификационных признаков, 4) выбор степени их неразличимости (шаг деления признака), 5) иерархическое подразделение признаков (по степени значимости), 6) деление объекта по принятым признакам, 7) построение схемы типизации [184].

Как уже было отмечено, при оценке закарстованных территорий наиболее приемлемым является смешанный тип районирования, комплексированный с региональным и типологическим, содержащий элементы интегральной оценки условий по системе признаков (сравнительно-оценочное районирование).

Помимо качественного характера интегральная оценка условий несет количественную нагрузку по результатам использования метода «взвешенных баллов». Суть метода состоит в том, что показатель комплексной оценки  $C_{(z)}$  Z-й элементарной территориальной единицы (ЭТЕ) определяется по совокупности признаков следующим образом:

$$C_{(z)} = \sum_{i=1}^n k_i t_i(z) \quad (4.1),$$

где  $t_i(z)$  - значение i-го признака в пределах Z-й ЭТЕ,  $k_i$  - вес i-го признака.

Значение i-го признака в ЭТЕ определяется на основе бальных оценочных шкал. Построение бальных шкал - процесс, зависящий полностью от компетентности исследователя. Вопрос о «весе» частных признаков решается с помощью корреляционного, множественного регрессионного, факторного анализов.

Основной недостаток всех способов взвешивания является то, что равноценность условий в различных точках не может зависеть от закономерностей сочетания показателей на всей этой территории.

Г.Н. Дублянская и В.Н. Дублянский, подчеркивая необходимость поиска более корректных подходов к инженерно-геологической оценке карста, развивают несомненно перспективное направление - идею использования бальных шкал. Сравнительно-оценочное районирование, используемое авторами, не избавлено от недостатков, отмеченных выше, поскольку, как и в инженерной геологии в целом, в инженерном карстоведении в частности, отсутствует согласованность: 1) в количестве и типах оценочных факторов, 2) в выборе типа (конфигурации площади) ЭТЕ (ОТЕ - «операционно-территориальная единица»), 3) в методических приемах построения бальных оценочных шкал. Вместе с тем, в работе этих авторов дана твердая и объективная методологическая основа инженерно-геологической оценки закарстованных территорий, а именно: **четыре основных условия развития карста** и наборы (20 формулировок) оценочных критериев-факторов, через которые эти условия реализуются [45].

Принимая во внимание вышеизложенное, очевидно, что при отсутствии единых методологических подходов при построении карт (картографировании), районировании и типизации закарстованных территорий наиболее сложным является: 1) установление критериев проведения границ таксонов, 2) установление объективно-

необходимого числа оценочных признаков, а также 3) установление границ использования конкретного признака.

#### 4.2.1. Границы таксонов

Объективной основой районирования закарстованных территорий на разных уровнях исследований (от обзорного до крупномасштабного), для различных целей является геоструктурно-геоморфологическая принадлежность выделяемых таксонов.

Разноуровневые геоструктурно-геоморфологические ситуации определяют различия в обстановках карстообразования: распространении, залегании, литологическом составе, обнаженности и водопроницаемости пород; характере подземного и поверхностного стока, а зачастую и в зонально-климатических особенностях территориальных единиц.

При районировании карста неизменно возникает проблема определения критериев установления и проведения границ таксонов (высшего ранга - страна, провинция; среднего ранга - область, район; низшего ранга - участок, поле). Анализируя опыт районирования научных и производственных организаций, В.Н. Дублянский указывает, что существуют следующие критерии выделения границ карстовых районов, как базовой единицы: по долинам рек, по водоразделам, по контакту «осадочный чехол-фундамент», по поднятию фундамента, по контакту карстующихся и некарстующихся пород, по внешним и внутренним контурам карстующихся пород, по заданной мощности некарстующихся пород, по контуру тектонических складчатых структур, по крупным тектоническим нарушениям дизъюнктивного характера [44].

При карстологическом районировании используется не один, а комплекс критериев. В любом случае проведение границ достаточно условно, поскольку границы между таксонами не укладываются в линию (учитывая масштаб районирования), а представляют линейные зоны, ширина которых зависит от изученности территории, особенно в случаях переходных литологических разностей (сульфатно-карбонатных, сульфатно-терригенных, карбонатно-терригенных и др.).

Внутри границ одноранговых таксонов должен соблюдаться принцип однородности структурно-тектонических, либо геолого-геоморфологических, либо гидрогеологических условий, либо генетической обусловленности карстовых форм и активно-

сти карстообразования. В идеальном случае - однородность всех перечисленных составляющих.

Необходимо отметить, что при оконтуривании территорий высшего и среднего рангов, границы между таксонометрическими единицами далеко не однородны и, как правило, содержат комплекс таксонов низшего ранга, выделение границ которых в данных условиях крайне трудно и на сегодняшний день не разработано в силу сложной структуры (а равно гидродинамики и гидрохимии) зон контактов геологических тел. Вместе с тем, именно зоны контактов характеризуются интенсивным развитием экзогеодинамических процессов. На наш взгляд один из альтернативных вариантов «площадного» карстологического районирования - выделение деструктивных разномасштабных «контактных зон» интенсивного развития карста - зон эндо- и экзоэнергетической разгрузки.

#### 4.2.2. Типы сочетаний карстующихся и перекрывающих отложений

С учетом особенностей геологического строения карстующихся территорий выделяются следующие комплексы отложений:

а) **покровные**: рыхлые несвязные, мягкие связные и их сочетания - отложения аллювиального, элювиально-делювиального, обвального-карстового генезиса, перекрывающие с поверхности коренные породы;

б) **некарстующиеся**: твердые скальные или относительно твердые полускальные и их сочетания - породы осадочного, вулканогенного, магматического, метаморфического генезиса;

в) **условно некарстующиеся**: твердые скальные и относительно твердые полускальные породы и их сочетания (осадочные, вулканогенные, магматические, метаморфические) с подчиненными прослоями, линзами или включениями отдельных кристаллов и прожилков карстующихся пород;

г) **карстующиеся**: твердые скальные и твердые полускальные породы осадочного или метаморфического генезиса - карбонатные (известняки, доломиты, мергели, мраморы, мел), сульфатные (гипс, ангидрит), галоидные (каменные и калийные соли) их переходные разности и литологические сочетания. Некоторые исследователи к

этому комплексу относят конгломераты с карбонатным цементом, силикатно-карбонатные породы с проявлениями брадикарста и карстовую брекчию [48, 190].

В зависимости от геоструктурной обстановки изменяется степень дислоцированности выделенных комплексов.

Сочетание комплексов в геологическом разрезе определяет тип обстановок карстообразования или тип карста, в зависимости от литологии и сочетания отложений, перекрывающих карстующиеся породы (табл. 4.2). Необходимо отметить, что тип обстановок, в которых проводятся изыскания, а также комплекс пород, в которых ведутся исследования будет определяться глубиной изучения разреза, которая в свою очередь определяется глубиной возможного влияния (динамического или статического) элементов техногенной нагрузки. В некоторых случаях обстановка определяется только одним из выделенных комплексов.

Таблица 4.2

**Сочетание комплексов отложений закарстованных массивов**

Комплексы отложений	Типы обстановок			
	I	II	III	IV
а) покровные	-	-	-	+
б) некарстующиеся	-	-	+	-
в) условно некарстующиеся	-	+	-	-
г) карстующиеся	+	+	+	+

Приведенные в табл. 4.2 типы сочетания отложений сопоставимы с основными типами карста, предлагаемыми для практики инженерно-геологических изысканий [45]: I тип - открытый, II тип - покрыто-перекрытый, III тип - перекрытый, IV тип - покрытый.

Любой из выделенных типов в зависимости от специфики инженерного сооружения может быть оценен как «относительно опасный». Учитывая современные представления о критериях карстоопасности (наличие и образование провальных форм больших поперечных размеров), закрепленных в нормативных документах, наиболее опасными являются ситуации когда на карстующихся породах залегают осадочные полускальные слои (II и III типы) или когда карстующиеся толщи выходят на поверхность и представлены переслаиванием отложений разной интенсивности растворения (карбонатно-сульфатный, сульфатно-карбонатный и другие типы). В

этом случае (один из вариантов I типа) трещиноватая кровля способствует избирательному выщелачиванию с формированием арок или плоских перекрытий, создающих предпосылки для катастрофического обрушения. Особенно возрастает карстоопасность в пределах территорий с активным проявлением неотектоники.

#### 4.2.3. Признаки карстологической оценки

Выбор тех или иных признаков определяется целью районирования. В случае оценки карстоопасности районирование обусловлено необходимостью установления пространственных закономерностей в распределении территориальных единиц, в пределах которых реально существует различная по степени вероятность возникновения деформаций поверхности массива в результате карстового и сопутствующих ему процессов (например, суффозии).

В качестве признаков, позволяющих оценить активность и опасность, используют факторы процесса, определенное сочетание которых обуславливает степень активности и частоту проявлений процесса на единице площади или объема исследуемого массива.

Обобщая результаты научных исследований, выполненных в 1991 г. большим коллективом карстоведов в рамках Государственной научно-технической программы «Безопасность», сотрудники Инженерно-геологического и геоэкологического центра АН России сгруппировали факторы в три группы: **группа глобальных факторов** объединяет поля космического и земного происхождения, а также общие направления изменения природной среды и климата Земного шара; **группа региональных факторов** – геотектоническую обстановку, вертикальные геотектонические движения, климат и палеоклимат, предшествующие континентальные этапы развития анализируемой территории; **группа локальных факторов** наиболее многочисленна. Она объединяет геоморфологические, структурно-геоморфологические, геолого-структурные и гидрогеологические признаки, а именно - уклон земной поверхности, глубину вреза современных долин в растворимые породы, тип речных террас, ориентировку речной долины (по отношению к структурам напластования, тектоническим нарушениям, складчатым структурам), элементы древнего рельефа (древние долины и эрозионные врезы, наличие излучин), литологический состав пород (величину растворимости, со-

держание и состав нерастворимых примесей), генезис и фациальный состав растворимых пород, их мощность и структурно-текстурные особенности (величину первичной пористости, тип цемента и характер слоистости), мощность, состав и сплошность покрова нерастворимых пород и разделяющих пластов, пространственное положение контактов пород разной растворимости, контактов растворимых и нерастворимых пород, тектонические нарушения (порядок, мощность зон повышенной трещиноватости, интенсивность трещиноватости, пространственная ориентировка трещин), положительные складчатые структуры (порядок, величина, ориентировка), трещиноватость (интенсивность, раскрытость, прерывистость трещинной решетки, наличие протяженных трещин), условия питания и разгрузки, характер движения и уровенный режим подземных вод в растворимых породах в сфере дренирующего влияния речной долины и в перекрывающих отложениях (величина инфильтрационного питания, уклоны уровня подземных вод, амплитуды сезонных колебаний уровня, длина путей фильтрации, направления движения, минерализация, химический состав и температура подземных вод, наличие органических кислот).

В приведенном перечне признаков-факторов учтены только естественные условия развития процесса, без техногенных факторов. Очевидно, что в каждом конкретном случае он дополняется факторами, обусловленными спецификой района. Тем не менее, приведенный перечень содержит объективный набор факторов, анализ которых должен быть положен в основу карстологических исследований в любом карстовом регионе.

Оценка карстоопасности может быть проведена с достаточной степенью надежности на качественной основе с выделением участков трех категорий: весьма активного развития современных процессов, активного развития процессов и тех, где развитие процессов исключается [89]. Такое деление эффективно в случае однофакторной оценки, например, по техногенному влиянию на активизацию процесса. Непременным условием при этом должна быть высокая детальность изученности территории.

В случае больших площадей исследований или средней (низкой) степени изученности карста, гидрогеологической и литологической неоднородности карстующихся и перекрывающих отложений возникает необходимость оценки по комплексу

качественных признаков-факторов и количественных показателей закарстованности. Каждый из признаков оценивается в пределах элементарной территориальной единицы.

Признаки качественной оценки в инженерно-геологическом районировании делятся на две группы: региональные и зонально-геологические [184]. В методическом аспекте более рационально деление признаков-факторов карстообразования на группы по их принадлежности к условиям развития карста [69].

Из четырех общепринятых условий, необходимых для развития карста, два определяются как геоструктурно-литологические (наличие карстующихся пород и их проницаемость), остальные два - как гидрогеологические (наличие движущихся вод и их способность к растворению).

Признаки качественной оценки карстоопасности в соответствии с логикой организации карстующихся массивов делятся на три класса: **А. ГЛОБАЛЬНЫЙ**, **Б. РЕГИОНАЛЬНЫЙ** и **В. ЛОКАЛЬНО-БЛОКОВЫЙ**. Классы признаков согласуются с принятыми рангами таксонометрического деления: высшим, средним, низшим. В пределах каждого класса целесообразно выделение групп признаков по генетико-морфологической принадлежности, определяющей те или иные условия: геоструктурные, тектонического режима, литологические, гидродинамические, геоморфологические, антропогенные (техногенные). Признаки каждой группы обуславливают неоднозначную степень (потенциальную возможность) карстопроявлений: низкую (I), среднюю (II), высокую (III), очень высокую (IV). Выделение подгрупп признаков качественной идентификации степени карстоопасности или включение признаков в ту или иную подгруппу определяется на основе практики исследования конкретной территории.

Многообразие обстановок развития карста затрудняет создание всеобъемлющего и объективного комплекса признаков, характерных для любых ситуаций. Вместе с тем, основываясь на принципиальных различиях обстановок, исключая не повторяющиеся от массива к массиву признаки, можно создать схемы качественной идентификации степени карстоопасности. Одна из таких схем использована нами при оценке карстоопасности северной части Уфимского плато (табл.4.3), где основу каждого класса составляют геоструктурные признаки.

## Признаки качественной оценки карстоопасности

Уровни организации карстовых массивов (ранг таксонов)	Вероятность карстопоявлений			
	низкая (I)	средняя (II)	высокая (III)	очень высокая (IV)
А. ГЛОБАЛЬНЫЙ (высший: страна, провинция)	<b>1. Геоструктурные</b>			
	а) выступы фундамента	а) платформенные структуры I порядка б) крылья синеклиз и антеклиз	а) зоны складчатости б) внешние зоны антиклинориев в) блоковые зоны сочленения структур I порядка (платформ и прогибов) г) зоны глубинных разломов	а) сеймотектонические пояса б) пересечения глубинных разломов
	<b>2. Литологические</b>			
	а) карбонаты платформенных (современных морских и континентальных обстановок)		а) сульфаты и галоиды переходных, карбонаты геосинклинальных обстановок	
Б. РЕГИОНАЛЬНЫЙ (средний: область, район)	<b>1. Геоструктурные</b>			
	а) внутренние антиклинории	а) синклинальные зоны б) депрессии в) своды г) крылья крупных отрицательных структур II порядка	а) валы б) зоны сочленения структур II-III и IV порядков в) зоны региональных разломов	а) внешние антиклинории б) межгорные впадины в) пересечения региональных разломов г) зоны надвиговых нарушений д) сейсмоактивные разломы

## Признаки качественной оценки карстоопасности

Уровни организации карстовых массивов (ранг таксонов)	Вероятность карстопоявлений			
	низкая (I)	средняя (II)	высокая (III)	очень высокая (IV)
	<b>2. Тектонического режима</b>			
	а) устойчивое опускание территории	а) нейтральный тектонический режим	а) чередование режимов поднятия и опускания территории	а) устойчивое поднятие территории
	<b>3. Литологические</b>			
	Литология карстующихся отложений			
	а) прослои и линзы карбонатных, сульфатных, галогидных пород среди некарстующихся	а) карбонаты, их переслаивание с некарстующимися породами	а) сульфаты, переслаивание сульфатов и карбонатов	а) галоиды, переслаивание галоидов и сульфатов
	Мощность и макротекстуры карстующихся отложений			
	а) маломощные, тонкослоистые, плитчатые		а) средней мощности, среднеслоистые	а) мощные, толстослоистые
	Литология и тип перекрывающих отложений			
	а) водоупорные, плотные глины, массивные скальные не трещиноватые породы	а) глинистые и суглинистые с поровой проницаемостью рыхлого сложения	а) выветрелые коренные скальные, полускальные с трещинной проницаемостью б) обвально-карстовые	а) песчанистые, слабо-связные и несвязные с поровой проницаемостью, почвы
	Мощность перекрывающих отложений			
	а) мощные – более 50м	а) относительно мощные – 31-50м	а) маломощные – 11-30м	а) тонкие покровы – 1-10м или их отсутствие
	Тип сочетания карстующихся и перекрывающих отложений, их контакты			
	а) покрыто-перекрытый	а) перекрытый	а) покрытый б) приповерхностные зоны контактов карстующихся и некарстующихся пород в) зоны фациальных замещений карстующихся пород	а) открытый

## Признаки качественной оценки карстоопасности

Уровни организации карстовых массивов (ранг таксонов)	Вероятность карстопроявлений			
	низкая (I)	средняя (II)	высокая (III)	очень высокая (IV)
	<b>4. Гидродинамические</b>			
	а) область транзита карстовых вод  б) зона глубинной циркуляции карстовых вод	б) зона горизонтальной циркуляции карстовых вод	а) область питания карстовых вод б) зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод	а) область разгрузки карстовых вод б) зона сифонной циркуляции карстовых вод  в) зона колебаний уровней карстовых вод
<b>В. ЛОКАЛЬНО-БЛОКОВЫЙ</b> (низший: участок, поле)	<b>1. Геоструктурные</b>			
	а) осевые зоны синклиналей  б) центральные части межразломных и межтрещинных блоков	а) крылья синклинальных и антиклинальных складок б) фрагменты региональных разломов  в) периклинали и центриклинали мелких, осложняющих (вторичных) складок г) зоны дробления	а) сводовые части неотектонических поднятий  б) осевые зоны линейных антиклиналей  в) локальные активизированные разломы  г) участки сейсмоактивных разломов	а) периферийные зоны межразломных и межтрещинных блоков б) пересечения локальных активизированных разломов в) трещины бортового отпора  г) зоны трещиноватости
	<b>2. Литологические</b>			
	Вещественные разности карстующихся пород			
	а) песчанистые	а) кремнистые, глинистые (глина, двуокись кремния до 30%)	а) чистые	а) очень чистые

## Признаки качественной оценки карстоопасности

Уровни организации карстовых массивов (ранг таксонов)	Вероятность карстопроявлений			
	низкая (I)	средняя (II)	высокая (III)	очень высокая (IV)
	Структурно-текстурные особенности карстующихся пород			
	а) микрозернистые, мелкозернистые, плотные	а) среднезернистые, пористые, слаботрещиноватые	а) крупнозернистые, пористо-кавернозные, трещиноватые	а) грубозернистые, пористо-кавернозные, сильнотрещиноватые
	<b>3. Геоморфологические</b>			
	а) древние водоразделы б) высокие террасы	а) русла рек б) низкие террасы	а) переуглубленные долины б) склоны речных террас	а) лога б) суходолы
	Макрорельеф кровли карстующихся пород			
	а) вершины останцов	а) склоны останцов	а) межостанцовые седловины	а) линейновытянутые понижения (лога)
	<b>4. Гидродинамические</b>			
	а) глубокое залегание горизонта карстовых вод	а) участки гидродинамической связи поверхностных и подземных вод	а) интенсивная вертикальная фильтрация из горизонта грунтовых вод в карстовые	а) участки динамического изменения уровней подземных вод б) вертикальные и латеральные зоны локализации подземного стока

#### 4.2.4. Количественные показатели оценки закарстованных территорий

Количественные показатели закарстованности, используемые в инженерной геологии, несмотря на их недостаточную разработанность и унифицированность, дают возможность (при условии их комплексирования с показателями качественной оценки) репрезентативного планирования детальных исследований и рационального освоения закарстованных территорий, особенно на локально-блоковом уровне.

Наличие более 50 показателей карста [83] не снижает субъективности количественной оценки, поскольку зачастую авторы не приводят терминологических определений показателей, вкладывают в одни и те же показатели разный смысл, а отсутствие общепринятых обозначений обуславливает дублирование одних и тех же параметров в разных редакциях. Не все показатели используются в одинаковой степени, но практически все используются при региональном, локальном и детальном районировании (табл. 4.4).

Наиболее часто при региональных исследованиях используется 46% от приведенных в таблице показателей. Они имеют «значительное» и «широкое» применение. При этом используются показатели, получаемые по результатам и в результате 1) буровых работ, 2) гидрогеологических и гидрохимических исследований (большая часть показателей), 3) спелеоисследований.

Практически все показатели могут быть определены по результатам и в процессе комплексных геолого-гидрогеологических съемок масштаба 1:200 000 и крупнее.

Широкое использование количественных показателей, несомненно, повышает объективность выделения разнородных в карстологическом отношении территорий, но вместе с тем не снимает проблем субъективности в оценке карстоопасности, поскольку значения показателей зависят от эффективности буровых работ, характеризуют достаточно обширные территории, как правило, без четких границ и зависят от спелеоизученности площадей.

Помимо общих проблем использования количественных показателей, отмеченных выше, существуют проблемы, связанные с объективностью ряда традиционных показателей, используемых достаточно широко [45].

**Количественные показатели, используемые при инженерно-геологической оценке карста (по В.П. Костареву, 1979)**

№	Показатель	Способ определения	Размерность	Область применения		
				Р	Л	Д
1	Плотность карстовых воронок	$\frac{N}{S}$	шт/км <sup>2</sup> шт/1000км <sup>2</sup>	**	****	***
2	Площадной коэффициент закартованности	$K = \frac{S_B}{S} \cdot 100$	%	**	****	***
3	Интенсивность провалообразования	$P = \frac{n}{S \cdot t}$	шт.км <sup>2</sup> год	**	****	**
4	Периодичность образования провалов	$T = \frac{S \cdot t}{n}$	км <sup>2</sup> год/шт.	**	****	**
5	Среднегодовая поражаемость площади провалами	$B = \frac{S}{S \cdot t} \cdot 100$	%/год	*	***	**
6	Условный возраст карстовых воронок	$T = \frac{p}{P}$	годы	*	***	**
7	Объемный показатель поверхностной закарстованности	$K = \frac{V_B}{S}$	м	*	****	***
8	Среднегодовой прирост объема карстовой воронки	$V = \frac{V}{S \cdot t}$	м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup> год	*	****	**
9	Линейный коэффициент поверхностной закарстованности массива	$K = \frac{m_0 - m_1}{m_0} \cdot 100$	%	**	****	***
10	Показатель поверхностной закарстованности массива	$\Pi = \frac{K_m}{K_l}$	доли ед., ед.	**	****	***
11	Показатель глубинности карстовых воронок	$\Pi_h = \frac{h}{d}$	доли ед., ед.	**	****	****
12	Показатель формы карстовой впадины	$\Pi_\phi = \frac{h_{cp}}{S_0}$	доли ед., ед.	*	***	***
13	Обобщающий радиус гнезд и полей воронок (R)	Спец. методы	м	*	****	***
14	Радиус удаленности точек территории от воронок, провалов (R <sub>v</sub> )	Спец. методы	м	*	****	***
15	Объемный коэффициент закарстованности	$K_v = \frac{V_n}{V} \cdot 100$	%	*	***	***

Продолжение таблицы 4.4

**Количественные показатели, используемые при инженерно-геологической оценке карста (по В.П.Костареву, 1979)**

№	Показатель	Способ определения	Размерность	Область применения		
				Р	Л	Д
<b>Линейные коэффициенты закарстованности</b>						
16	Внутренней	$K_l = \frac{h_n}{l} \cdot 100$	%	*	****	****
17	Открытой	$K_{lo} = \frac{h_{оп}}{l} \cdot 100$	%	**	****	****
18	Общей	$K = \frac{h_{п} + (m_0 - l)}{Cm_0} \cdot 100$	%	**	***	***
19	Коэффициент аномальности	$K_a = \frac{C_a}{C}$	доли ед.	***	***	***
<b>Показатели плотности карстовых полостей</b>						
20	Линейной	$\Pi_l = \frac{n_n}{0,01 \cdot l}$	шт./100м	*	****	****
21	Площадной	$\Pi_s = \frac{n_n}{10^{-4} S}$	шт./10 <sup>4</sup> м <sup>2</sup>	*	****	***
22	Объемной	$\Pi_v = \frac{n_n}{10^{-6} V}$	шт./10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	*	***	***
23	Показатель линейной плотности карстовых провалов	$\Pi_l = \frac{n_n}{L}$	шт./100м	*	****	****
24	Коэффициент зональности	$K_z = \frac{Z}{C}$	доли ед., ед.	***	***	***
25	Коэффициент поглощения промывочной жидкости	$K_i = \frac{i}{C}$	доли ед., ед.	***	***	**
26	Интенсивность поглощения промывочной жидкости	-	м <sup>3</sup> /час м	***	***	**
27	Модуль подземного стока	По общепринятой методике	л/с км <sup>2</sup>	****	***	*
28	Показатель подземного стока	$\Pi_u = \frac{M_u}{M_s}$	доли ед., ед.	****	**	*
29	Коэффициент концентрации подземного стока	$K_k = \frac{Q_{cp}}{Q_{mod.}}$	ед., доли ед.	****	**	*
30	Модуль поверхностного стока (M <sub>S</sub> )	По общепринятой методике	л/с км <sup>2</sup>	****	**	*

**Количественные показатели, используемые при инженерно-геологической оценке карста (по В.П.Костареву, 1979)**

№	Показатель	Способ определения	Размерность	Область применения		
				Р	Л	Д
31	Удельный линейный водоприток в дрены ( $q_l$ )	Гидрологические методы	л/с км	****	**	*
32	Коэффициент фильтрации	Откачки, наливов	м/сут	**	****	***
33	Скорость движения карстовых вод ( $V_w$ )	Геофизические и гидрохимические методы	м/сут	****	***	**
34	Коэффициент колебания дебитов карстовых источников	$R_Q = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$	единицы	***	***	*
35	Подземная химическая (карстовая) денудация (D)	Формулы Корбеля, Уильямса, Пулины и др.	м/км <sup>2</sup> год мкм/год	****	***	*
36	Активность современного карста	$A = \frac{V_p}{V} \cdot 100$	% за 1000 лет	****	**	*
37	Дефицит насыщения (X CaSO <sub>4</sub> )	По методике Зверева и др.	мг/л, %	****	****	****
38	Произведения активностей ионов Ca <sup>2+</sup> и CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ; Ca <sup>2+</sup> и SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Формулы фазового равновесия	n 10 <sup>-5</sup> – n 10 <sup>-9</sup>	****	****	****
39	Коэффициент колебания минерализации карстовых вод	$K_M = \frac{M_{\max}}{M_{\min}}$	единицы	****	****	**
40	Градиент выщелачивания	$q_m = \frac{M_L - M_O}{0,01L}$	мг/л 100м	****	***	**
41	Коэффициент геохимической неоднородности	$K_q = \frac{q}{C}$	единицы	**	**	**
42	Содержание элементов-индикаторов Na, K и др. в карстующихся породах	Химический и спектральный анализы	%	**	*	*
43	Показатель пустотности Корбеля	$\Pi_K = L_c JH$	n 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	**	**	*
44	Плотность пещер	$f_c = \frac{N_c}{0,001 \cdot S}$	шт/ 1000 км <sup>2</sup>	****	*	*
45	Густота пещерных ходов	$D_c = \frac{L_c}{S}$	м/км <sup>2</sup>	****	**	*
46	Удельный объем карстовых полостей	$V_c = \frac{V_c}{L_c}$	м <sup>3</sup> /м	****	**	**

#### Обозначения в таблице:

$N$  – количество карстовых воронок;  $S$  – закарстованная площадь;  $S_B$  – площадь карстовой воронки;  $n$  – количество карстовых провалов;  $t$  – время образования  $n$  провалов;  $S_{ПП}$  – площадь карстовых провалов;  $V_B$  – объем карстовой воронки;  $m_0$  – полная мощность карстующихся пород;  $m_l$  – средняя зафиксированная мощность карстующихся пород;  $h$  – глубина карстовой воронки;  $d$  – диаметр карстовой воронки;  $h_{cp}$  – средняя глубина карстовой воронки;  $S_0$  – глубина положения центра тяжести карстовой впадины;  $V_{П}$  – объем карстовой полости;  $V$  – объем карстующихся пород;  $h_{П}$  – вертикальный размер карстовой полости;  $l$  – длина образующей керна или мощность закарстованной породы, принятая в расчет;  $h_{ОП}$  – вертикальный размер незаполненной карстовой полости;  $C_a$  – количество скважин, вскрывших карстовые полости;  $C$  – общее количество скважин;  $Q$  – дебит карстового источника;  $V_P$  – объем растворенной породы, выносимой подземными водами из массива за 1000 лет;  $M_0$  – начальная минерализация;  $M_L$  – конечная минерализация на отрезке  $L$ ;  $q$  – количество геохимических аномалий;  $L_C$  – длина пещерной системы;  $J$  – расстояние между двумя наиболее удаленными точками по перпендикуляру к основной оси;  $H$  – разница отметок между высокой и низкой точками пещерной системы;  $N_C$  – количество пещер;  $V_C$  – объем пещеры.

Области применения показателей:

**Р** – при региональных мелко- и среднемасштабных исследованиях; **Л** – при локальных исследованиях, крупномасштабном картировании и районировании; **Д** – при детальном крупномасштабном картировании, при изысканиях под отдельные здания и сооружения.

Использование:

\*- редкое; \*\* - ограниченное; \*\*\* - значительное; \*\*\*\* - широкое.

Следовательно, в каждом конкретном случае очевидна необходимость анализа применимости показателей с учетом современных знаний о карстовом процессе, требований объективности районирования, типизации, картирования. Является необходимым и уточнение базовых понятий, используемых при районировании территории по степени карстоопасности.

### 4.3. Районирование и типизация территорий по степени карстоопасности

Практика природопользования в пределах карстовых массивов неизменно связана с потенциальным риском возникновения аварийных или катастрофических ситуаций. Практически во всех случаях в основу понятия «карстоопасность» положено представление об устойчивости закарстованных территорий. Так, под аварийной ситуацией В.Н. Дублянский и Г.Н. Дублянская понимают снижение устойчивости территории, которое создает угрозу инженерному сооружению, а в совокупности с общепринятыми понятиями «авария» и «катастрофа» определяет понятие «карстоопасность» [46].

В определении В.В. Толмачева и Ф. Ройтера «...карстоопасность – характер и степень воздействий карстовых деформаций на грунтовую толщу и сооружения, которые могут привести к затруднению освоения закарстованных территорий» [182, с.12].

В.М. Кутепов и В.Н. Кожевникова определяют причины устойчивости в комплексе физических, физико-химических и химических изменений в карстовых массивах, оказывающих влияние на свойства горных пород. Эти изменения вызываются процессами (карстово-суффозионными), развивающимися под влиянием определенных условий (пассивных компонентов геологической среды) и факторов (активных компонентов геологической среды) [89].

Следовательно, понятие «карстоопасность» (одно из наиболее емких в инженерном карстоведении), в зависимости от акцентов оценки может содержать сведения об интенсивности и масштабах карстопроявлений, условиях и факторах развития карстово-суффозионных процессов относительно угрозы создания аварийных и катастрофических ситуаций. В нашей интерпретации *карстоопасность это определенное сочетание природных или природно-техногенных условий и факторов развития карстовых и сопутствующих процессов, способное вызвать динамические явления в основаниях инженерных сооружений на поверхности или внутри карстового массива, в результате которых могут возникнуть аварии и катастрофы.*

В зависимости от аспекта регионального, локального или детального акценты в оценке карстоопасности смещаются в первом случае к анализу «пассивных компо-

нентов геологической среды», во втором - к анализу «пассивных и активных компонентов», в третьем - к анализу «активных компонентов», как правило, с резким сезонным или суточным режимом.

#### 4.3.1. Среднемасштабное районирование закарстованных территорий (на примере юга Пермской области) юга Пермской области

В разделе предпринята попытка анализа пассивных компонентов: литологии закарстованных пород, характера и мощности покровных отложений, приуроченности районов к деструктивным зонам и др., сочетающихся с относительно активными, например, изменением региональных уровней подземных вод и активными - влиянием динамичных антропогенных нагрузок (транспорт, колебание уровней грунтовых вод, городская застройка и др.). При районировании использована схема качественной оценки карстоопасности, представленная в табл. 4.3.

Макет карты карстоопасности построен для северной оконечности Уфимского плато и прилегающих к ней территории. Данная площадь характеризуется интенсивным развитием сульфатного, карбонатно-сульфатного, карбонатного и спорадически распространенного карста каменных солей. В административном отношении территория относится к южным районам Пермской области, а в геоструктурном - захватывает восточную окраину Русской платформы (с запада) и западную окраину Предуральского прогиба, иными словами относится к зоне сочленения геоструктур I порядка. В карстологическом отношении, согласно районированию Г.А. Максимовича 1946-1956гг., территория принадлежит двум провинциям: восточной Предуральской части Русской платформы (докембрийская платформа) и Предуральского краевого прогиба (палеозойская складчатость)[104].

При районировании карста в масштабе 1:500 000, выполненного К.А. Горбуновой и др.[35], здесь выделено пять районов. Выделение районов основано на их приуроченности к «крупным или средним структурам ..., где развиты карстующиеся породы». Выделенные районы, в соответствии с литологией карстующихся отложений, характеризуются различной активностью карста (А,% за тысячелетие). Так для карбонатного карста Уфимского вала А составляет 0.022, для сульфатно-карбонатного карста Иренского района (западное крыло вала) и территории г. Кунгура А составляет

0.5, а для сульфатного и карбонатно-сульфатного карста Кишертско-Суксунского района (восточное крыло вала) А составляет 0.9(1.4) [110]. Несомненно то, что активность карстового процесса проявилась и в плотности карстопроявлений (рис.4.1).

**Краткая характеристика карстовых районов.** Характеристика дана на основе результатов исследований кафедры гидрогеологии и динамической геологии Пермского университета (ПГУ), гидрогеологической лаборатории Л.А. Шимановского (ПГУ), треста ВерхнеКамТИСИЗ, Кунгурского карстового стационара, а также с привлечением материалов собственных исследований.

Западная часть территории принадлежит *Иренскому району* преимущественно сульфатного (гипсового) и карбонатно-сульфатного карста. Район занимает западное пологое крыло Уфимского вала (Уфимской макробрахиантиклинали). Интенсивно карстуются гипс-ангидриты с прослоями известняков и доломитов кунгурского яруса. Эти породы находятся в зоне активного водообмена, а подстилаются плитчатыми доломитами филипповского горизонта кунгурского яруса. К западу гипс-ангидриты перекрываются известняками, мергелями и песчаниками соликамского горизонта уфимского яруса, с востока ограничены зоной карстовых брекчий.

В карстующихся породах развиты разобщенные водотоки и водоносные горизонты (дебиты родников составляют 0,1-40 л/с, иногда до 100 л/с, состав воды сульфатно-кальциевый, минерализация 2-3 г/дм<sup>3</sup>). Воды соликамского горизонта и карстовых брекчий имеют спорадическое распространение. На закарстованных участках осуществляется скрытый перелив вод из перекрывающих отложений и подток из пограничных пород в горизонты карстующихся гипс-ангидритов.

Карст относится к открытому, покрытому, участками перекрытому типам. Формы проявления карста весьма разнообразны и многочисленны: карры на обнаженных склонах долин рек, сложенных гипсом; поноры, колодцы, шахты в гипсах, воронки, провалы, пещеры, ниши, каверны и полости. На участках покрытого карста повсеместно под покровом аллювиально-делювиальных образований залегают обвальнo-карстовые отложения. Мощность обвальнo-карстовых отложений увеличивается от магистральных рек к водоразделам. Мощность отложений также связана с составом коренных пород: в пределах распространения соликамских отложений от 5

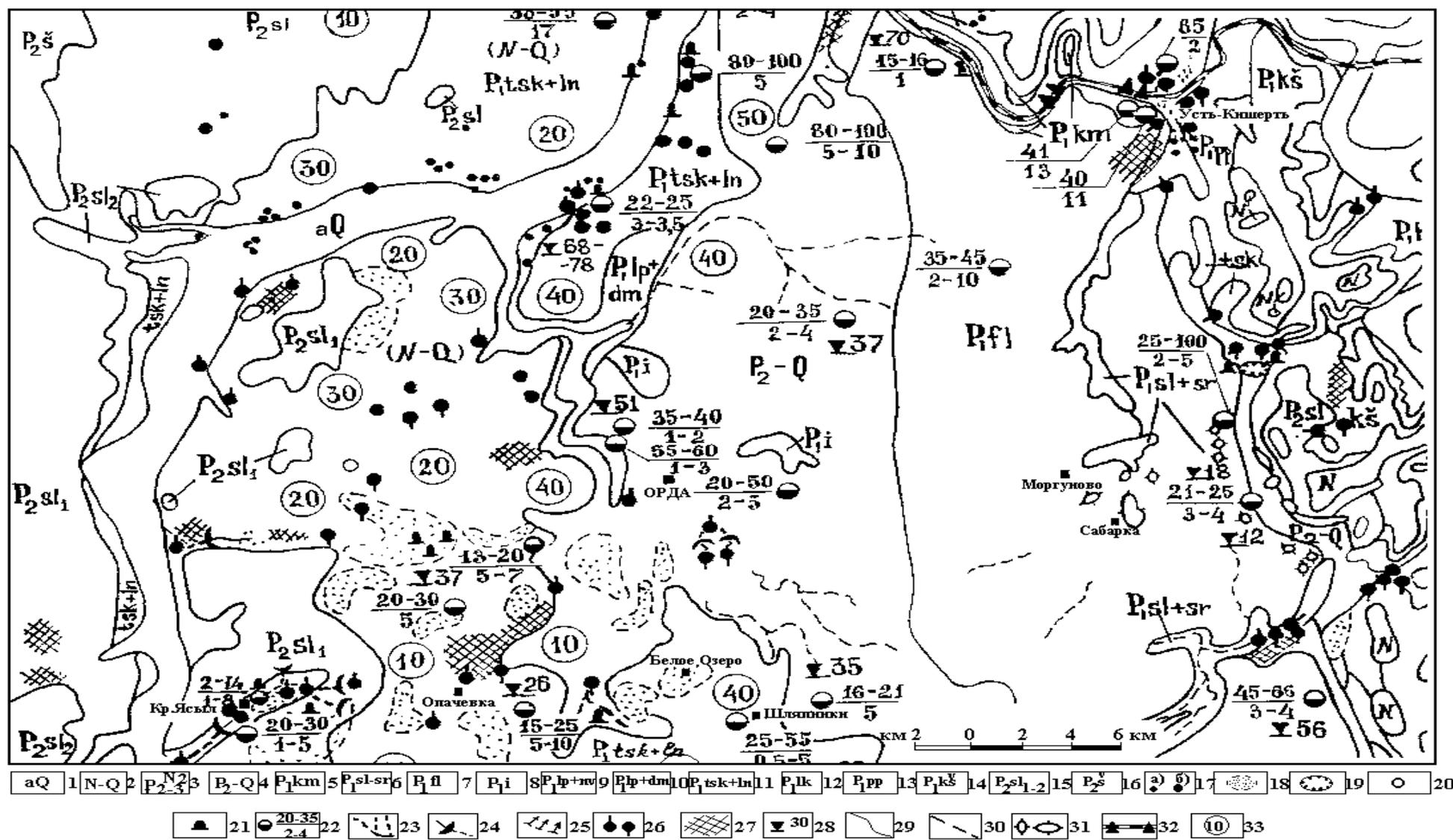


Рис. 4.1. Фрагмент карты закарстованности северной части Уфимского плато (масштаб 1:200 000).

#### **Условные обозначения к рисунку 4.1:**

**Покровные отложения:** 1-плейстоцен-голоценовый аллювиальный комплекс речных террас (суглинки, супеси, пески, галечники) мощностью от 5 до 30м; 2-неоген-четвертичные глинисто-обломочные покровы водоразделов и их склонов (глыбы, щебень, дресва известняка и доломита с глинистым заполнителем элювиально-делювиального и обвальнокарстового генезиса) на сульфатно-карбонатных толщах мощностью до 60м; 3-эоцен-плиоценовый заполнитель озерных котловин и карстовых депрессий (огнеупорные глины, кварцевые пески, куски песчаника и конгломерата) мощностью до 35м; 4-Ольховская карстовая брекчия (глыбы известняка, цементированные известковистой глиной) мощностью до 40м.

**Карстующиеся карбонатные породы:** 5-окремненные и глинистые слоистые известняки камайской свиты саргинского горизонта артинского яруса нижней перми мощностью 40-80м; 6-сылвинские водорослевые рифы и саргинские мшанковые рифы мощностью до 150м; 7-доломиты, доломитизированные известняки, известняки филипповской свиты филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми мощностью до 60м.

**Карстующиеся сульфатно-карбонатные породы:** 8-гипсы и ангидриты с пачками карбонатных пород иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми мощностью 110-150м; 9-гипс-ангидриты ледяно-пещерской и глинистые доломиты неволинской пачек иренского горизонта кунгурского яруса мощностью 30-50м; 10-гипс-ангидриты ледяно-пещерской и демидковской пачек иренского горизонта мощностью 55-65м; 11-кристаллические известняки туйской и гипсы лунежской пачек иренского горизонта мощностью 80-85м.

**Терригенные толщи с прослоями карстующихся пород:** 12-алевролиты с прослоями известняка, песчаники, глины лекской свиты филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми мощностью 55-85м; 13-тонкоплитчатые мергели, глины, глинистые известняки, линзы гипса и песчаника поповской свиты иренского горизонта кунгурского яруса, мощностью до 70-80м. В основании свиты прослой каменной соли; 14-песчаники, аргиллиты, алевролиты кошелевской свиты иренского горизонта. В основании свиты прослой каменной соли; 15-плитчатые мергели, доломиты, песчаники с прослоями гипса и селенита соликамского горизонта уфимского яруса верхней перми мощностью от 20 до 100м; 16-песчаники, алевролиты и глины с прожилками селенита и кристаллами гипса шешминского горизонта уфимского яруса верхней перми.

**Карстовые формы и водопроявления:** 17-провалы с поперечником а) до 3м, б) 3-10м и более; 18-поля карстовых воронок; 19-карстовые депрессии; 20-отдельные карстовые воронки с поперечником более 5м; 21-пещеры; 22-местоположение карстовых полостей, вскрытых буровыми скважинами: в числителе интервал, в котором встречены полости (м, от устья скважины), в знаменателе вертикальные размеры полостей(м); 23-суходолы; 24-места полного поглощения поверхностных водотоков; 25-участки частичного поглощения поверхностных водотоков; 26-источники с дебитом более 50л/с; 27-зоны водообильности; 28-глубина залегания уровня трещинно-карстовых вод в м от устья скважины.

**Прочие обозначения:** 29-стратиграфические границы; 30-предполагаемые разрывные нарушения; 31-рифогенные структуры; 32-местоположение крупных железнодорожных аварий; 33-мощность покровных отложений, м

до 110м, иренской свиты от 5 до 117м, ольховской карстовой брекчии от 3 до 53м, филипповского горизонта - до 34м. С увеличением мощности обвально-карстовых отложений более 40-50м, плотность карстовых воронок резко уменьшается. Воронки полностью исчезают на водоразделах. При мощности обвально-карстовых отложений до 10-25м плотность карстовых воронок на склонах речных долин и в оврагах достигает 160-220 шт/км<sup>2</sup>. Аналогичная плотность воронок наблюдается на участках выходов гипс-ангидритов на поверхность.

Для территории района характерны эрозионно-карстовые и карстовые лога, карстовые котловины вдоль выходов гипсовых пачек, карстовые депрессии по границам карбонатов и гипс-ангидритов. Характерны карстовые реки, имеющие мешкообразные долины и фрагменты подземного течения. Часть поверхностного стока этих рек переходит в подземный за счет поглощения в трещинах и понорах. В районе известно более 60 пещер в гипсах и ангидритах, реже доломитах. Большинство пещер имеет протяженность менее 100м.

Северная часть оцениваемой площади представлена территорией г.Кунгура и его окрестностей, входящих в *Нижнесылвенский карстовый район*. Здесь геологические условия аналогичны Иренскому району, но к востоку иренский горизонт фациально замещается мергелями, песчаниками, известняками с линзами и прослоями гипса и каменной соли поповской свиты. Меньшее распространение имеет ольховская брекчия.

Гидрогеологические условия характеризуются четвертичным и соликамским водоносными комплексами неравномерной водообильности. На участках, где отсутствует карст, воды залегают на глубинах (в зависимости от рельефа) 7-28м. Источники с дебитами 0,1-0,5л/с приурочены к песчаникам. На закарстованных участках породы обезвожены. Воды гидрокарбонатно-кальциевые (в загипсованных породах сульфатно-гидрокарбонатные) с минерализацией менее 0,5г/дм<sup>3</sup>. Иренские отложения обводнены спорадически, к ним приурочены трещинные и карстовые воды. Зоны локальной водообильности разгружаются в виде источников, дебит которых достигает 100л/с.

*Кунгурский участок* расположен в месте слияния рек Сылвы, Ирени, Шаквы, Бабки. Здесь в сульфатных породах зафиксировано более 4050 карстовых форм (во-

ронки и котловины). Участок характеризуется интенсивной техногенной нагрузкой, что приводит к провалообразованию. Карстовые деформации (часто до 2-3м в поперечнике, или категории Г по СНиП 1.02.07-87) на поверхности III террасы в г. Кунгуре обусловлены наличием зоны вертикальной нисходящей циркуляции в верхней части сульфатных пород и в отложениях покрова. В районе известно более 76 пещер в гипсах и ангидритах. Наиболее крупная и известная - Кунгурская ледяная.

Центральная часть оцениваемой площади соответствует ***району карбонатного карста осевой части Уфимского плато***. Зона активного водообмена в районе представлена известняками и доломитами верхов артинского яруса и нижней части кунгурского яруса. Коренные породы перекрыты делювиальным, элювиальным и аллювиальным комплексами отложений. Встречаются глинисто-песчаные отложения озерных котловин и карстовых депрессий неоген-палеогенового возраста.

Подземные воды района залегают на глубинах 70-100м. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и перехода части локализованного поверхностного стока в подземный через трещины, поноры. Ось подземного водораздела проходит по восточной границе зоны ольховской брекчии, а разгрузка вод происходит в зонах фациального замещения карбонатов на терригенные породы восточного крыла вала, в долине р.Сылвы на севере района и в гипс-ангидритах Иренского района на западном крыле вала. В очагах разгрузки суммарные дебиты родников достигают 500л/с.

Карст района относится к открытому и покрытому типам. Суходолы, карстовые лога, овраги, воронки, полости, пещеры и гроты являются наиболее типичными формами проявления карста. Средняя плотность воронок 15шт/км<sup>2</sup>.

Район карбонатного карста Уфимского плато с востока граничит с ***Кишертским (Кишертско-Суксунским) районом преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста***. Район соответствует узкой контактной зоне карбонатов Уфимского плато и терригенных пород с прослоями и линзами известняка, гипса, каменной соли лекской, поповской, кошелевской свит филипповского и иренского горизонтов кунгурского яруса. Участками в разрезе присутствуют карстовые брекчии, мощность которых достигает 45м. Для района характерны сылвенско-саргинские рифогенные постройки артинского яруса.

Район является местом разгрузки карстовых вод Уфимского вала. Воды локализованы вдоль трещинных и закарстованных зон, литологических контактов. Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды зоны горизонтальной циркуляции плато разгружаются в аллювий, брекчию или выветрелые гипсы, где преобразуются в сульфатно-кальциевые с минерализацией до  $2,6\text{г/дм}^3$ . Общий расход воды всех сульфатных источников Кишертского района более  $800\text{л/с}$ , а гидрокарбонатных более  $1700\text{л/с}$ .

В районе преобладают покрытый (подаллювиальный) и перекрытый типы карста, характеризующиеся крупными провалами, воронками, котловинами, депрессиями, карстовыми реками, озерами. Полости, заполненные глиной и щебнем, частично заполненные и без заполнителя, вскрытые при бурении, достигают  $15\text{м}$  и более по вертикали. Образование провалов больших размеров (свыше  $20\text{м}$  в поперечнике, или категории А по классификации СНиП 1.02.07-87) нередко вызвано наличием зоны сифонной циркуляции с пресными, весьма агрессивными к сульфатным породам карстовыми водами, поступающими в массив гипс-ангидритов с Уфимского плато.

Восточная часть оцениваемой территории приурочена к Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральяского прогиба. Здесь карбонаты артинского яруса погружены под карбонатно-терригенными и терригенными породами, в основании которых залегают линзы гипсов и каменной соли.

К зоне активного водообмена приурочены воды аллювиальных, элювиально-делювиальных отложений, а также трещинно-грунтовые, трещинно-пластовые и карстовые воды кунгурского терригенного комплекса. Водообильность определяется степенью трещиноватости и закарстованности карбонатных, сульфатных соляных линз и прослоев. Характерна приуроченность зон водообильности к трещинным зонам валлообразных структур, по которым происходит подток солоноватых и соленых вод к поверхности. Крупные родники (до  $50\text{л/с}$ ) выходят на поверхность в зонах контактов мергелей, известняков и гипсов. Родники с дебитами более  $100\text{л/с}$  приурочены к конгломератам и конгломерато-брекчиям. Химический состав вод меняется от пресных ( $0,5\text{г/дм}^3$ ) гидрокарбонатно-кальциевых до солоноватых сульфатно-кальциевых (до  $3\text{г/дм}^3$ ) и хлоридно-натриевых при наличии в разрезе гипсов и солей.

**Осинцевский карстовый район**, расположенный в пределах восточной части территории приурочен к своду Тулумбасско-Тисовского вала. Здесь карстуются лин-

зы гипса и соли под толщей терригенных отложений. Воронки, провалы и котловины прослеживаются узкой полосой с севера на юг.

**Районирование территории по признакам карстоопасности.** В пределах оцениваемой территории выделено пять районов, расположение которых соответствует ориентировке геоструктурных границ первого порядка и простираению литологически разнородных зон (рис.4.2).

Для территории характерно меридиональное чередование районов с меняющейся степенью вероятности карстопроявлений от очень низкой до очень высокой.

**Б-1. Район низкой степени карстоопасности.** Район, ограничивающий территорию с запада, приурочен к западному погружению пород Пермско-Башкирского свода и Верхнекамской мегавпадины (структуры II порядка). В литологическом отношении территория района представлена чередующимися пачками доломитов, алевролитов, гипс-ангидритов, глин с прослоями известняков соликамского горизонта уфимского яруса верхней перми. Местами в подошве горизонта залегают прослой карбонатной брекчии (обломки доломита и известняка), что соответствует локальному растворению верхней лунежской пачки гипсов подстилающего иренского горизонта. Соликамские отложения фрагментарно перекрыты слабозагипсованными песчаниками, алевролитами и глинами шешминского горизонта. Карстовый процесс обусловлен влиянием карстовых вод иренского горизонта.

В пределах района выделены участки безопасные (очень низкая степень), с низкой и средней степенью карстоопасности.

**В-0. Практически безопасные участки,** соответствующие площадям распространения некарстующихся шешминских отложений.

**В-1. Участки низкой степени карстоопасности** соответствуют распространению соликамских отложений вне зависимости от их геоморфологической принадлежности.

**В-2.** Выделено три разновидности участков со *средней степенью карстоопасности*: 1) участки разгрузки трещинных и карстовых вод соликамского горизонта (склоны речных долин); 2) площади зон водообильности (присклоновые участки);

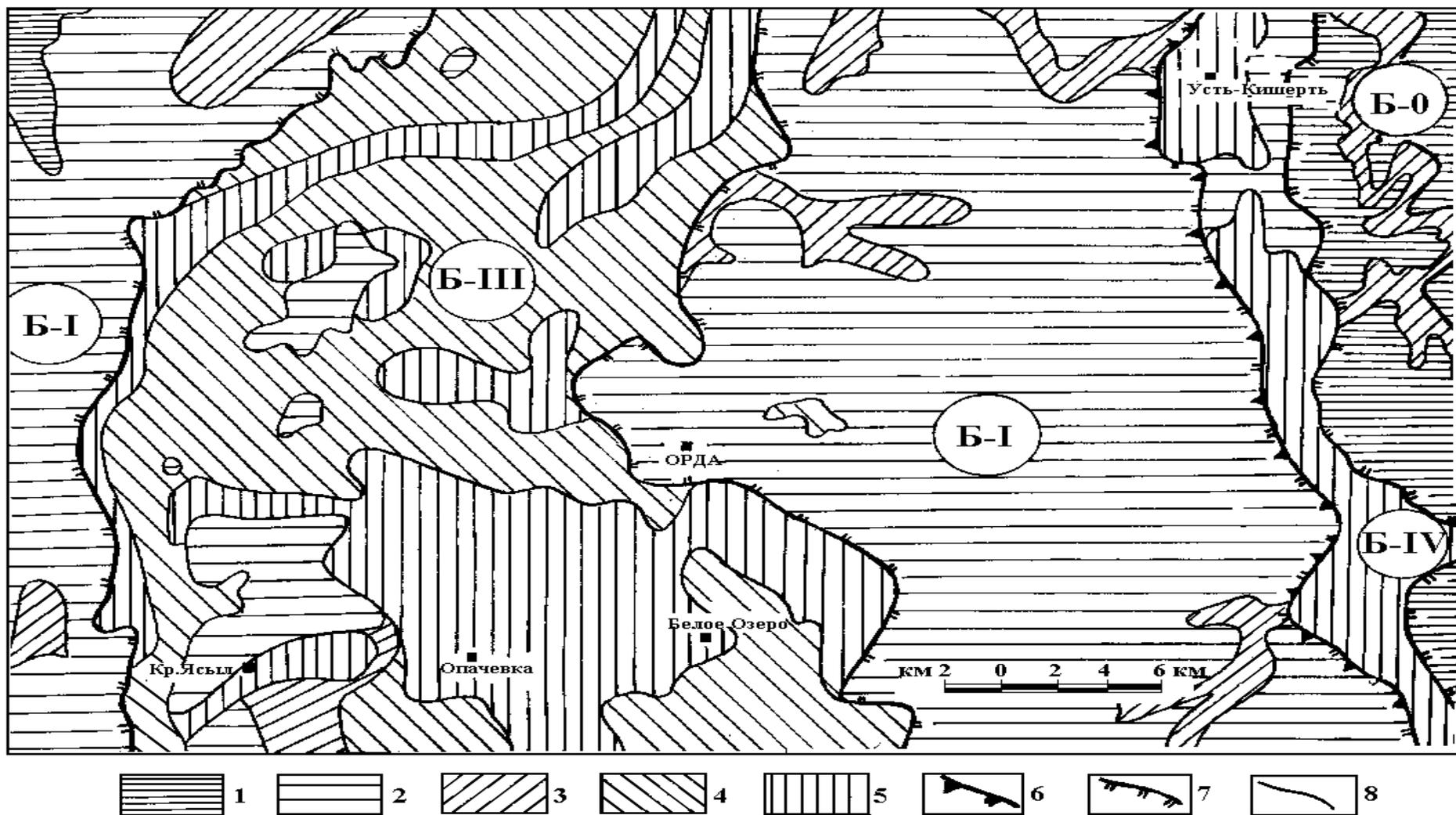


Рис.4.2. Фрагмент карты районирования территории северной части Уфимского плато по признакам карстоопасности (масштаб 1:200 000). Участки и районы с различной степенью карстоопасности: 1-очень низкая степень карстоопасности (0), 2-низкая степень (I), 3-средняя степень (II), 4-высокая степень (III), 5-очень высокая степень (IV). Границы таксонов: 6- высшего ранга (А)-провинций, 7- среднего ранга (Б)-районов, 8-низшего ранга (В) -участков. Пояснения в тексте

3) участки, где мощность неоген-четвертичных покровов составляет 10м. В пределах этих участков зафиксированы провальные явления (водораздельные и присклоновые участки). Восточной границей района является линия стратиграфического замещения верхнепермских пород соликамского горизонта на нижнепермские иренского горизонта.

**Б-III. Район высокой степени карстоопасности** приурочен к западному крылу Уфимского вала. В площадном отношении район ограничен выходами переслаивающихся сульфатно-карбонатных пород иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, покрытых элювиально-делювиальными, аллювиальными и обвальными карстовыми отложениями переменной мощности.

В пределах района выделены участки с низкой, средней, высокой и очень высокой степенью карстоопасности. Карст района обусловлен деятельностью трещинно-карстовых вод иренского горизонта.

**В-I. Участки с низкой степенью карстоопасности** приурочены к площадям спорадического распространения соликамских отложений. В пределах участков данного типа карстопроявления не зафиксированы.

**В-II. Участок средней степени карстоопасности** приурочен к периферийной части площади соликамских отложений (присклоновая зона) с интенсивным воронкообразованием.

**В-III. Участки высокой степени карстоопасности**, как правило, приурочены к пачкам карбонатов, подстилаемых гипс-ангидритовыми пачками в пределах высоких террас и присклоновых зон при мощности покровов от 10 до 30м. К восточной границе района, которая проведена по выходам карбонатной карстовой брекчии, мощность покровов увеличивается до 40-50м. Плотность поверхностных карстопроявлений низкая. Опасность представляет локальное растворение кровли подстилающих гипс-ангидритов, что фиксируется по отдельным воронкам больших диаметров (до 12-20м) и полостям различной степени заполнения на глубинах 25-55м с вертикальными размерами до 5м в центральных частях водоразделов и более 5м в присклоновых зонах водоразделов. Большинство полостей расположено над уровнем подземных вод, который залегает на глубинах 60-70м.

**В-IV.** Участки очень высокой степени карстоопасности в литологическом отношении представлены гипсами и гипс-ангидритами, обнажающимися на склонах речных долин и покрытых рыхлыми отложениями мощностью до 10м.

Карст обусловлен деятельностью трещинно-карстовых вод, циркулирующих на относительных водоупорах – подстилающих карбонатных пачках.

Большее количество участков приурочено к склонам и присклоновым зонам речных долин. Участки на водораздельных пространствах соответствуют площадям резкого уменьшения толщины покровов (10м и менее). В пределах участков сконцентрированы все деформационные поверхностные карстопроявления, точки разгрузки подземных вод и зоны водообильности. Подземные формы карста с вертикальными размерами от 1 до 10м вскрываются при бурении на глубинах 15-30м от поверхности, а их положение соответствует интервалу изменений глубин залегания установившихся уровней подземных вод (20-40м).

На севере района очень высокая степень карстоопасности обусловлена не только природными, но и антропогенными факторами. Здесь, в зоне примыкания к железнодорожному полотну и на полотне в результате динамических нагрузок наблюдается провалообразование, а в пределах города Кунгура и поселков-спутников частое и плотное провалообразование обусловлено не только динамическими и статическими нагрузками, но и резким колебанием уровней грунтовых вод в связи с бытовыми и промышленными утечками.

Подземные полости района расположены не только в интервале 15-55м от поверхности земли. В присклоновых зонах северной части района вскрыты полости с вертикальными размерами до 5м на глубинах 80-100м, что соответствует контакту сульфатно-карбонатных пород иренского горизонта и подстилающих доломитов филипповского горизонта. На этом же уровне (80м) зафиксирован и горизонт трещинно-карстовых вод. Полости зоны регионального транзита подземных вод не представляют опасности для наземных сооружений, но, как правило, обвальное-карстовое образования в сводах полостей способствуют гидродинамической связи разноуровневых подземных вод и, как следствие - активизации приповерхностного карстообразования.

Необходимо отметить, что район расположен в зоне трансрегиональной тектонической нарушенности, выделенной по данным глубинного сейсмозондирования.

Ширина зоны около 10км, а ее восточная граница проходит по меридиану г.Кунгура. На уровне фундамента и пород нижнего палеозоя зона интерпретируется как разлом, отделяющий на краю древней платформы блок, лежащий в основании Предуральского прогиба. На северном продолжении трансрегиональной зоны зафиксированы эпицентры землетрясений.

К востоку меняется литологический тип карста с сульфатного и сульфатно-карбонатного на карбонатный.

**Б-1. Район низкой степени карстоопасности приосевой части Уфимского вала.** В границах района карстовые явления связаны с карбонатами филипповского горизонта кунгурского яруса и зоной карбонатных карстовых брекчий, формирование которых продолжается от позднепермской эпохи. В геоморфологическом отношении район занимает площадь Уфимского плато с абсолютными отметками рельефа 250-300м, испытавшей поднятие с позднего палеогена.

В пределах района выделены участки с очень низкой, низкой и средней степенью карстоопасности.

**В-0. Участки с очень низкой степенью карстоопасности** приурочены к понижениям, заполненным верхнеэоценовыми песчано-глинистыми отложениями мощностью до 30-35м.

**В-1. Участки с низкой степенью карстоопасности** составляют основной фон территории. Поверхностные карстопроявления практически отсутствуют. Подземные формы карста – полости различной степени заполнения, имеющие вертикальные размеры от 1 до 10м (чаще 2-4м), фиксируются при бурении на глубинах 30-50м, а в некоторых случаях этот интервал расширен (от 15м до 60-100м). Подземные воды залегают на глубинах 50-70м. В ряде случаев воды оказываются подвешенными, что обуславливает относительно неглубокое положение полостей.

Неглубоко расположенные полости (15-16м), малых размеров (до 1м) приурочены к присклоновым зонам водоразделов. Большая часть вскрытых полостей тяготеет к западной границе района - контакту брекчий с сульфатно-карбонатными породами иренского горизонта. Территория распространения ольховской брекчии, являясь по сути переходной зоной от карбонатного карста к сульфатному, формируется ра-

зобщенными и подвешенными карстовыми водами. Процесс формирования брекчий не закончен, что и определяет концентрацию полостей в этой зоне.

**В-II.** *Участки средней степени карстоопасности* приурочены к долинам рек и суходолам, где концентрация водотоков определяется трещинными зонами. В пределах участков поверхностные проявления карста в виде карстовых логов с цепочками воронок в тальвегах, небольших полей воронок в присклоновых зонах и на склонах, небольшие пещеры в трещинах бортового отпора являются характерной особенностью. Поверхностный сток временных или постоянных водотоков частично или полностью поглощается и переходит в подземный локализованный поток.

**Б-IV.** *Район очень высокой степени карстоопасности* территориально приурочен к зоне сочленения Уфимского вала (Русская платформа) и Юрюзано-Сылвенской депрессии (Предуральский прогиб). Район вытянут узкой полосой вдоль границы плато, выраженного в рельефе. Замещение карбонатно-сульфатных пород вала терригенными породами прогиба создает условия напорной разгрузки пресных с высокой сульфатной емкостью гидрокарбонатных вод вала, сопровождающееся смешиванием с сульфатными водами, перемещающимися вдоль уступа плато. Большую часть территории занимают участки с очень высокой степенью карстоопасности. Участки высокой, средней и низкой степени имеют подчиненное значение.

**В-I.** *Участки низкой степени карстоопасности* соответствуют выходам под покровные отложения терригенных толщ поповской свиты иренского горизонта с подчиненными прослоями и линзами гипсов, ангидритов, известняков, залегающих на глубинах от 60м и более.

**В-II.** *Участки средней степени карстоопасности* приурочены к выходам под покровные отложения кавернозных известняков туйской пачки, ниже которых возможно нахождение гипс-ангидритов нижней части сульфатно-карбонатного разреза иренского горизонта.

**В-III.** *Участок высокой степени карстоопасности* приурочен к зонам предполагаемых локальных разломов южной части района. Участок является резкой литологической границей карбонатного (рифогенного) типа разреза плато и терригенного разреза депрессии.

**В-IV.** Участки очень высокой степени карстоопасности обладают большой плотностью карстопроявлений, среди которых провальные формы имеют значительные размеры. Опасность представляют интенсивно карстующиеся слои и линзы гипсангидритов иренского горизонта, залегающие на глубинах 20-50м от поверхности под рыхлыми неоген-четвертичными отложениями или слоями мергелей. Участки помимо полей карстовых воронок и карстовых депрессий характеризуются зонами водообильности, точками их разгрузки, подземными полостями, вскрываемыми при бурении в интервалах глубин от 20 до 100м. Южные участки дополнительно характеризуются пересечением локальных разрывных нарушений.

**Б-0.** Район очень низкой степени карстоопасности ограничивает с востока оцениваемую территорию и территориально приурочен к Юрюзано-Сылвенской депрессии, выполненной терригенными породами.

**В-II.** Участки средней степени карстоопасности условно делятся на западные и восточные.

Западные участки приурочены к выходам туйских известняков в склонах речных долин. Они находятся в зоне замещения сульфатов поповской свиты на терригенные слои. К осевой части района замещение завершается.

Восточные участки приурочены к сводовой части Тулумбасско-Тисовского вала, где под терригенной толщей в результате деятельности трещинных вод кунгурского терригенного водоносного комплекса карстуются линзы гипсангидритов и каменных солей. В пределах участков поверхностные формы карста (воронки, депрессии) сочетаются с зонами водообильности.

#### 4.3.2. Крупномасштабная карстологическая оценка «закрытых» территорий (на примере территории Чаньвинского промузла, Западный Урал)

В практике карстологической оценки достаточно часто возникают ситуации, когда необходимо дать обоснование устойчивости ограниченной площади в пределах участка с плотным проявлением поверхностных и подземных карстовых форм. Подобные ситуации типичны в случаях дополнительного освоения действующих промышленных зон или участков городской застройки. Для специалистов не знакомых с закономерностями распределения форм карста, спецификой карстового процесса, вся

территория участка представляется провалоопасной и не пригодной для освоения. В свою очередь, для специалистов-карстоведов трудность решения такой задачи заключена именно в площадной ограниченности территории, где приблизительно одинаковые горно-породные и гидрогеологические условия, геоморфологическая невыраженность поверхности, отсутствие выходов карстующихся пород на поверхность требуют применения нетрадиционного анализа, нетрадиционных подходов. В такой ситуации очень сложно выбрать доминирующие признаки-факторы оценки.

Решение будет полностью зависеть от объема фактического материала, представленного буровыми и геофизическими работами, при этом не обязательно проведенных в рамках решения поставленной задачи.

Картографической основой оценочно-прогностических построений служит карта фактического материала проведенных инженерно-геологических работ с территориальной привязкой карстопроявлений. Карта должна сопровождаться геолого-литологическими разрезами, данными послойной документации отложений и пород, встреченных при бурении или проходке шурфов. В данном случае среди индикаторов степени карстоопасности, как правило, имеется возможность выбора для сравнительного анализа 1) неоднородности литологического состава перекрывающих карстующиеся породы отложений, 2) их водопроницаемости и 3) неравномерности мощностей, 4) структурно-текстурной неоднородности (по латерали и разрезу) карстующихся пород, 5) элементов рельефа кровли карстующихся пород, 6) элементов наземного рельефа, 7) пространственного соответствия признаков или их совокупностей местоположению форм подземного и поверхностного карста.

Практика показывает, что базовым признаком на «закрытых» участках в условиях невыраженности элементов наземного рельефа является рельеф «подземный» - рельеф кровли карстующихся пород, вернее его элементы: останцы (склоны и вершины), линейные и плоские депрессии, межостанцовые седловины [143].

Морфологические особенности поверхностного или закрытого (палео-) карстового макрорельефа в основном обусловлены двумя видами неоднородности строения массива: литологическим (структурно-текстурным) и структурно-тектоническим (чаще трещинным). В результате пересечения слаботрещиноватых зон и зон повышенной трещиноватости на поверхности карстовых массивов образуются три типа участ-

ков: сильнораздробленные, среднераздробленные и слабораздробленные. Морфологически сильнораздробленным участкам соответствуют депрессии, среднераздробленным - межостанцовые седловины, слабораздробленным - останцы [17].

Очевидно, что в преобладающем количестве случаев рельеф кровли карстующихся пород является отражением трещинной структуры массива, дифференцирующей степень водопроницаемости, локализирующей поверхностные и подземные воды, что в конечном итоге определяет интенсивность растворения и локализацию полостей в пласте и воронок в перекрывающих отложениях.

Следует отметить, что крупномасштабное карстологическое районирование с использованием особенностей погребенного карстового рельефа в качестве базового признака равнозначно эффективно как для массивов сульфатного, сульфатно-карбонатного, так и карбонатного сложения. Особенности распределения форм карста, влияющие на неоднородность устойчивости территорий относительно элементов погребенного карстового макрорельефа, практически едины для перечисленных литологических типов. Наибольшей плотностью полостей характеризуются склоны останцов (особенно крутые) и депрессий (особенно линейного типа), на вершинах останцов, как правило, полости отсутствуют.

Для территорий, сложенных гипс-ангидритами, перекрытыми мергелями и обвально-карстовыми отложениями, соотношение элементов погребенного карстового рельефа, полостей и воронок достаточно ярко показано А.И. Печеркиным (1986). Данное соотношение положено в основу крупномасштабного геолого-карстологического районирования, выполненного этим автором на примере микро-района 1-2 в пос. Полазна (побережье Камского водохранилища)[140].

В данном разделе, в качестве иллюстрации к тезису о закономерностях соотношения элементов диссонантного рельефа, полостей и воронок в перекрывающих отложениях рассмотрим результаты анализа условий развития карста и закономерностей распределения его форм на территории промышленной зоны Чаньвинского месторождения известняков.

Участок промзоны приурочен к западному крылу Центральной Кизеловской антиклинали Западноуральской зоны складчатости.

Непосредственно через месторождение проходит зона Басковского надвига. С востока территория месторождения ограничена Журавлинским надвигом. По данным дешифрирования аэрофотоснимков Пермской комплексной геологоразведочной экспедиции в региональном плане месторождение расположено в пределах тектонического блока, простирающегося с юго-запада на северо-восток. В гипсометрическом отношении блок является опущенным относительно соседнего, северного блока.

В пределах промзоны интенсивно закарстованы карбонатные породы турнейского яруса каменноугольной системы, представленные частично окремненными известняками от серого до черного цвета, от скрыто- до крупнокристаллической структуры, в различной степени трещиноватыми. Трещины заполнены глинистым материалом или кальцитом. Участками поверхность известняков представлена выветрелыми и сильновыветрелыми разностями (рухляками). В пределах зоны известняки полностью покрыты делювиально-элювиальными грунтами четвертичного возраста. Их литологический состав территориально изменчив и представлен глыбово-щебенистыми и дресвяными грунтами с глинистым, суглинистым или доломитово-мучнистым наполнителем.

Учитывая гипсометрическое положение тектонических блоков, закономерно допустить, что в региональном плане существует переток подземных трещинно-карстовых вод в направлении с северо-запада на юго-восток, перпендикулярно простирацию блоков. Воды разгружаются в нижних частях склонов долин рек. В локальном плане переток происходит по зонам трещин, сопровождающих внутриблоковые разломы, что приводит к расширению приразломных трещин и формированию карстово-суффозионных воронок и карстово-эрозионных логов в четвертичных отложениях. Верхняя часть пород месторождения до глубины 90 м не имеет постоянного водного уровня и относится к гидродинамической зоне вертикальной нисходящей циркуляции с рассеянным инфильтрационным и сосредоточенным (через поноры) инфилюационным сезонным питанием. Относительно постоянный уровень трещинно-карстовых вод устанавливался в различные года ВерхнекамТИСИЗом на глубинах 50-90 м что соответствует абсолютным отметкам 140-180 м. Севернее и северо-восточнее промышленной зоны установившийся уровень подземных вод соответствует отметкам 160-200 м.

Затрудненная инфильтрация атмосферных осадков через четвертичные отложения обуславливает появление верховодки на глубинах 0.5-4.0 м в периоды интенсивного снеготаяния или продолжительных дождей.

Кизеловский район карбонатного карста, к которому относится участок, в целом характеризуется широким развитием поверхностных и подземных карстовых форм: воронок с понорами, логов, полостей и пещер. Междуречье рек Костанок и Капюшка (левые притоки р.Чаньвы), на котором расположена промзона, в карстологическом отношении не является исключением.

Последовательное, геологически длительное развитие структурно-тектонических элементов массива отразилось на особенностях рельефа кровли турнейских известняков, а также на особенностях распределения делювиально-элювиальных отложений и закарстованности относительно форм диссонантного рельефа (рис. 4.3).

Интенсивное развитие поверхностных форм - карстово-суффозионных воронок, которых насчитывается 54 штуки на территории промзоны площадью 0.5км<sup>2</sup>, генетически связано с процессом вымывания глинистого и суглинистого материала в межглыбовое пространство рухляковой зоны и в порово-каверно-трещинное пространство верхней части невыветрелых известняков. В отдельных случаях установлено, что воронки являются результатом заполнения карстовых полостей (скв.16). Согласно морфометрическому показателю (отношение глубины воронки к ее диаметру) из 54 воронок 13 (21.8%) относительно свежие  $h/d=0.3$ . Все они расположены над склонами останцов и линейными депрессиями кровли известняков.

Фактический материал по проведенным проходческим работам, территориальная привязка карстопроявлений и нанесенная на карту фактического материала кровля известняков в изолиниях высотных отметок, дает представление о соотношении карстовых форм и элементов погребенного рельефа (рис.4.4). Поля воронок развиты в четвертичных отложениях над понижениями рельефа кровли известняков. Относительно максимальные диаметры (10-12 до 23м) зафиксированы у тех воронок, которые расположены над интенсивно выветрелыми известняками. *Мощность четвертичных отложений контролирует интенсивность воронкообразования: с уменьшением мощности интенсивность поверхностных карстопроявлений возрастает, но не*

повсеместно, а только над линейными отрицательными формами рельефа вне зависимости от литологии покрова.

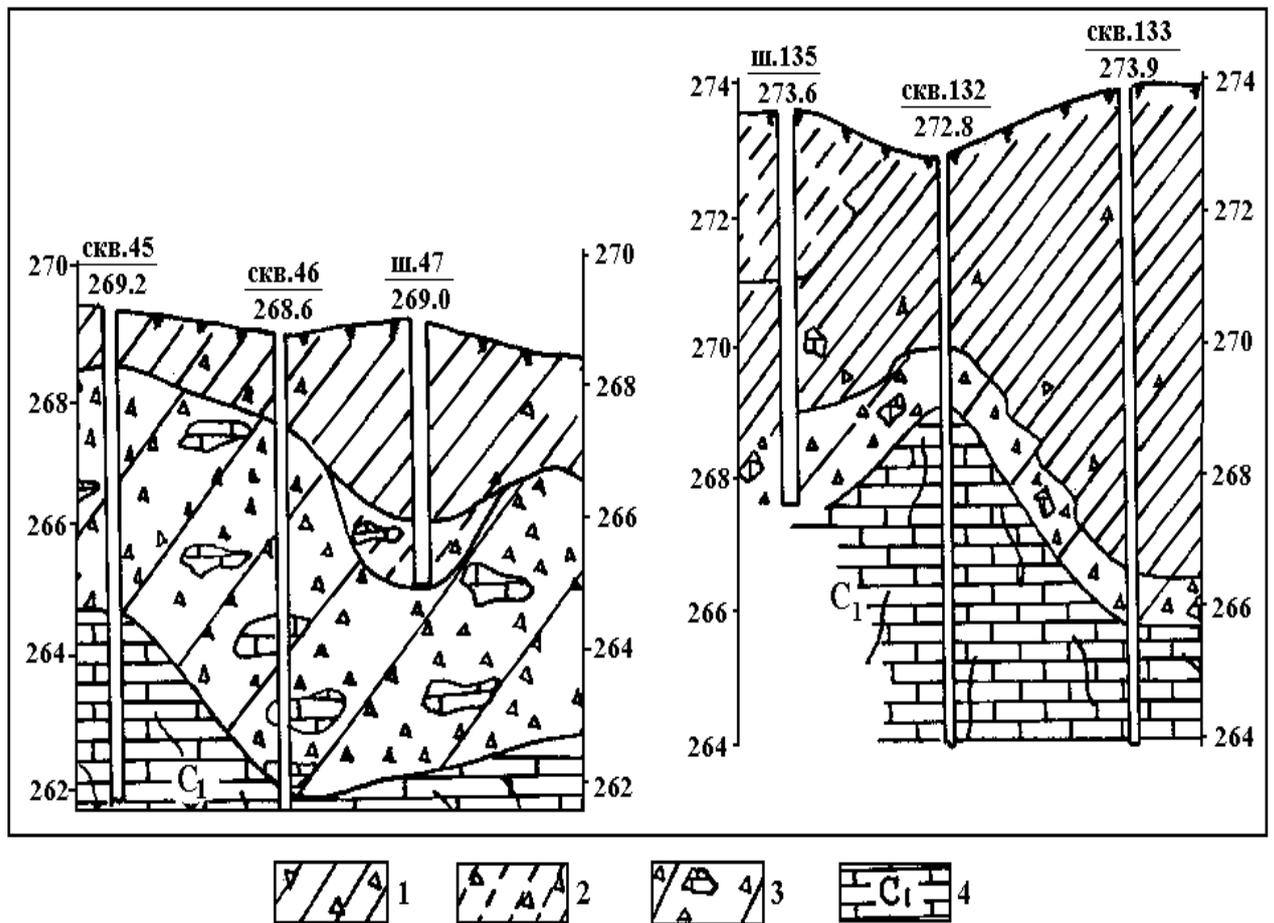


Рис.4.3. Геолого-литологические разрезы территории промзоны Чаньвинского месторождения известняков (Зап.Урал). 1-глина со щебнем, 2-суглинок щебенистый, 3-делювиально-элювиальные отложения (deQ), 4-известняк трещиноватый

В покровах, расположенных над рельефом выше отметки 267м (над вершинами останцов), воронки не образовались, хотя именно над останцами толщина покрова минимальна.

Подземные карстовые полости вскрыты скважинами 112, 45, 16 и 9 в интервале глубин от 11.0 до 46.0м. Полости заполнены плотной глиной со щебнем и дресвой, аргиллитоподобной глиной, песком. Вертикальные размеры встреченных полостей изменяются от 0.10 до 2.0м. Практически все встреченные при бурении полости расположены в линейных меридионально ориентированных коррозионно-эрозионных депрессиях погребенного рельефа.

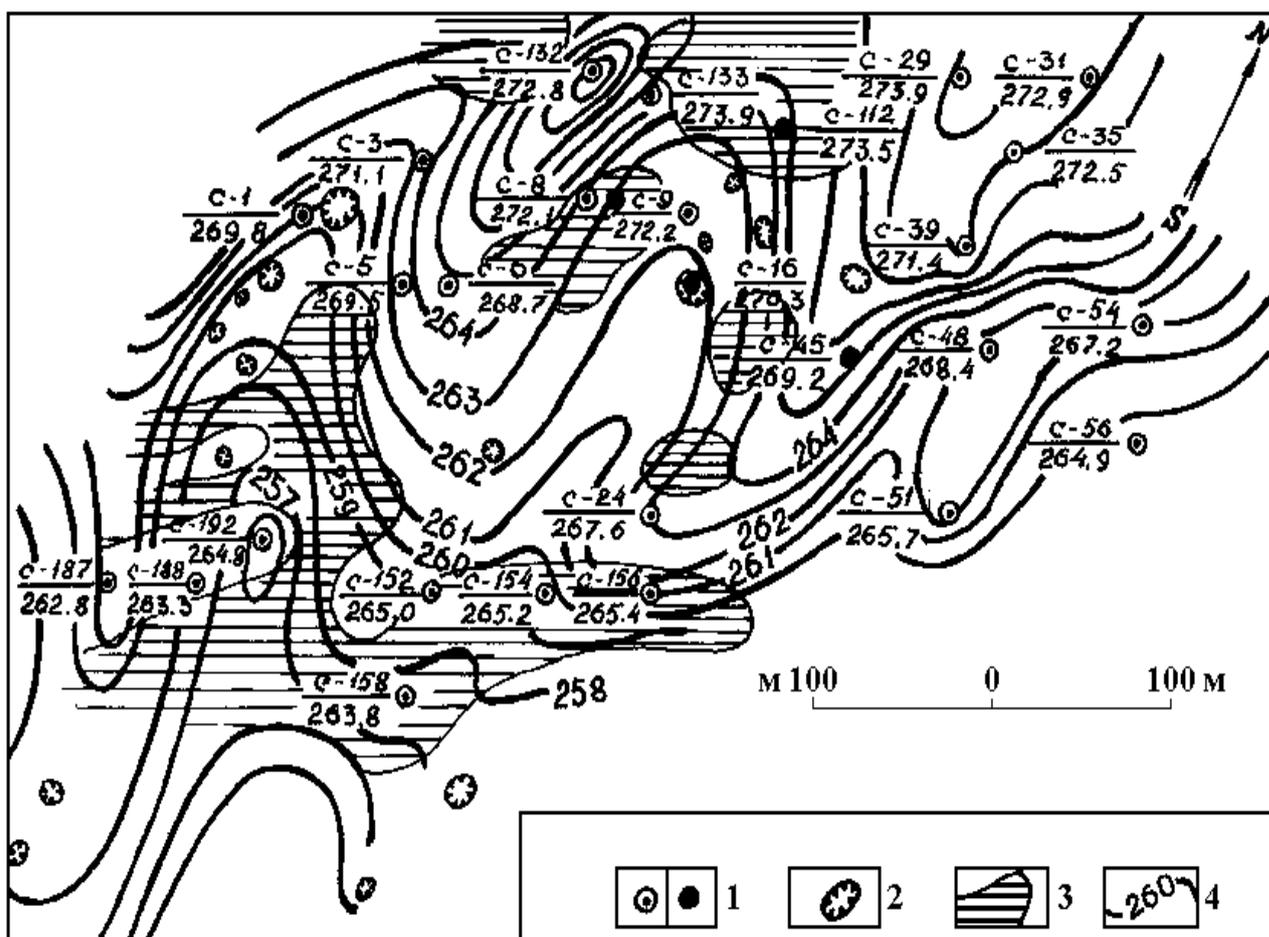


Рис. 4.4. Пространственное соотношение элементов погребенного рельефа турнейских известняков, полостей, вскрытых буровыми скважинами и карстово-суффозионных воронок на территории промзоны Чаньвинского месторождения (Зап.Урал). 1-буровые скважины с обозначением номера и высотной отметки устья (а) и скважины, вскрывшие карстовые полости (б); 2-карстово-суффозионные воронки; 3-покровные суглинки; 4-изогипсы погребенного рельефа

Относительно максимальные по вертикали размеры (скв.16, инт.11.0-13.0м и скв.112, инт.18-19м) характерны для полостей, расположенных в осевых частях линейных депрессий. На склонах депрессий вертикальные размеры полостей уменьшаются до 0.20-0.40м (скв.45, инт.19.0-19.2м; 37.0-37.4; скв.9, инт.17.3-17.5 м).

Структурно-текстурные элементы коренных пород распределены неравномерно и оказывают контролирующее влияние на заложение, развитие и распределение карстовых форм. Осевые зоны линейных понижений кровли известняков сложены

средне- и крупнокристаллическими, кавернозными, сильнотрещиноватыми разностями. Заполнителем трещин является кальцит и глина (линия скважин 16-112).

Структурно-текстурные особенности известняков, характерные только для осевых частей линейных депрессий, дают основание предполагать унаследованную гидрогеологическую активность данных понижений. Здесь, в интервалах глубин от 13 до 18м и от 21 до 27м, развиты прослои интенсивно кавернозного, трещиноватого известняка (незаполненные каверны диаметром от 0.01 до 0.05м). Кавернозные прослои залегают над закарстованными и могут служить индикаторами на полости.

Вершины останцов сложены крепкими или средней крепости окремненными, скрыто- и мелкокристаллическими, слаботрещиноватыми породами. Заполнитель трещин – кальцит.

Склоны останцов сложены мелкокристаллическими, трещиноватыми породами, трещины которых также заполнены кальцитом.

Систематизируем имеющиеся признаки-факторы, определяющие в пределах оцениваемого участка карстогенетическую неоднородность. В качестве основы построения оценочной схемы применим общую схему признаков-факторов (табл. 4.3), опустив высший таксонометрический ряд.

Методологически необходимым в данном случае является проведение локальной оценки с предварительным установлением регионального фона развития карста. Региональный фон определен несколькими группами признаков-факторов.

**Геоструктурные и тектонического режима:** территория складчато-блокового строения, осложненного нарушениями надвигового типа, испытывающая преимущественное поднятие. Расположение блоков - ступенчатое с поблочным погружением с северо-запада на юго-восток (IV).

**Литологические.** Мощные пласты известняков без переслаивания с другими литологическими типами карстующихся пород, покрытые маломощными и тонкими покровами обломочных отложений с глинистым и суглинистым заполнителем (III).

**Гидродинамические.** Зона вертикальной нисходящей циркуляции, сочетающаяся с зонально локализованными, действующими сезонно, потоками субгоризонтальной циркуляции на фоне глубоко расположенной зоны регионального транзита

трещинных вод (III). В скобках дана усредненная степень вероятности карстопроявлений согласно таблице 4.3.

Региональный карстогенетический фон по комплексу показателей в среднем соответствует III-высокой степени карстоопасности.

Целесообразно в итоговой оценочной схеме сгруппировать признаки-факторы локальной оценки таким образом, чтобы их комплексы характеризовали квазиоднородные, типичные по геолого-карстологическим показателям фрагменты массива.

Группировка признаков локального уровня применительно к территории промзоны Чаньвинского месторождения известняков приведена в таблице 4.5.

Таблица 4.5

**Карстогенетические типы территории промзоны Чаньвинского месторождения известняков**

Индекс типа (степень карстоопасности)	Элементы рельефа кровли известняков	Характеристики		
		литологические		гидродинамические, закарстованности
		известняков	покровов	
<b>В-I (низкая)</b>	Вершины останцов	Крепкие, кремненые, скрыто- и мелкокристаллические, слаботрещиноватые. Заполнитель трещин - кальцит	Щебень с глинистым заполнителем мощностью 4-5м. Первый картируемый слой – глина.	Затрудненная инфильтрация, рассеянный сток. Воронки и полости не выявлены.
<b>В-II (средняя)</b>	Склоны останцов	Средней крепости, мелкокристаллические, трещиноватые. Заполнитель трещин – кальцит.	Щебень с глинистым и суглинистым заполнителем мощностью 5-17м. Первый картируемый слой – глина, очагами – суглинок.	Затрудненная инфильтрация, рассеянный сток. Суффозионные воронки вымывания суглинистого и глинистого покровного материала в межглыбовое пространство.
<b>В-III (высокая)</b>	Межостанцовые депрессии незамкнутого линейного типа	Слабые, средне- и крупнокристаллические, кавернозные, сильно трещиноватые. Заполнитель трещин – кальцит и глина.	Щебень с суглинистым и глинистым заполнителем мощностью 5-8м. Первый картируемый слой – глина с очаговым распространением суглинков.	Относительно свободная инфильтрация и инфилюация поверхностного стока. Локализованный субгоризонтальный подземный сток. Суффозионно-коррозионные воронки. Полости, заполненные глиной, щебнем, песком, иногда без заполнителя

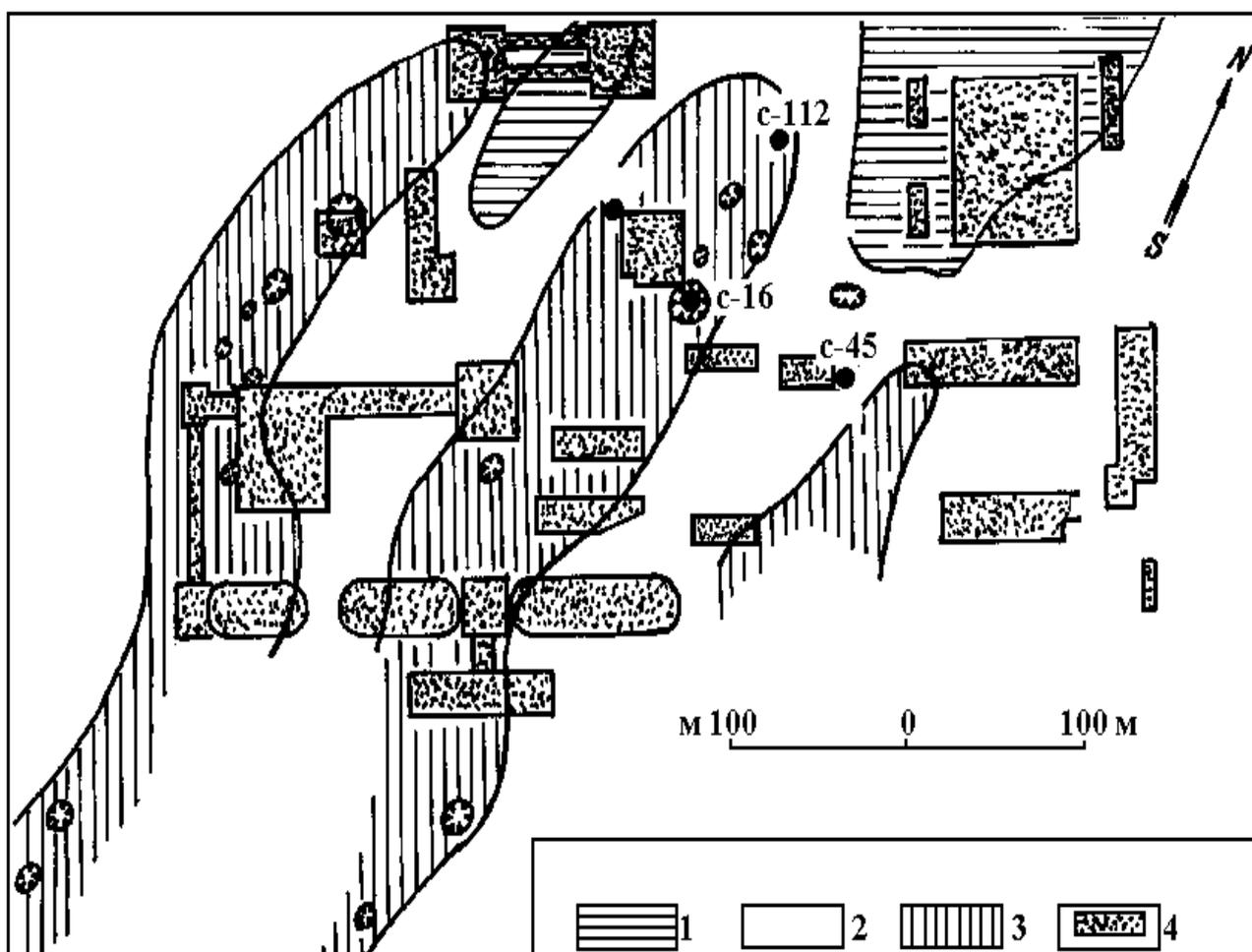


Рис.4.5. Схема типизации территории Чаньвинского месторождения известняков по степени карстоопасности. Участки 1-низкой, 2-средней, 3-высокой степени карстоопасности (характеристики участков даны в тексте); 4-здания и сооружения промзоны

Таблица несет не просто информационную нагрузку, но является табличной схемой типизации оцениваемой территории – основой сравнительно-оценочного районирования. Согласно схеме на территории промзоны выделяется три типа территориальных фрагментов (рис.4.5). Территории первого типа сравнительно безопасны для инженерного освоения. Территории второго типа характеризуются средней степенью карстоопасности, при освоении которых необходимым является применение конструктивных противокарстовых мероприятий. На территориях третьего типа возведение строительных объектов бытового или промышленного назначения должно быть исключено. К сожалению, часто карстологическая оценка (не только специальная, но и общая) на стадиях проектирования не проводится.

#### 4.3.3. Карстологическая оценка территории по степени трещиноватости (на примере территории полей пещер Воронцовская и Долгая, Западный Кавказ)

Карстологическая оценка территории может быть проведена и по одному из наиболее представительных признаков, имеющих какое-либо количественное выражение. Из разряда геоструктурных к таким относится трещиноватость, выраженная например, через *линейную плотность длин зафиксированных тектонических трещин на единице площади поверхности карстового массива*. Оценке предшествует полевое и фондовое уточнение геолого-структурных особенностей территории, полевое изучение трещин массива, сопровождающееся массовыми замерами их элементов залегания. Результаты обработки всех имеющихся данных позволяют провести оценочное районирование поверхности массива по степени интенсивности трещиноватости и сопоставить выделенные типы территорий с имеющейся поверхностной и подземной закарстованностью. Картографической основой схемы районирования служит геологическая карта с нанесенными на нее карстопроявлениями и показателями трещиноватости в изолиниях [75, 143].

Единственным и неперемнным условием для проведения подобного районирования является хорошая обнаженность карстующихся пород или возможность изучения и картирования трещин в спелеоусловиях - пещерных ходах и гротах [63, 139, 147].

Результаты оценки используются в природоохранных целях, например, для уточнения геологических аспектов охраны спелеообъектов, как памятников природы, в целях перспективного и рационального природопользования, безопасного инженерного освоения карстовых массивов и др.

В качестве примера приведем результаты оценочного районирования территории полей пещер Воронцовской и Долгой, расположенной в пределах Воронцовской антиклинали (Западный Кавказ).

В геологическом отношении карстовый массив сложен 45-80 метровой толщиной верхнемеловых (сенонских) известняков, подстилаемых пятнадцатиметровой толщиной альб-сеноманских аргиллитов, алевролитов и песчаников. Ядро складки слагают массивные известняки верхней юры. Карта изолиний линейной плотности тектонических трещин является результатом их полевого картирования (рис. 4.6). Распределение

плотности трещин согласуется со структурным планом территории. Северо-восточная часть поля расположена на пологом, юго-западная на крутом, сложного флексуобразного строения крыле структуры. Зона шарнира складки осложнена локальными дислокациями, изменившими углы падения пород от 8 до 44-45°.

Изучение трещин позволило, относительно оси антиклинали, выявить их основные системы: а) поперечно-диагональную (аз. простирания 15-45° - 195-225°) с хорошо развитыми трещинами скалывания, сформировавшимися в начальную стадию образования антиклинали. Некоторые трещины системы залечены кальцитом, но большая часть продолжает являться путями фильтрации подземных вод, особенно в местах их сгущения; б) продольная (аз. простирания 105-135° - 285-315°) с малочисленными трещинами отрыва, зияющими, без следов смещения, с неровными бортами, сформировавшимися в поздние стадии образования антиклинали. Места повышенной густоты этих трещин характеризуются как зоны дробления.

Вся западная часть поля по интенсивности трещиноватости однородна, плотность трещин здесь колеблется от 125 до 250м/2500м<sup>2</sup>. Для восточной части поля характерно зональное распределение плотностей трещин. Зоны повышенной трещиноватости ориентированы с северо-востока на юго-запад. Плотность трещин в этих зонах достигает 750-1000, редко 2000м/2500м<sup>2</sup>.

Северная часть поля территориально расположена на восточном крыле антиклинали и характеризуется пониженными значениями плотностей трещин - от 250 до 750, редко до 1000м/2500м<sup>2</sup>. Сгущения трещин образуют зоны длиной до 500м. Ширина зон в среднем достигает 70м, а расстояние между зонами колеблется от 100 до 300м.

По распределению числовых значений плотностей трещин выделены три типа территорий (рис.4.7). В пределах определенного типа территории хозяйственная деятельность регламентирована условиями устойчивости и сохранности спелеообъектов.

**Тип I.** Слабораздробленные тектоническими трещинами территории, в пределах которых отсутствует закарстованность. Показатель плотности трещин менее 500м/2500м<sup>2</sup>. Здесь хозяйственная деятельность может проводиться без ущерба пещерам, как экскурсионным объектам и с низкой степенью карстоопасности. На оцени-

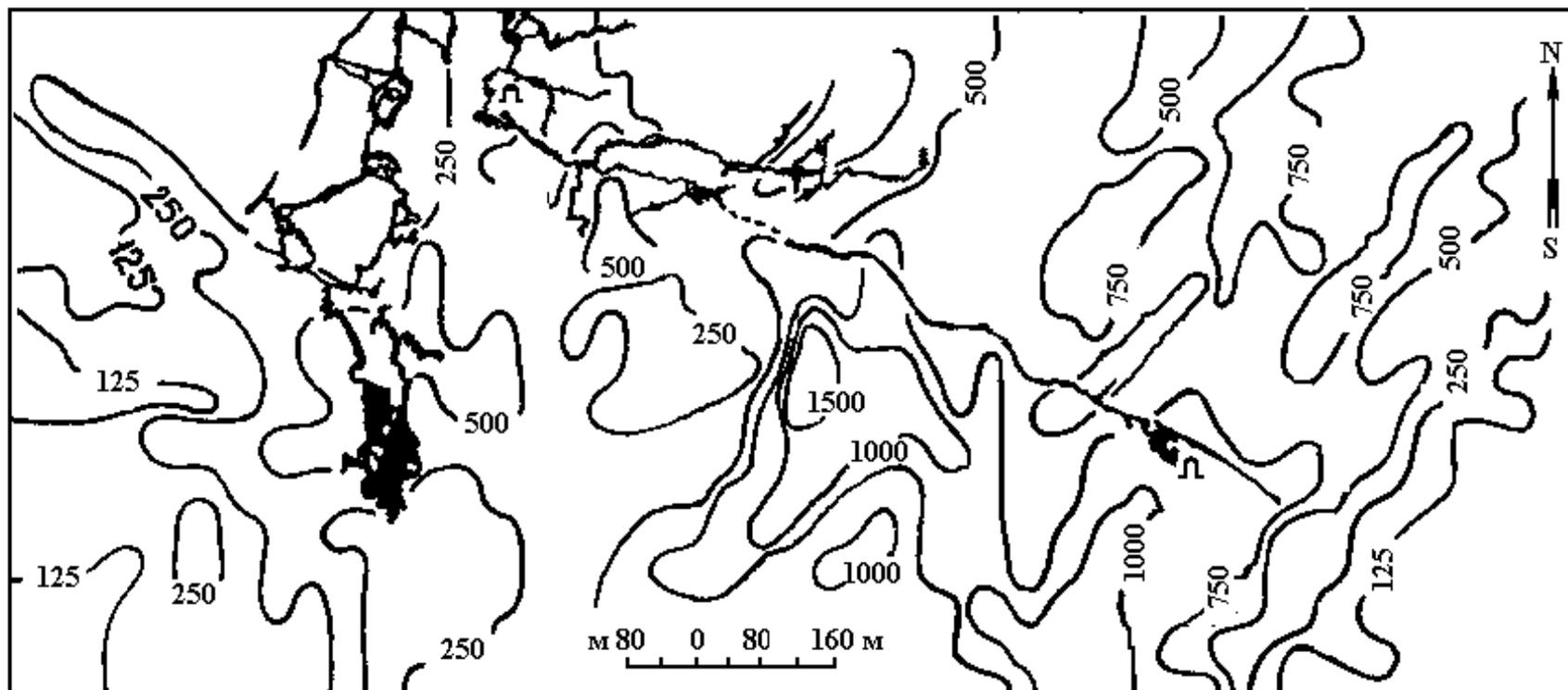


Рис. 4.6. Схема распределения линейной плотности тектонических трещин на  $2500 \text{ м}^2$  карстующихся верхнемеловых известняков в районе развития Воронцовской системы пещер (Зап.Кавказ)

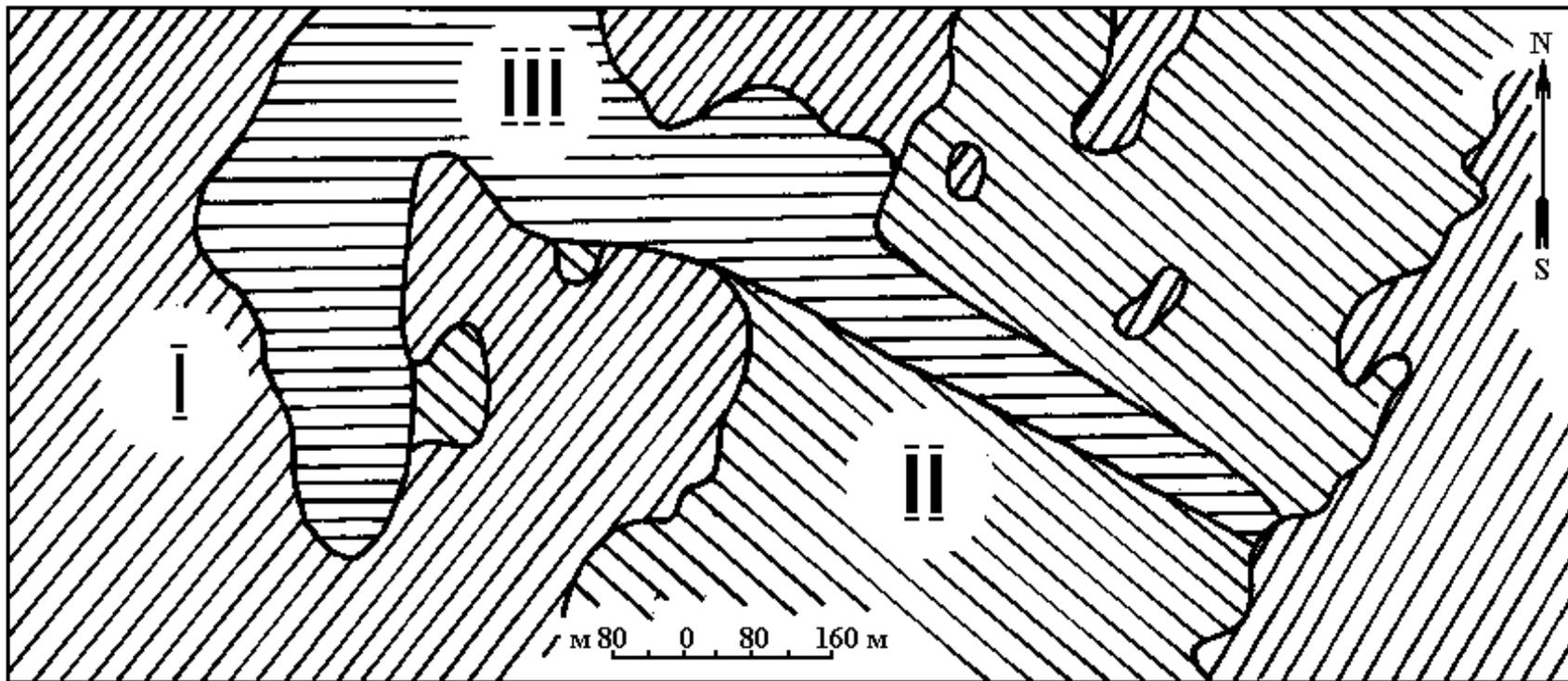


Рис. 4.7. Природоохранная типизация территории развития Воронцовской системы пещер (характеристика выделенных типов территории приведена в тексте)

ваемой территории участки данного типа расположены в западной и восточной периферийных частях, а также в центральной части, являющейся условной границей между пещерами Воронцовская и Долгая.

**Тип II.** Территории наиболее раздробленные тектоническими трещинами, в пределах которых возможно наличие полостей. Показатель плотности трещин изменяется от 500-750 до 2000м/2500м<sup>2</sup>. Распределение данного типа территорий зонально. Ширина зон колеблется от 20 до 100м при их средней длине 350м. Хозяйственная деятельность в пределах данного типа территорий должна быть строго регламентирована и проводиться с учетом противокарстовой защиты.

**Тип III.** Территории, находящиеся непосредственно над пещерными ходами. По плотности трещин территории занимают среднее положение. Показатель плотности изменяется от 250 до 750м/2500м<sup>2</sup>. Здесь любая хозяйственная деятельность недопустима, что определено а)низкой устойчивостью территории - часто непосредственно над ходами пещер развиты зоны дробления пород сводов; б)высокой водопроницаемостью зон дробления; в)прямым воздействием нагрузок и агрессивных вод на саму пещеру и спелеообразования.

Типизация территорий пещерных полей учитывающая степень их вовлечения в процессы хозяйственного освоения призвана способствовать рациональному и щадящему использованию площадей с предварительным обоснованием комплекса природоохранных мероприятий.

#### 4.3.4. Общая оценка техногенного прессинга в карстовых регионах (на примере территории Пермского Приуралья)

Возможность оценки интенсивности карстопроявлений является одной из основных задач при обосновании противокарстовой защиты наземных или подземных инженерных сооружений. Анализ катастрофических карстопроявлений, проведенный по литературным и фондовым материалам, позволил выявить их принадлежность к разномасштабным геоструктурным элементам [66].

Катастрофические явления природно-техногенного характера приурочены к различным структурно-тектоническим обстановкам, а именно: зонам сочленения тектонических структур I и II порядков (например Украинского щита и Вольно-

Подольской плиты, Русской платформы и Предуральяского краевого прогиба); склонам предгорных прогибов (Предуральяского, Предкарпатского); локальным структурам в пределах тектонических валов и их периферийным зонам (Краснокамско-Полазненский вал, Тулумбасовско-Тисовский вал, Уфимский вал); куполовидным структурам соляной тектоники; склонам тектонических депрессий (Юрюзано-Айская); осевым зонам линейных складок (Западно-Уральская зона складчатости); дизъюнктивным нарушениям со смещением (особенно надвигового типа: Луньевский надвиг, Журавлинский надвиг Западно-Уральской зоны складчатости); зонам трещиноватости вне зависимости от элементов и масштабов тектонических структур.

Анализ показал, что 70% катастрофических ситуаций связано с сульфатным карстом, 25-30% с карбонатным, единичные, но наиболее масштабные по разрушениям с соляным. В сульфатном и соляном карсте катастрофические явления носят, как правило, провальный характер (районы гг.Кунгура, Держинска, соляные месторождения республики Коми и Пермской области). В карбонатном карсте провальные явления редки, чаще возникают просадки.

На территориях современных городов, промышленных комплексов и интенсивной сельскохозяйственной деятельности возникновение провальных явлений в результате естественных причин крайне редко и (по нашим подсчетам) составляет 2-3%. В большинстве случаев усиление карстоопасности определялось следующими причинами:

- динамическим воздействием на массив (нагрузки от подвижного железнодорожного транспорта, автотранспорта, взрывы в карьерах и при шатхной проходке);
- быстрым изменением гидрогеологической ситуации (осушение карьеров, создание водохранилищ, откачка шахтных водопритоков, утечки из водопровода и канализации, откачки для целей водоснабжения);
- интенсивной добычей полезных ископаемых, таких как нефть и газ;
- чрезмерной статической нагрузкой на поверхность массива в случаях концентрации промышленных и гражданских сооружений и игнорировании инженерно-геологической ситуации при планировании городской застройки;

-изменением гидрохимической ситуации при интенсивном внесении химических удобрений (особенно в районах сульфатного карста) и сбросов промышленных вод в карстовые полости;

-комплексом перечисленных причин.

В любом случае распределение катастрофических карстопроявлений происходит соответственно геолого-структурным особенностям массивов, но интенсивность и скорость протекания процесса в каждом случае обусловлена типом и интенсивностью техногенных изменений природной среды. Не исключено, что при отсутствии техногенного воздействия провалы поверхности проявились бы в масштабе геологического времени.

Западноуральский регион, являясь одним из крупнейших индустриальных центров России, занимает особое положение в экономической инфраструктуре страны. Здесь расположены предприятия практически всех отраслей хозяйства, из которых важнейшие представлены машиностроением, нефтехимией, энергетикой, металлургией, целлюлозобумажной и горнодобывающей промышленностью.

Выделяется ряд направлений деятельности человека, связанных с использованием естественных ресурсов и природной среды карстовых районов. Виды деятельности соответствуют видам воздействия на карстовые массивы:

*-горнопромышленная*, связанная с приповерхностной разработкой и эксплуатацией месторождений посредством скважин, сейсмозрывов, добычей полезных ископаемых с помощью горизонтальных выработок, шахтным способом, формированием искусственных месторождений, их рекультивацией;

*-гидротехническая*, связанная с сооружением плотин и созданием искусственных водоемов, спрямлением русел рек, строительством каналов и водных путей, сооружением береговых дамб и берегозащитных сооружений;

*-сельскохозяйственная* (орошаемое и неорошаемое земледелие, пастбищное скотоводство) и

*-мелиоративная* - внесение химических удобрений в почвы, распашка почв, агроирригация, осушение территорий, выпас скота и его содержание на фермах и летних лагерях, содержание парка сельскохозяйственных машин и агрегатов;

*-лесохозяйственная*, связанная с вырубкой лесов и их восстановлением;

*-селительная и промышленная*, обусловленная строительством жилых, административных, промышленных, бытовых и других сооружений, их эксплуатацией сопровождающейся сбросом сточных вод в реки и водоемы, сбросом жидких отходов в водоносные горизонты, созданием подземных резервуаров и накопителей, выбросом в атмосферу газовых отходов производства, забором поверхностных и подземных вод для водоснабжения;

*-коммуникационно-транспортная*, предусматривающая сооружение и эксплуатацию линейных инженерных сооружений (железных и автомобильных дорог, трубопроводов и компрессионных станций, линий электропередач), что сопровождается выбросом продуктов неполного сгорания горючих смесей, сжиганием кислорода, загрязнением поверхностных и подземных вод при утечках из трубопроводов;

*-рекреационная*, связанная с оборудованием карстовых пещер для массового посещения, созданием лесопарковых зон, заказников, заповедников, национальных парков, сооружением небольших водоемов, осуществлением лесонасаждений, строительством пансионатов;

*-беллигиративная*, связанная с ядерными взрывами, устройством и эксплуатацией учебно-методических и испытательных полигонов, боевыми действиями с применением химического оружия, гербицидов, зажигательного оружия.

В Пермском Приуралье наиболее существенные изменения обстановок карстообразования наблюдается в районах горнопромышленной, гидротехнической, селительной и коммуникационно-транспортной деятельности [35, 36].

Наиболее интенсивное провалообразование приурочено к массивам сульфатного или сульфатно-карбонатного сложения, испытывающим различную степень антропогенного воздействия. Наиболее яркими примерами территорий провалообразования являются Полазненский, Нижнесылвенский, Кунгурский, Иренский, Кишертский карстовые районы [35]. Перечисленные районы территориально совпадают с зонами сочленения тектонических блоков восточной периферии Восточно-Европейской платформы. Подобные зоны выделены по геологическим материалам, гравитационному и магнитному полям, данным гелиевой съемки и анализу тектонических линейментов по кровле горизонтов нижнего карбона и нижней перми (материалы Горного института РАН). Ширина зон достигает 10-15 км. Одна из меридиональновытянутых

зон, интерпретируемая на карте новейшей тектоники Пермской области (Бабак и др., 1989) как зона повышенной проницаемости, ориентирована по линии «Кунгур-Березники-Соликамск» и пересекается широтноориентированной зоной тектонических линейных элементов по кровле горизонтов нижнего карбона на территории юго-западного примыкания к г.Кунгуру. Эта широтная зона трассируется участком долины р.Сылвы от г.Кунгура до с.Спасо-Барда, пересекая территорию п.Усть-Кишерть. Таким образом, южная часть Нижнесысвенского района и Кунгурского карстового участка приурочены к узлу эндогеодинамических зон.

Дифференцированные плейстоцен-голоценовые подвижки блоков отразились и в строении речных террас. Анализ результатов буровых работ в Кунгурском и Иренском районах показал, что на отдельных участках карбонатно-сульфатная толща иренского горизонта в пределах I террас по отметкам подошвы занимает положение в среднем на 10-15 м выше по отношению ко II террасам. Периоды образования провалов на I террасах рек Сылвы, Ирени, Бабки, Шаквы (1937-40 гг., 1953-69 гг., 1980-по настоящие дни) совпадают с периодами повышенной сейсмоактивности, выявленными для Среднего Урала. В связи с этим интересен факт омоложения древних воронок и приуроченность озер провального происхождения к зонам сочленения I-II террас р. Сылвы и долине р. Кишертьки на территории п. Усть-Кишерть [63].

Среди провальных форм региона выделяются две генетические группы: природные карстово-суффозионные и антропогенные. Очевидным является то, что в формировании провалов любой группы принимают участие как природные, так и антропогенные факторы, но с разной степенью значимости. Например, возникновение провалов вдоль полотна железных дорог обусловлено динамическими нагрузками от подвижного состава, но местоположение провалов контролируется параметрами гидрогеологически активных трещинных зон а) тыловых швов террас (особенно I и более высоких), б) тальвегов молодых, верховьев и прибортовых частей устьев относительно старых эрозионно-карстовых и карстово-эрозионных логов, в) высоких террас и присклоновых участков и склонов долин рек.

Участки пересечения трещинных зон на высоких террасах характеризуются аномально большим количеством провалов при наличии активного антропогенного влияния (район п. Нагорный (Кунгурский район) - 16 провалов/1 км<sup>2</sup> за 15-20 лет).

Распределение природных провалов, контролируемое литолого-стратиграфической, структурно-тектонической и геоморфологической ситуациями имеет региональную зональность. Распределение антропогенных провалов азонально и определяется сферой влияния вводимых в эксплуатацию, эксплуатируемых или выведенных из эксплуатации инженерных элементов природно-техногенных систем (например, разрушенные муфтовые соединения водовода очистных сооружений г. Кунгура, заброшенные подвалы и погреба близ станции «Гипсы», утечки из водопровода и канализации в п. Нагорном и др.) [67].

На любом уровне оценки карстоопасности (глобальном, региональном или локально-блоковом), практически для любых целей инженерной практики в основу анализа закономерностей распределения возможных деформаций поверхности карстовых массивов должен быть заложен процесс установления структурно-тектонического каркаса массива, его геологической эволюции и гидрогеологической активности дизъюнктивных элементов данного каркаса.

Характерной особенностью Пермского Приуралья, как экономического региона, является то, что большая часть горнопромышленных и городских агломераций находится в пределах распространения карстующихся пород. Данная особенность определена наличием промышленных залежей полезных ископаемых, среди карстующихся пород (угли) или, залежи сами являются легко растворимыми (соли) и положением природных транспортных магистралей - рек, многие из которых по морфолого-гидрологическому типу относятся к транзитным карстовым. На сегодняшний день карстово-техногенные системы сформировались на территориях практически всех крупных градопромышленных агломераций (ГПА): Соликамск-Березники, Кизел-Губаха-Чусовой, Кунгур.

Экологическая обстановка в регионе формируется под влиянием следующих основных факторов:

\* длительное (в ряде случаев более 100-150 лет) функционирование разнообразных экологически опасных производств (шахтная горнодобыча, химическая промышленность, энергетика, черная металлургия и др.), образовавших разветвленную техносферу и прессинг на окружающую среду (ОС) и человека;

- \* концентрация экологически опасных производств, часто с устаревшими технологиями и недостатком средств для очистки отходов в пределах ограниченных территорий ГПА, где сосредоточено 90% населения региона;
- \* слабое развитие безотходных технологий (особенно в горнодобыче), что обусловило складирование отходов, многие из которых являются экологически опасными, на значительных площадях;
- \* перегруженность территории региона коммуникационно-транспортными артериями, включая такие сложные инженерные сооружения как нефтепроводы и газопроводы высокого давления, часто недостаточно обустроенные в экологическом отношении с высокой степенью износа.

В регионе наблюдается высокий уровень загрязнения всех компонентов экосистемы: атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод, почв, грунтов, растительности. В условиях техногенной нагрузки активизируются неблагоприятные, часто катастрофические в проявлениях, природно-техногенные процессы, например, такие как подтопление, оползнеобразование, карст, суффозия, гибель лесов. Зоны влияния ГПА распространяются на прилегающие территории, т.е. практически на все население региона, за счет переноса загрязняющих веществ в атмосфере, поверхностными водотоками и подземными водами.

Следует отметить, что город Пермь расположен за пределами поверхностных карстопроявлений, но, тем не менее, находится в определенной зависимости от развития карстовых процессов в основании Камской ГЭС. В основании плотины, построенной в 1954 году, под аргиллитами, песчаниками, загипсованными и обводненными известняками и доломитами уфимского яруса залегают гипсы и ангидриты кунгурского яруса. Фильтрация в основании плотины повлекла за собой растворение гипсов. Дополнительное инъекционное закрепление основания повысило устойчивость плотины, но не исключило полностью вероятность снижения устойчивости за счет локального растворения.

Карстоопасными являются участки пересечения закарстованных территорий транспортными магистралями, особенно железными дорогами вне зависимости от литологического типа карста. За последние 40-45 лет в Пермском Приуралье по данным Пермского университета, Кунгурского карстового стационара, ВерхнекамТИСИЗа в

полосе примыкания к железнодорожному полотну произошло более 130 провалов, из них более 20 с поперечником и глубиной до 5 м. Для установления возможного взаимного влияния естественных и техногенных процессов на эксплуатационную безопасность линейных сооружений была проведена систематизация аварийности по Пермскому и Чусовскому отделениям Свердловской железной дороги. Для анализа были использованы только те случаи аварий и крушений поездов (последних 15 лет), причинами которых были деформации пути и подвижного состава (табл. 4.6).

Уже предварительный анализ распределения мест 39 аварий показал их приуроченность к зонам тектонических разломов, выделенных по геофизическим полям и зонам литологического замещения, часто являющимся показателем как структурных, так и тектонических границ. Тем не менее, почти во всех 39 случаях, включенных в схему, только в двух исследована геологическая ситуация аварий - на перегоне Ергач-Иренский и на перегоне Чикали-Кишерть. Авария 1993 г. на перегоне Чикали-Кишерть явилась причиной экологической катастрофы для заказника «Предуралье» и всего Присылвенского края, начиная от среднего течения р.Сылвы в результате разлива нефти из деформированных железнодорожных цистерн.

Свыше 200 провалов зафиксировано на полотне автомобильных дорог и в кюветах. Максимальное количество провалов приурочено к районам распространения сульфатных и карбонатно-сульфатных толщ, перекрытых аллювиальными отложениями. Заметная активизация провалообразования на отдельных участках (150-250 случаев /км<sup>2</sup> в год) связано с сокращением мощности покровных отложений, трансформацией рельефа. Наиболее яркий пример сочетания карстоопасных факторов – территория г.Кунгура и его окрестностей, где зафиксировано свыше 4000 поверхностных карстопоявлений на площади около 50 км<sup>2</sup>.

Территории подобных населенных пунктов, с населением свыше 10000 человек характеризуются резкими колебаниями уровней грунтовых вод, что несомненно сказывается на их устойчивости.

Активизация карбонатно-сульфатного карста, вызванная нарушением покровных отложений и перераспределением поверхностного стока, наблюдается в зоне магистральных газопроводов Сибирь-Центр-Запад. Так в Ординском районе с мая 1983 г. по октябрь 1984 г. в полосе трассы газопровода шириной 40 м и длиной 5,4 км воз-

**Аварийность в карстовых районах по Пермскому и Чусовскому  
отделениям Свердловской железной дороги**

Дата	Характер аварии	Место аварии	Причина аварии
30.08.81	Нарушение контактной сети	Пост 34км-Ляды	Обрыв несущего троса
26.12.81	Нарушение контактной сети	Ст.Губаха	Падение анкерной опоры
13.01.82	Сход вагонов	Ст.Березники	Уширение пути
05.02.83	Крушение поезда	31км. Перегон Адищево-п.34км.	Подпучивание балласта
30.08.83	Нарушение контактной сети	Пашня-Койва	Уход трех опор
16.05.83	Отключение контактной сети	Ст.Няр- Половинка	Наклон опоры
22.03.84	Сход вагонов	Ст.Чусовская	Просадка пути
03.07.84	Крушение поезда	Перегон Боковая- Кухтым, 62км	Излом оси
16.08.84	Крушение поезда	Ст.Всеволодо- Вильва	Ослабление крепления стрелочного перевода
06.10.84	Сход вагонов	Перегон Чикали- Кишертъ, 1549км	Излом оси
30.12.84	Крушение двух поездов	Перегон Чикали- Кишертъ, 1554км	Уширение пути
22.03.85	Крушение поезда	Перегон Шестаки- Углеуральская	Уширение пути
14.04.85	Сход вагонов	Ст.Березники	Уширение пути
24.04.85	Сход тепловоза	Ст.Чусовская	Уширение пути
10.05.85	Сход тепловоза	Ст.Чусовская	Уширение пути
02.12.85	Сход вагона	Ст.Боковая	Нарушение пути
30.12.85	Сход вагона	Перегон Чикали- Кишертъ	Уширение колеи
03.02.86	Остановка поезда	Перегон Копи- Расик	Обрыв рельсовых соединений
08.04.86	Сход вагона	Ст.Пальники	Уширение колеи
10.05.86	Остановка поезда	Перегон Шутем- Кордон, 1609км	Разрыв на стыке
01.08.86	Сход вагона	Ст.Кунгур	Уширение пути
17.02.87	Остановка поезда	Перегон Лек- Тулумбасы	Разрыв на стыке
02.05.87	Сход состава	Ст.Чусовская	Уширение пути и раскантовка рельс
09.05.87	Сход вагонов	Ст.Березники	Уширение пути
17.05.87	Сход тепловоза	Ст.Чусовская	Уширение пути
19.05.87	Сход тепловоза	Ст.Чусовская	Раскантовка рельс, наличие пустот под шпалами

**Аварийность в карстовых районах по Пермскому и Чусовскому  
отделениям Свердловской железной дороги**

Дата	Характер аварии	Место аварии	Причина аварии
23.03.88	Сход вагона	Ст.Пальники	Уширение пути
14.11.88	Сход вагонов	Ст.Березники	Уширение пути
23.08.89	Сход вагона	Ст.Пальники	Уширение пути
26.11.89	Остановка поезда	Перегон Ергач-Иренский, 1517км	Провисание пути над карстово-суффозионным провалом
27.11.89	Сход тепловоза	Ст.Соликамск-2 Южная	Уширение пути
23.07.90	Сход вагонов	Ст.Березники	Уширение пути
04.09.90	Сход состава	Ст.Кордон	Уширение пути
27.12.90	Крушение поезда	Ст.Всеволодово-Вильва	Нарушение тормозной системы
29.01.91	Крушение поезда	Ст.Шамары	Излом наддрессорной балки
04.09.91	Сход вагонов	Ст.Кунгур	Уширение пути
13.08.93	Крушение поезда	Перегон Чикали-Кишерть, 1550км	Неисправность сцепки и ходовой части

никло 24 провала, в 1985 г. их количество превышало 45. К июню 1997 года на этом же интервале количество возникших провальных форм в перекрывающих суглинках достигло первых сотен. Диаметр большей части провалов не более 2,5м, глубина 2м и только в отдельных случаях 5м. Каждый из этих провалов в отдельности не представляет эксплуатационной опасности для газопровода, но в совокупности эти провалы по достижению критического числа на единицу длины газопровода могут привести к катастрофе.

Наполнение Камского водохранилища вызвало подъем уровня воды на 22м. Часть массивов горных пород в зоне затопления сложено гипсами и ангидритами (например п.Полазна). 7-8 метровый уровень сработки водохранилища способствует резким колебаниям подземных вод в зоне подпора, промыванию трещинных объемов в массивах, растворению пород, а как следствие - активизации суффозионно-карстового процесса и провалообразованию. Так, в зоне влияния водохранилища на

территории п.Полазна с 1956 по 1961гг. образовалось 11 провалов, в то время как в предыдущие 50 лет - только 2.

По интенсивности создания аварийных и катастрофических ситуаций районы карбонатно-сульфатного и сульфатного карста (Полазненско-Шалашненский, Сылвенско-Сергинский, Кунгурско-Иренский) характеризуются высокой степенью карстоопасности, а на некоторых участках селитебной и коммуникационно-транспортной деятельности очень высокой степенью карстоопасности.

Другие виды деятельности в районах сульфатного и карбонатно-сульфатного карста не подвержены прямой опасности, но находятся под его косвенным влиянием. Например, сельскохозяйственное освоение территорий развития сульфатного карста юга региона должно предусматривать показатель площадной закарстованности - земли хозяйств «Колос» и им. Чапаева характеризуются плотностью воронок от 20 до 50 шт/га. Потери производительности труда при пахоте и посеве достигают 3-4%, если плотность воронок 0,6 шт/га. Наиболее малый размер пахотных земель в хозяйствах Кишертского района: в среднем на 3,5га меньше, чем в хозяйствах к северу и востоку от него.

Территории развития карбонатного карста, особенно с глубоким (60-80м и более) залеганием карстовых вод (сводовая часть Уфимского вала, зона внешней складчатости Урала) относительно благоприятны с позиций инженерного освоения. В региональном плане они характеризуются низкой степенью карстоопасности, однако некоторые районы интенсивной горнодобывающей деятельности характеризуются высокой степенью риска, связанного с труднопредсказуемыми аварийными ситуациями карстового происхождения.

Так угленосная формация визейского яруса нижнего карбона Кизеловского угольного бассейна разрабатывалась шахтным способом. Продуктивная толща формации протягивается полосой (ширина 5-20км) на расстояние около 150км. Сложность горно-геологических условий добычи угля обусловлена интенсивной закарстованностью и обводненностью вышележащих известняков. Угленосная толща сильно дислоцирована. Крупные, меридиональновытянутые линейные антиклинальные, синклинальные структуры и брахискладки осложнены вторичной складчатостью, разрывными нарушениями: надвигами, взбросами, ступенчатыми сбросами и др. Глуби-

на залегания угленосных отложений в синклиналиях достигает 2000м. Средняя глубина шахт - до 500м. Из 18 шахт, работавших в регионе, 8 характеризовались притоками карстовых вод свыше 1000 м<sup>3</sup>/час. В случаях внезапных прорывов водопритоки достигали 3200 м<sup>3</sup>/час. Гидродинамическая связь подземных и поверхностных вод обусловлена природно-техногенными факторами - высокой трещинно-карстовой проницаемостью углевмещающих массивов, разработкой угля под карстовым водоносным горизонтом, откачкой шахтных вод.

Приведем несколько примеров. Шахта им.Ленина 50 лет вела работы под визейским водоносным комплексом, трещинно-карстовые воды которого являются основным источником формирования шахтного притока. Вследствие достижения техногенной трещиноватости визейского водоносного комплекса, трещинные и карстовые воды получили доступ в горные выработки. Средний приток воды по шахте составлял около 2000м<sup>3</sup>/час.

Шахта «Северная» вела горные работы под водоносным комплексом начиная с I горизонта. Прорывы были на I горизонте с отработанных шахт им. Володарского и «Комсомолец» в мае 1964г. и апреле 1966г.(притоки 1100 и 1300м<sup>3</sup>/час соответственно). Средний приток воды по шахте в 1981г. составил 1732м<sup>3</sup>/час.

На шахтоучастке «Владимирский» визейский водоносный комплекс на шахтном поле распространен ограничено (30% водопритока за счет трещиннокарстовых вод). Средние притоки составляют 200-300м<sup>3</sup>/час. Прорыв воды с притоком до 1000м<sup>3</sup>/час на I горизонте в августе 1960г. обусловлен проведением квершлага по карбонатным породам визейского яруса. Притоки увеличивались в периоды весеннего снеготаяния.

На шахте «Широковская» II и III горизонты пройдены под визейским водоносным комплексом. Средний приток составлял до 900-1000м<sup>3</sup>/час. В периоды весеннего снеготаяния фиксировалось увеличение притока шахтных вод. Так в 1979 и 1981гг. приток увеличивался в 2-3 раза по сравнению с нормальным.

Шахта «Центральная» вела работы под визейским водоносным комплексом на VIII и IX горизонтах. Средние притоки за счет трещинно-пластовых вод угленосной толщи и трещинно-карстовых вод карбонатов визея составляли до 800-850м<sup>3</sup>/час.

Шахта «Ключевская» вела работы под визейским водоносным комплексом на VII и VIII горизонтах. Средний приток по шахте составлял 1000-1200м<sup>3</sup>/час.

Шахта «Скальная» вела работы под визейским водоносным комплексом начиная со II горизонта. Здесь имели место прорывы подземных вод с притоками более чем вдвое превышающие нормы притоков: в квершлага 227 из отложений визея и в квершлага 321 из отложений турнея. В обоих случаях прорывы произошли в центральных частях геологических складчатых структур с высокой закарстованностью и водообильностью. Средние притоки по шахте составляли 400-500м<sup>3</sup>/час.

На шахте «Шумихинская» средние притоки за счет вод угленосной толщи составляли 200-250м<sup>3</sup>/час. Прорыв воды с притоком более чем в два раза превышающих величину нормального, имел место в 1973г. в штреке 102, который приблизился к обводненной зоне крупного тектонического нарушения.

Трещинно-карстовые воды по сравнению с межпластовыми и пластово-трещинными наиболее обильны. Они локализованы дизъюнктивными и пликративными нарушениями. Водопритоки в горные выработки, как правило, проявляются из трещин осевых зон складок, тектонических нарушений со смещением, карстовых полостей.

Разработка каменного угля в Кизеловском бассейне велась с конца XVIII века. В настоящее время в пределах шахтных полей и сопредельных территорий сформировалась и частично продолжает формироваться природно-техногенные системы, характеризующиеся специфической гидродинамикой, гидрохимией и минералообразованием [73].

Согласно данным геологического отдела ПО «Кизелуголь» 12 шахт эксплуатировались в условиях потенциальной аварийности, связанной с прорывами карстовых вод в рабочее пространство (табл. 4.7).

Территории распространения пород галогенной формации считались относительно благоприятными с позиций инженерного освоения (Предуральский прогиб, Соликамская депрессия). Однако интенсивная горнодобывающая деятельность ПО «Уралкалий», развитие в гг.Березники и Соликамск водоемких предприятий и предприятий химической промышленности сместили оценки карстоопасности к «очень

высокой степени». При этом, максимальная карстоопасность локализована шахтными полями.

Соляные формации Соликамской депрессии вытянуты с севера на юг региона на 200км при ширине полосы до 50км. Они относятся к филипповскому (ангидриты, карбонаты) и иренскому (ангидриты, соли) горизонтам кунгурского яруса нижней перми и нижней части соликамского горизонта (глины, мергели, соли) уфимского яруса верхней перми. Разработка месторождения осложнена обводненностью надсолевых пород, сложной внутренней тектоникой, неустойчивостью кровли и газодинамическими явлениями. Добыча соли здесь ведется более 500 лет. Эксплуатация 200 рассолоподъемных скважин на старых рудниках способствовала формированию карстовых полостей и зон выщелачивания в толще солей. Современные отходы соледобычи, занимающие площадь более 700 гектаров возрастают ежегодно на несколько миллионов тонн и являются источниками проток, загрязняющих подземные и поверхностные воды. Сдвиги пород над выработками, раскрытие трещин, просадки и изменение гидрогеологических условий могут быть причиной катастрофических провальных явлений. Яркий пример тому катастрофическое обрушение горных пород, сопровождавшееся взрывом газа, произошедшее в пределах шахтного поля третьего рудоуправления г.Березников. Провал в толще пород мощностью более 400м имел на момент образования (июль 1986г.) размеры в плане 40x80м. Интересен тот факт, что провал, произошедший по многим техногенным причинам, развивался на фоне разрывного нарушения со смещением и дроблением пластов, зафиксированного в бортах провала.

Активизация карста наблюдается и в глубоких карбонатных горизонтах в местах нефте- и газодобычи. Около 50% запасов нефти приурочено к карбонатным трещинно-карстовым коллекторам. Активное воздействие эксплуатационных скважин на карстующиеся породы распространяется в глубину от забоя на сотни метров. Активизации растворения способствует закачка пресных вод в законтурные скважины, применение сульфатредуцирующих бактерий, а также применение соляной кислоты с концентрацией 10-20% с целью повышения нефтеотдачи.

Таблица 4.7

### Аварийные прорывы трещинно-карстовых вод в шахты Кизеловского угольного бассейна

Шахта, горизонт, выработка	Величина притока (м <sup>3</sup> /час), возраст и литология водовмещающих пород	Дата прорыва	Причины прорыва
Им.Ленина, первый вертикальный ствол	до 300 C <sub>1</sub> v+s известняки	16.05.28	Прорыв карстовых вод по трещине при глубине ствола 58,5м (недостаточное качество предварительной цементации)
Владимирская, квершлаг I-го горизонта с поля I на поле II	1000 C <sub>1</sub> v+s известняки	20.08.60	Прорыв карстовых вод при проведении выработки в мульдовой части дополнительной складки (недостаточная изученность гидрогеологических условий)
Широковская, III горизонт восточного крыла, лава 375	700-800 C <sub>1</sub> v+s известняки	1967	Прорыв карстовых вод вследствие подработки незатампонированной скважины
Бывшая шахта № 38, IV горизонт, бремсберг 17	700-800 C <sub>1</sub> v+s известняки	1961	Прорыв карстовых вод вследствие подработки незатампонированной скважины
Имени 40-летия ВЛКСМ, II горизонт, главный квершлаг	700 C <sub>1</sub> v+s + C <sub>1</sub> v известняки и песчаники	1951	Прорыв карстовых вод вследствие подработки незатампонированной скважины
Центральная, главный квершлаг VII горизонта	320 C <sub>1</sub> v+s известняки	08.10.65	Прорыв карстовых вод из трещин в бм от забоя (недостаточная изученность гидрогеологических условий)
Ключевская, VII горизонт, разведочный квершлаг 17	700-750 C <sub>1</sub> v+s известняки	04.04.66	Прорыв карстовых вод из подземной опережающей скважины

**Аварийные прорывы трещинно-карстовых вод в шахты Кизеловского угольного бассейна**

Шахта, горизонт, выработка	Величина притока (м <sup>3</sup> /час), возраст и литология водовмещающих пород	Дата прорыва	Причины прорыва
Скальная, Красновская синклиналь, II горизонт, квершлаг 227	300 C <sub>1v+s</sub> + C <sub>1v+s</sub> известняки и песчаники	22.06.63	Прорыв воды из приконтактной зоны угленосной толщи и визейских известняков
Скальная, Красновская синклиналь, II горизонт, квершлаг 227	330 C <sub>1v+s</sub> известняки	02.11.63	Прорыв карстовых вод из визейских известняков
Скальная, III горизонт, квершлаг 321	3200 C <sub>1t</sub> известняки	20.08.71	Прорыв карстовых вод из турнейских известняков (недостаточная изученность гидрогеологических условий)
Шумихинская, I горизонт, штрек 102	1500 C <sub>1v</sub> песчаники C <sub>1t</sub> известняки	10.07.73	Прорыв воды в призабойной части штрека из зоны тектонического нарушения с амплитудой 100-180м (недостаточная изученность геологического строения)

Пермское Приуралье один из самых экономически развитых регионов России. Здесь расположены предприятия практически всех отраслей хозяйства. При этом распределение предприятий неравномерно. Они образуют несколько промышленных узлов.

Типизация территорий по интенсивности техногенного воздействия сложная задача, требующая усилий множества организаций по обобщению данных, их корректировке. Одними из первых для Пермской области являются результаты предварительной типизации приведенные в работе К.А. Горбуновой и др. (1990), где дана вне-масштабная схема, объединяющая информацию о распределении месторождений полезных ископаемых, газопроводов, концентрации населения, химических производств и др. - всего по 15 показателям. Схема дает представление о неравномерности антропогенного прессинга, большая часть которого приходится на карстовые районы [36].

Для целей перспективного планирования и безопасного освоения региона крайне важно выявить степень и характер антропогенной нагрузки на карстовую зону. Крайне важно выявить для закарстованных территорий площадное соответствие хозяйственной деятельности и интенсивности карстового процесса. Картографический метод остается основным при выполнении работ подобного рода. Метод основан на сопоставлении одномасштабных карт и схем (геологических, лесохозяйственных, землепользования, коммуникационных и др.), позволяющий в итоге установить пространственную связь элементов геосреды и источников ее загрязнения. В соответствии с данной задачей целесообразно в качестве основы оценочной схемы использование геолого-структурной карты территории.

*Соотношение площадей карстующихся пород и элементов дизъюнктивного каркаса территории играет роль первого оценочного критерия.*

*Соотношение площадей карстующихся пород и видов природопользования в их пределах является вторым и в данном случае основным оценочным критерием.*

По степени влияния на карстообразование региональные дизъюнктивы располагаются в следующей последовательности (в порядке возрастания значимости): 1) ступени по кровле фундамента; 2) глубинные разломы; 3) древние разрывные нарушения пород осадочного чехла; 4) зоны разломов и разломы, активизированные в со-

временное и новейшее время; 5) зоны разломов и разломы с современным проявлением сейсмичности.

Используя данные по основным общественным фондам существующего спектра промышленных предприятий, заимствованные из материалов кафедры экономической географии географического факультета ПГУ и применив один из вариантов балльной оценки, опыт применения которой известен в карстоведении по работам В.В. Толмачева (1981); В.Н. Дублянского и др., (1990); В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской (1992) и многих других, выделим следующие типы территорий Пермской области:

I (менее 1 балла) - природные ареалы, не включенные в хозяйственное освоение;

II (1-2 балла) - площади с минимальным освоением. Территории по долинам средних и больших рек, где запрещены лесозаготовки и сохранены леса с лугами и сенокосными угодьями;

III (3 балла) - территории лесозаготовок на севере региона и сельскохозяйственные угодья, в основном пашни, на юге;

IV (4-5 баллов) - территории лесозаготовок и сельхозугодий с площадями разработок нефтяных месторождений, например на севере Ординского района, в Кунгурском районе, в низовьях реки Чусовой, окрестностях г. Добрянка, между г.г. Соликамск и Березники, в Чердынском и Красновишерском районах;

V (6-10 баллов) - районы малых городов, поселков городского типа, где сосредоточены небольшие предприятия машиностроения, целлюлознобумажной и деревообрабатывающей промышленности, теплоэнергетики, химии, а также населенные пункты с отдельными предприятиями добычи угля (например, г. Красновишерск, пп. Скальный, Яйва, Суксун);

VI (11-20 баллов) - площади сосредоточения предприятий угледобычи, добычи строительных материалов, выпуск цемента (например, гг. Горнозаводск, Кизел, Гремячинск);

Таблица 4.8

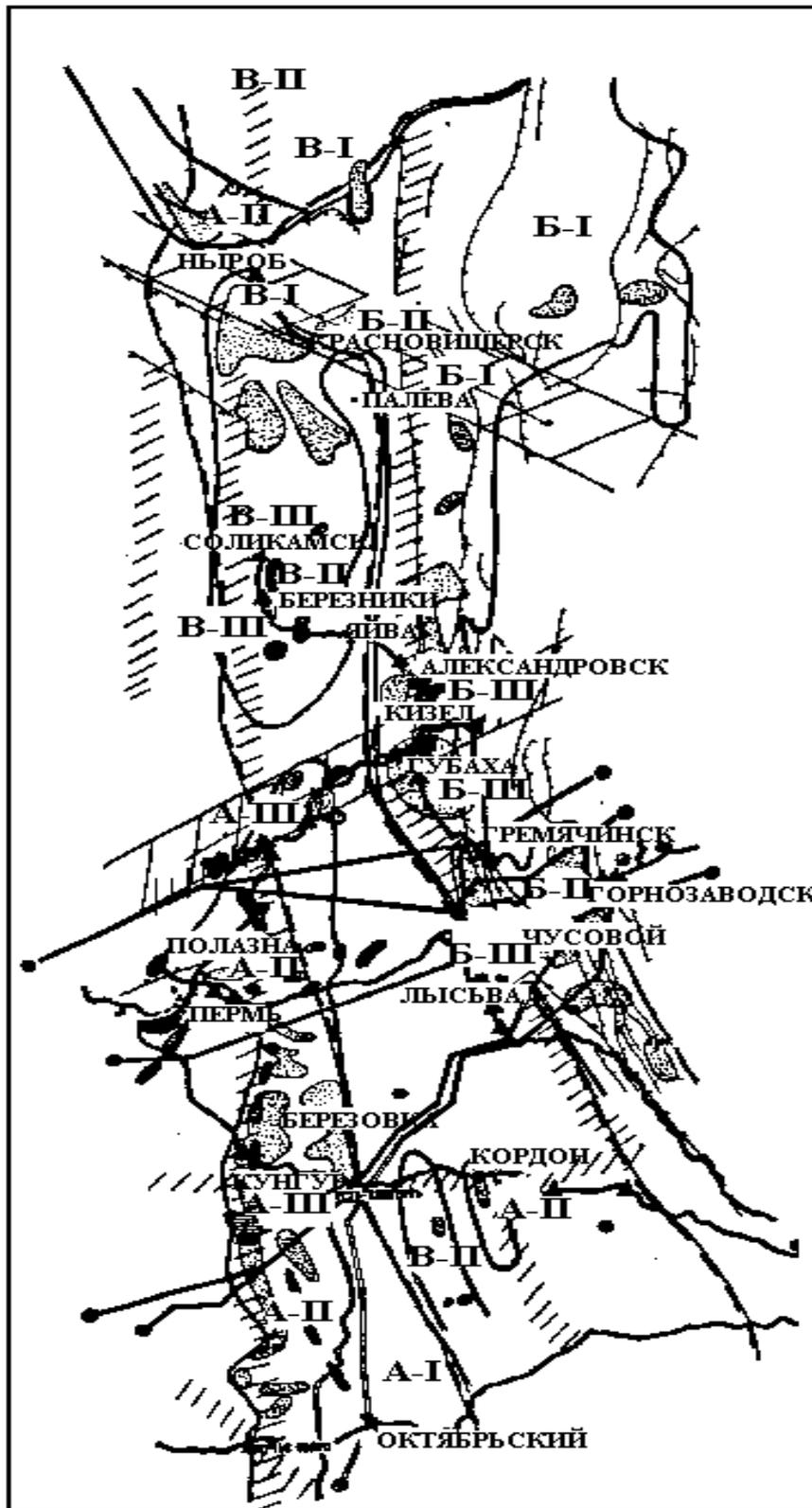
**Суммарная техногенная нагрузка на карстовые районы  
Пермского региона (в баллах по основным группам промышленности)**

Районы, населенные пункты	Стоимость основных фондов (в услю руб.)	Баллы
<b>Территории сульфатного карста</b>		
Кунгурский с г.Кунгуром и с.Усть-Кишерть, Добрянский, Ординский, Суксунский	до 1 500 000	65.0
<b>Территории карбонатного карста</b>		
г.г. Кизел, Губаха, Гремячинск, Александровский, Горнозаводский, Красновишерский, Чердынский районы	до 2 000 000	230.0
<b>Территории соляного карста</b>		
г.г. Березники, Соликамск Соликамский, Усольский районы	до 3 000 000	110.0

Таблица 4.9

**Типы природно-техногенных условий на закарстованных территориях  
Пермского региона**

Индекс площади	Категория антропогенной нагрузки	Элементы геоструктуры
<b>А</b>	<b>Площади развития преимущественно сульфатного, карбонатно-сульфатного, карбонатного карста восточной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих окраин Предуральяского прогиба</b>	
<b>I</b>	с I по V	территории на фоне трансрегиональных зон тектонической нарушенности глубокого заложения
<b>II</b>	с I по V	карстопроявления на фоне зон активизированных разломов
<b>III</b>	с VI по VII развита локально и осложнена узлами транспортно-коммуникационных линий	карстопроявления на фоне пересечения зон активизированных разломов с сейсмопроявлениями
<b>Б</b>	<b>Площади развития карбонатного карста Западноуральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия</b>	
<b>I</b>	с I по IV	карстопроявления на фоне трансрегиональных зон тектонической нарушенности глубокого заложения, узлов древних пассивных разрывных нарушений
<b>II</b>	V-VI	участки интенсивного карстопроявления, сочетающиеся с зонами тектонической нарушенности глубокого заложения, активизированными разломами с сейсмопроявлениями
	VII развита локально	карстопроявления на фоне пересечений зон активизированных разломов с проявлениями сейсмичности
<b>В</b>	<b>Площади развития преимущественно соляного и соляно-гипсового карста Предуральяского краевого прогиба</b>	
<b>I</b>	I-III	территории примыкания к трансрегиональным зонам тектонической нарушенности глубокого заложения
<b>II</b>	I-IV	карстопроявления на территориях примыкания к активизированным разломам
<b>III</b>	VIII развита локально	карстопроявления в зонах активизированных разломов



КМ 10 0 10 30 50 КМ



Рис.4.8. Типы природно-техногенных условий на закарстованных территориях Пермского региона 1-зоны разломов, активизированных в современное и новейшее время, выявленные путем анализа сейсмических, тектонических и геоморфологических линеаментов; 2-транспортно-коммуникационные магистрали: а) железнодорожные, б) нефтегазопроводов; 3-места аварий и крушений на железных дорогах; 4-месторождения нефти; 5-границы карстовых районов с участками интенсивных карстопоявлений; 6-эпицентры зарегистрированных землетрясений; 7-границы Предуральяского прогиба; 8-дизъюнктивы: а) разрывные нарушения по данным сейсмических съемок (геологическая карта Урала масштаб 1:1 000 000), б) ступени по кровле фундамента; 9-трансрегиональные и протяженные линейные зоны тектонической нарушенности и глубинных разломов по данным ГСЗ (по В.С. Дружинину и др., 1991); 10-индексы типов (характеристики см. в тексте)

VII (25-30 баллов) - площади нахождения крупных и средних предприятий коксохимии, химии неорганического синтеза, черной металлургии, иными словами предприятий с химически агрессивными отходами (например, г. Губаха, Чусовой);

VIII (более 30 баллов) - территории сосредоточения предприятий добычи каменных солей, водоемких предприятий обрабатывающей промышленности, например целлюлозно-бумажной, химических предприятий по производству удобрений.

Схема, составленная в масштабе 1:1 000 000 и представленная на рисунке 4.8, отражает неравномерность антропогенной нагрузки на карст. Таблица 4.8 дает представление о суммарной промышленной нагрузке на территории развития основных литологических типов карста.

Схема позволяет выделить территории, где условия развития природного карста изменены и осложнены антропогенными факторами. Выделено девять типов территорий, в пределах которых карстоопасность определена сочетанием различных видов природно-техногенных условий (табл. 4.9). Схема позволяет при необходимости не только в целом оценить степень антропогенного прессинга на территории развития карста, но и провести разноцелевое районирование. Приведенные данные по антропогенной нагрузке, методика ее оценки и представленная схема не обладают абсолютной объективностью, но в сочетании с серией одномасштабных схем, отражающих различные факторы экологического состояния региона, позволили в рамках ГНТП №16 «Безопасность» (1994 г) отразить степень безопасности населения и народнохозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют представить основные результаты в виде концепции прогноза локализации карстопроявлений, в основу которой положен комплексный анализ структурно-текстурных параметров карстующихся пород и структурно-тектонических особенностей карстовых массивов.

Теория и практика карстоведения нуждается в переосмыслении концептуальных положений с позиций современных представлений о механизме, условиях и факторах развития карстового процесса, с неременным учетом новых данных, получаемых различными направлениями карстоведения. Переосмысление концептуальных положений карстоведения не является ревизионным процессом, но призвано расширить и углубить существующие в данной науке понятия, привлечь внимание исследователей к совершенствованию методической базы науки, поиску новых нетрадиционных методов анализа.

В ряду теоретических аспектов карстоведения понятие «карстосфера» является базовым, поскольку оно в наиболее общем виде включает обстановки образования и развития всех генетических типов карста, а также в силу своей структуры определяет пространственно-временные закономерности и границы распределения карстовых явлений.

Карстосфера - теоретический понятийный объем, заполнение которого означает процесс построения концептуальной модели карста - основы для решения теоретических и прикладных вопросов общего, регионального, инженерного карстоведения.

Понятие «карстосфера» имеет для карстоведения большое методологическое значение поскольку отражает объект данной науки. Сведения о карстосфере (ее элементах) являются идеальной (нематериальной) системой, включающей теоретические представления об условиях карстообразования, карстогенетических свойствах материальной системы, а также явлениях и формах карста - результатах реализации данных свойств.

Все известные понятийные определения карстосферы отражают ее трехмерность, карстогенетические свойства и движение - смену явлений и состояний геологической среды.

Органичное соединение сведений о карстосфере в единую картину состояния, состава и взаимодействия ее элементов между собой и пограничными геосистемами является теоретической сутью карстоведения.

Из трех групп сведений о карстосфере сведения о структуре – пространственном соотношении элементов карстосферы являются основополагающими.

В истории развития карстоведения роль структур карстующихся массивов оценивалась неразрывно от гидрогеологического строения территорий. Данное положение сохранилось и до сегодняшних дней, оказавшись наиболее продуктивным при выявлении закономерностей развития и распределения карстовых форм в пространстве и во времени.

Разнообразие рисунков карстовых полостей, в частности пещер, в плане и разрезе контролируется многими факторами, основными из которых являются а) характер залегания пород, б) наличие дизъюнктивных нарушений различного генезиса (в большинстве случаев тектонического), в) наличие в массивах зон дробления и зон системных трещин.

Исследования отечественных спелеологов свидетельствуют 1) об образовании карстовых полостей в различных гидродинамических условиях, 2) об их полигенетичности, 3) об их пространственно-временной подчиненности воздействиям коррозионных, эрозионных и гравитационных процессов, степень влияния которых меняется в зависимости от положения полости относительно гидродинамических зон массива. Таким образом, гипотезы об образовании и развитии карстовых полостей в какой-либо одной из выделяемых гидродинамических зон, с позиций современных данных не могут являться абсолютными. Изменение представлений об эволюции полостей в сторону их полигенетичности - характерная особенность в развитии отечественного и зарубежного карстоведения.

Затрагивая вопрос стадийности образования того или иного спелеобъекта следует исходить из временного соотношения спелеостадий и временных отрезков тектонического преобразования массива.

Анализ истории тектонических движений, соответствующего развития трещиноватости и изменений гидрогеологической обстановки представляет собой основу изучения закономерностей развития карста.

Выявление особенностей структуры карстосферы связано с теоретическими и практическими разработками в области установления гидродинамической зональности в карстовых регионах и наиболее общих, принципиальных структурно-тектонических и литологических обстановок развития карста.

В карстоведении пока не сложилось общепризнанное мнение о структуре карстосферы, ее вертикальной гидродинамической зональности, глубинных интервалах выделяемых зон. Связано это 1) с относительно слабой изученностью глубоких (глубже 2500м) горизонтов земной коры по сравнению с ее приповерхностной частью, где концентрация многоаспектной деятельности человека имеет наибольшую степень; 2) существованием различных мнений о карстогенетической сути выделяемых гидродинамических зон.

Одним из важнейших проблемных вопросов карстоведения остается глубинность явлений растворения, процессов переноса и отложения вещества в результате взаимодействия природных водных растворов с горными породами.

Теоретические аспекты проблемы охватывают 1) построение модели вертикальной зональности карста, учитывающей генетические особенности процесса как в экзогенных, так и в эндогенных обстановках; 2) классифицирование нетрадиционных типов карста, создание методик их изучения и терминологической базы; 3) определение условий развития карста на «нижних этажах карстосферы»; 4) разработку универсального понятия «карстосфера» с обоснованием положения ее нижней границы на фоне планетарной гидродинамической зональности и макроструктуры земной коры.

Современное представление о структуре карстосферы в отечественном карстоведении сформулировано благодаря исследованиям не только в области теории карстового процесса, но также в теории гидродинамической (барической) и гидрохимической планетарной зональности земной коры.

Современные схемы предусматривают наличие в карстосфере сложной прерывисто-слоистой структуры, характер проницаемости которой, а также свойства и состав подземных вод зависят от планетарной смены барических условий.

Анализ результатов исследований нефтегазовых коллекторов свидетельствует о том, что развитие карстовых форм на относительно больших глубинах возможно при реализации определенных условий, создаваемых тектоническим режимом:

- во время стадии стабильного погружения территории карстовые полости, сформированные ранее в зоне активного водообмена, выводятся в зону затрудненного и весьма затрудненного водообмена;
- на стадии инверсии направленности тектонических движений от погружения к воздыманию происходит нарушение гидрохимического режима глубинных зон, способствующее активизации растворения карбонатов за счет увеличения скоростей региональной фильтрации, возникновения или оживления субвертикальных разломов и сопутствующих им трещин, по которым происходит разгрузка флюидов, богатых углекислотой, соединениями фосфора, хлора. Одновременно происходит нарушение термодинамического режима. В краевых частях древних платформ подобные процессы имеют пространственно-временную взаимосвязь с периодами активизации тектонических подвижек в регионах примыкания к геосинклиналям, подвижным поясам, молодым платформам. Процесс растворения на больших глубинах в максимальной степени проявляется в гидрогеологически активных зонах: субвертикальных - зонах региональных разломов; субгоризонтальных - зонах горизонтальных трещин, фрагментах древних карстовых дренажных систем, вдоль поверхностей напластования и размыва.

Значения напряжений, измеренных «in-situ», свидетельствуют о наличии избыточных горизонтальных напряжений в приповерхностной части земной коры.

Приповерхностная зона «максимальных избыточных горизонтальных напряжений» по гидродинамическим параметрам соответствует в верхней части зоне активного, а в нижней затрудненного водообмена.

Распределение горизонтальных избыточных напряжений более глубоких горизонтов земной коры достаточно сложно, но вполне закономерно.

Избыточные горизонтальные напряжения, превышающие вертикальные на величины 50МПа и более, распределены по глубине пульсационно. Пульсационность или зональность распределения горизонтальных напряжений, провоцирующих развитие деформаций растяжения, во многом объясняет наличие зон разуплотнения в глубоких горизонтах, вскрытых при бурении сверхглубоких скважин.

Обобщение данных распределения напряжений в породах щитов, осадочного чехла платформ, зон складчатости свидетельствует о том, что нижняя граница глубинного интервала пульсаций напряженно-деформационного состояния прослеживается до глубин 2500-3000м. Данные глубины фигурируют и в современных схемах структуры карстосферы, как ориентировочные нижние границы зоны гидростатических давлений, ниже которых предполагается литостатическое уплотнение пород и снижение их трещинной проницаемости.

Явление устойчивого затухания с глубиной избыточных горизонтальных напряжений вступает в противоречие с результатами исследований глубоких и сверхглубоких скважин, вскрывших на глубинах более 3000м зоны разуплотнения - трещинные коллекторы флюидов.

Среди гидродинамических, теплофизических и гидрохимических факторов, определяющих наличие зон разуплотнения, тектонические играют фундаментальную роль, обуславливая поинтервальную смену напряжений сжатия и растяжения.

Деформационно-напряженное состояние пород по вертикальному разрезу сверхглубоких скважин ниже глубин 4000м свидетельствует о возобновлении действий избыточных горизонтальных напряжений, провоцирующих деформации «растяжения-сжатия» и имеющих пульсационный характер распределения.

Практика регионального карстования показывает, что структуры, литолого-минералогические особенности карстовых массивов и характер физико-химических взаимодействий их элементов зависят: а) в региональном аспекте - от принадлежности массива к определенной геотектонической обстановке (платформа, переходная краевых прогибов, геосинклинальная), б) в локальном аспекте - от сочетания геоструктурных, литолого-фациальных, гидрогеологических условий.

Типы сочетания карстогенетических обстановок локального уровня на фоне региональной геотектонической обстановки являются основой, фундаментом для мо-

дельных построений. Принципиальные обстановки развития карста - одна из граней теоретической модели, важная составляющая понятия «карстосфера».

Наиболее общие сочетания структурно-тектонических, литолого-фациальных, гидрогеологических и гидрохимических обстановок карстообразования позволяют провести их типизацию, являющуюся основой физико-геологических моделей карста.

Современные представления об эволюционных преобразованиях литосферы основаны на динамичном изменении ее напряженно-деформационного состояния: периодическом изменении режимов «сжатия» и «растяжения», изменении направлений тектонического стресса. Несомненно, что при прочих равных условиях области растяжения являются наиболее благоприятными для возникновения и развития карстового процесса. Периоды активизации карста во временном аспекте связаны с периодами существования тектонических фаз растяжения в конкретном регионе. Концентрация и высвобождение энергии земной коры, как сложной энергетической системы, наблюдается на границах тектоблоков сжатия и растяжения - в «стоковых зонах» (по В.В. Кюнтцелю и др., 1992), являющихся линейными очагами разгрузки напряжений в виде активных разрывных дислокаций. Здесь, на границе блоков, горные породы литосферы более проницаемы, менее прочны, а следовательно легче и глубже взаимодействуют с атмосферой и гидросферой.

Внешние глобальные динамичные изменения литосферы оказывают неоднозначное воздействие на структурные элементы карстового массива. В основе анализа влияния эндогеодинамических факторов должна лежать динамика разрывных дислокаций всех иерархических уровней.

Анализ карстового массива в рамках системного подхода предусматривает решение триединой задачи:

1. Изучение массива как объемной разноуровневой структурно-тектонической системы, характеризующейся геодинамическими процессами, имеющими не только природные, но и техногенные причины возникновения и развития.

2. Создание концептуальных моделей взаимодействия элементов массива от микро- до макроуровня, отражающих реальное развитие процессов и являющихся формой их познания в различных геоструктурных обстановках.

3. Создание системы прогноза интенсивности и направленности карстового и сопутствующих ему процессов.

В методологическом отношении массив карстующихся пород - геосистема, стремящаяся к морфологическому, гидродинамическому и гидрохимическому балансу с меняющимися условиями. В случае дисбаланса происходит активизация экзогенных (в том числе и карстовых) явлений или прекращение существования ряда из них. В основе эволюции карстовых массивов лежит глобальный петрогенетический цикл изменения первичных седиментогенных структур и создание диагенетических структур - равновесных для меняющихся условий. Элементы ослабления массива являются границами, вдоль которых происходит анизотропное накопление явлений в первую очередь за счет создания гидродинамических и гидрохимических барьерных ситуаций. Характер взаимодействия элементов геологической структуры массива, комплекс форм экзогенных процессов и закономерность их распределения являются индивидуальными признаками массива.

Период накопления признаков («эволюционный ряд массива») делится на этапы, циклы, фазы, которые характеризуются не только изменяющимися признаками, но и набором сопоставимых показателей состояния породы: трещиноватостью, пористостью, проницаемостью, минерализацией, закарстованностью, механической прочностью, растворимостью и т.д. Наиболее эффективно анализ развития массива осуществляется в том случае, если этапы эволюционного ряда сопоставляются с циклами воздымающих, опускающих, сжимающих, растягивающих или стабилизированных тектонических движений, так как в пределах тектонического цикла происходит направленное развитие явлений и элементов массива.

Размеры структурных элементов массива, влияющих на развитие и морфологию карста, изменяются в широком диапазоне: от десятков микронов до десятков километров. Связано это с генетическими особенностями процесса, начинающегося от микротрещин и микропор, различимых при большом увеличении, а впоследствии контролируемого в своем развитии элементами региональных дислокаций.

Масштабный диапазон размеров структурных элементов разделен автором на семь интервалов, каждому из которых соответствует свой комплекс методов изучения, сформировавшийся в результате практики карстологических исследований.

Иерархическое подразделение выполнено таким образом, что особенности свойств геологических тел каждого уровня определяются закономерностями явлений в геологических телах предыдущего и контролируются распределением структурных элементов геологических тел последующего уровня.

Природно-техногенная система «сооружение-массив» обладает определенным типом поведения, характер которого со стороны массива подчинен действию факторов, различной степени влияния. По определению Е.М. Сергеева (1978) важнейшими из них являются:

1. Вещественный состав, структура и текстура горных пород, слагающих массив.
2. Структура самого массива, определяемая слоистостью, неоднородностью, трещиноватостью, анизотропностью, обводненностью пород.
3. Напряженное состояние пород массива, отражающее особенности строения гравитационного и тектонического полей земной коры и ее морфоструктуру.

Введение закономерностей соотношения состава пород и закарстованности требует огромного количества исходных данных. Все выявленные закономерности имеют региональный характер и могут быть использованы в практике карстоведения только на этапе установления наиболее общих характеристик карстующегося пласта и предварительного прогноза интенсивности растворения.

Универсальных закономерностей изменчивости состава и свойств пород в пределах складчатых структур нет. В каждом конкретном случае они определяются условиями осадконакопления, морфологией и механизмом образования складок, их ориентировкой относительно структурного плана территории.

Вещественный состав растворимых пород в первую очередь влияет на характер их взаимодействия с водными растворами, определяя не только интенсивность химического взаимодействия, но и оказывая влияние на такие свойства как упругость, сопротивление одноосному сжатию, разрыву и сдвигу.

Физико-механические свойства пород оказывают прямое влияние на их состояние, а изменения этих свойств способствуют возникновению и развитию геологических процессов. В растворимых породах избирательность явления выщелачивания связана с химико-минералогическим составом, литологическим составом и состоянием пород. Условия, в которых на определенных эволюционных этапах (этапах петрогенеза) находится порода, способствуют реализации потенциальных возможностей ее свойств.

Связь «трещиноватость-пористость» прослеживается в карстующихся породах тесно и при детальном исследовании может быть использована в качестве оценочного критерия. Генетические ассоциации «трещиноватость-пористость», «трещиноватость-кавернозность» отмечены практически всеми исследователями карбонатных коллекторов нефти и газа. Эта связь прослежена до глубин 5,5 км, где присутствуют сложные типы коллекторов, в которых кавернозность унаследовано развита по первичным порам, а вторичная пористость генетически связана с трещиноватостью.

Тесная связь трещиноватости, пористости, кавернозности и закарстованности характерна не только для глубоко опущенных пластов карбонатных пород, но и для пород находящихся на глубинах от 0 до 500-600 м.

На поверхности массивов, в закарстованных известняках, значения пористости изменяются в зависимости от близости трещин или карстовых форм к точке отбора образца, а также от состояния породы. В монолитных межтрещинных блоках пористость относительно минимальна. Ее средние значения равны 7.0%. Пористость пород увеличивается около межпластовых пространств и трещин напластования и уменьшается (относительно средних значений) около тектонических вертикальных трещин, приближаясь по значениям к пористости образцов из центральных частей межтрещинных блоков.

В зонах дробления и в стенках карстовых форм пористость максимальна, ее средние значения равны 12%. Наиболее высокие значения пористости наблюдаются в непосредственной близости от карстовых форм, находящихся на начальных стадиях развития. В целом пористость по периферии карстовых форм и в зонах дробления пород в 1.5-1.7 раза выше, чем в ненарушенных породах. Наиболее высокие значения пористости зафиксированы в бортах трещин напластования, расширенных выщелачи-

ванием. Зоны разуплотнения, образованные трещинами параллельными напластованию, более «рыхлые» и, как следствие, более подвержены растворению и эрозии относительно зон разуплотнения, образованных субвертикальными тектоническими трещинами.

Карстогенетическая роль элементов микроструктур окончательно не определена. В практике карстоведения принято считать, что микротрещины, микропоры, микровключения по отдельности не обладают способностями локализации карстовых форм; данные структурно-текстурные особенности учитываются в совокупности, как характеристики, определяющие общий фон развития процесса.

Исходя из базового положения карстоведения о последовательном развитии процесса растворения от микро- до макроформ на фоне интегрального влияния на пространственную избирательность карста элементов дизъюнктивной структуры массива всех иерархических уровней, роль микроструктурных элементов в химическом разрушении пород должна быть четко определена.

Наибольший интерес для целей карстоведения представляют водопроводящие микроэлементы - поры и трещины, являющиеся не только проводниками водных растворов, но и индикаторами водно-химических преобразований пород. Облик элементов микроструктур в процессе их контакта с растворами меняется за счет накопления вторичных образований. Чем дольше такой контакт, тем больше преобразований.

Различные виды элементов микроструктур, их поведение в условиях внешнего воздействия (например, теплового или механического) определяют вариации деформационных полей. Деформации растяжения или сжатия локализуясь и накапливаясь при усилении внешних воздействий по плоскостным неоднородностям (трещинам) или по границам объемных элементов микроструктур (зернам минералов) способствуют возникновению новых генераций элементов на иных структурных уровнях, и в конечном итоге, при контакте с водой, повышают интенсивность локального растворения - изменяя в первую очередь деформационно-прочностные свойства.

Плоскостные элементы структурных неоднородностей при контакте с водными растворами будут наиболее подвержены химическому разрушению, они более активны в карстогенетическом аспекте. Избирательность растворения на уровне вещественного состава пород определяется характером элементов структурных неоднород-

ностей, а интенсивность растворения - относительным количеством «активных» неоднородностей в единице объема породы при прочих равных условиях.

Проблема установления критериев избирательного растворения имеет теоретическое и практическое значение и в карстоведении окончательно не решена. В рамках решения данной проблемы, с целью установления микроформ растворения и их положения относительно элементов микроструктур пород, целесообразно наряду с традиционными методами изучения пород применять методы лабораторного определения интегральных физических свойств объектов, а также методы, позволяющие охарактеризовать элементы строения вещества и их свойства на микроуровне за пределами разрешающей способности оптической микроскопии.

Минералогическая и структурно-текстурная неоднородность пород массивов определяет характер избирательности и интенсивности выщелачивания, контролирует пространственное распределение форм растворения.

Влияние карстовых форм на состояние вмещающих пород проявляется резко на всех уровнях от микро- до макро- и может быть использована в качестве критерия локализации форм растворения, участков и зон трещинной раздробленности осложненных формами выщелачивания.

Для определения состава и состояния пород на микроуровне эффективными являются методы рентгеноструктурного анализа.

Интерпретация результатов рентгеноструктурного анализа позволяет определять границы влияния зон трещиноватости, отдельных трещин и карстовых форм.

Исследования карстующихся пород на микроуровне, идентификация химико-минералогического и структурно-текстурного состава точными методами в практике карстоведения дают возможность более строгого определения литологического типа карста, глубины процессов карстообразования, возможность оценки наличия карстовой полости по керну или образцам в определенном интервале опробования. Кроме этого исследователь получает дополнительные критерии для оценки состояния массива, а именно:

\* степень однородности карстующейся толщи, соотношение в разрезе и по латерали литолого-минералогических разностей пород, наличие в них минеральных примесей, активизирующих или замедляющих карстовый процесс;

\* размеры ареала влияния зон и участков повышенной плотности трещин, единичных трещин и карстовых полостей;

\* мощность зоны гидратации (для сульфатов), глубину и характер раздела «гипс-ангидрит», появление гипса ниже этого раздела, формы его нахождения.

Деформационные особенности микроструктур карстующихся пород, возникающие под влиянием внешних воздействий, изучались методами экспериментальной физики.

Для геологических тел, какими являются горные породы, упорядочение минеральных зерен возникает как в процессе формирования породы так и в процессе ее диагенетических преобразований, например перекристаллизации в условиях четко выраженного тектонического стресса, а наличие однонаправленных, систематизированных структурных образований, например микротрещин, является неотъемлемой особенностью любой горной породы. Помимо перечисленных, причиной высокой локальной анизотропии могут быть различия в тепловых свойствах кристаллов.

Анализ результатов исследований показал, что наибольшие коэффициенты линейного расширения соответствуют направлениям: в общем случае а) перпендикулярным напластованию; в частных случаях б) перпендикулярным прослоям минералов с различной крупностью зерен и в) плоскостям микротрещин. Относительно минимальные коэффициенты соответствуют направлениям, совпадающим с ориентировкой прослоев. Иными словами, наибольшие деформации, при прочих равных условиях, возникают в породах по направлениям перпендикулярным простиранию слоев, что связано с большим количеством структурных неоднородностей, ориентировка которых соответствует простиранию пласта. Данная закономерность является общей, не зависящей от структурно-текстурных особенностей образцов.

Совместный анализ особенностей деформационных полей и распределения структурных элементов, обусловивших определенную конфигурацию поля, позволил сделать ряд выводов, подчеркивающих значение того или иного типа структурных элементов в поведении образца породы в условиях внешнего температурного воздействия.

\* Наиболее активны в формировании деформаций растяжения плоскостные структурные элементы.

\* Объемные элементы (мономинеральные агрегаты) в условиях теплового воздействия часто испытывают относительное сжатие.

\* Максимальное влияние на формирование деформаций растяжения оказывают трещины молодых генераций, не выполненные кристаллами вторичных минералов. Подобные микротрещины (как правило, скалывания) характерны для образцов, отобранных из бортов тектонических макронарушений или в непосредственной близости от последних.

\* Трещины, выполненные кристаллами вторичных минералов, практически не оказывают влияния на конфигурацию деформационного поля и часто не различимы на фоне мономинеральных агрегатов.

\* Границы между агрегатами с различной крупностью зерен или кристаллитов проявляются на деформационном фоне слабо и преимущественно в диапазоне малых температур (до 50°C). При более высоких температурах границы затушевываются, уступая место локальным проявлениям деформаций от трещин.

Характер возникающих в образце деформаций в условиях механического нагружения (сжатия) установлен с помощью голографической интерференционной дефektоскопии.

Результаты исследований показали, что в поле механического воздействия (как и в тепловом поле) деформации концентрируются вдоль трещин. Деформационная активность трещин при механическом воздействии зависит от ориентировки стресса.

Результаты исследований микроструктур с помощью электронной микроскопии позволяют резюмировать следующее:

\* характер строения минералов и пород на микроуровне отражают деформационные и температурные условия их преобразования;

\* очевиден факт зависимости реликтовых и регенерированных микро- и субмикроструктур от деформационных структур макроуровня.

Выявление структурных закономерностей приповерхностной части массива и их связи с карстовыми явлениями - сложный процесс, трудоемкий и не всегда эффективный. Тем не менее, такие закономерности и такие связи, хоть и в скрытой форме, существуют и их установление намного облегчает решение теоретических и практи-

ческих задач карстологического прогноза. Например, различной степени раздробленности приповерхностной части массива соответствуют определенные параметры поперечных размеров карстовых форм.

Наиболее общие закономерности формулируются следующим образом:

- \* существует связь между степенью раздробленности пород приповерхностной части массива и площадями карстовых провалов;
- \* размеры межтрещинных блоков пород имеют тенденцию к уменьшению в кровле более крупных по площади полостей, а их количество увеличивается и наоборот; следовательно, интенсивность дробления пород в приповерхностной части массива может быть использована как качественный критерий возможных деформаций поверхности и их параметров;
- \* параметры раздробленности, в частности значения площадей межтрещинных отдельностей в кровле провалов, не превышают средних значений по участку, более того - чем больше по площади провал, тем ближе к средним тяготеют параметры межтрещинных блоков.

Проблема плотностного распределения трещин в пластах карстующихся горных пород рассмотрена в соответствие с результатами теоретических и практических исследований отечественных и зарубежных исследователей (Е.Н. Пермякова (1949, 1957), В.В. Белоусова (1952, 1954), Д.С. Соколова (1962), В.А. Невского (1963), Л.И. Нейштадт и И.А. Пирогова (1969), М.В. Раца и С.Н. Чернышева (1970), А.А. Варга (1979), N.J. Price (1966), D.W. Hobbs (1967), G.M. Sowers (1973) и многих других).

Результаты исследований свидетельствуют о том, что 1) литологический фактор определяет степень раздробленности пластов (известняки раздроблены менее интенсивно, нежели песчаники аналогичной мощности); 2) отношение между толщиной пласта и расстоянием между трещинами в нем выражается линейной зависимостью.

Исходя из обобщений материалов исследований трещин, очевидны следующие выводы: 1) расстояния между трещинами в практически любых по литологии слоях имеет линейную зависимость от толщины данного слоя, если она не превышает 1.0-1.5м; 2) расстояния между трещинами приближаются к постоянной величине в однородных по литологии слоях, превышающих по мощности 1.5-2.0м; 3) существование

двух типов линейных отношений расстояний между трещинами и толщиной слоев, в которых они развиты, определяются различными механизмами образования трещин.

Плотностное распределение трещин в породах складчатых структур более сложно, поскольку данное распределение трещин отражает влияние групп факторов иерархического подчинения: I - связанных с общим региональным деформационным полем, II - связанных с деформационным полем конкретной складки и III - отражающих деформационное поле элемента складчатой дислокации.

В пределах складчатых структур (особенно локального уровня) распределение тектонических трещин в породах зонально и контролируется степенью их деформированности относительно элементов складки (крыльев, периклиналей, осевых зон и т.д.).

Структурно-тектоническое строение массивов играет первостепенную роль в распределении карстовых форм, образовании их морфологических особенностей наряду с такими условиями и факторами как вещественный состав карстующихся пород, рельеф местности или климат. Достаточно тесная связь закарстованности и положительных тектонических структур - факт, установленный со времен первых региональных обобщений по карсту.

Исследования закарстованных территорий на антиклинальных структурах свидетельствуют о строгой приуроченности форм подземного карста к разрывам, рассекающим различные пачки слоев, т.е. к разрывам, обусловленным ведущим механизмом формирования складки. Следовательно, в целях карстологического прогноза целесообразным является построение схем расположения главных разрывов складки.

Каждому механизму формирования складки соответствуют частные закономерности общего поля напряжений, а в итоге деформаций и разрывов. В общем случае, на распределение напряжений, деформаций и разрывов оказывают влияние:

1. Направления действия внешних сил, начальная форма (геометрические параметры) геологического тела, характер движения его поверхности;
2. Физические свойства вещества геологического тела, его структура, включая слоистость, наличие складок и разрывов более древних генераций;

3. Развивающиеся внутри тела деформации, напряжения и разрывы на анализируемый период складкообразования.

Для наиболее достоверной корреляции получаемых полей напряжений с трещиноватостью и закарстованностью, расчету должно предшествовать изучение геологической истории развития массива, условий залегания, прочностных и деформационных характеристик слагающих его горных пород.

Распределение карстовых форм в пределах пликативных дислокаций специфично вследствие разницы в физико-механических свойствах пород, включая и растворимость, неоднозначной гидрогеологической ситуации от складки к складке.

Процесс тектонической деформации пород весьма длителен и имеет прерывисто-непрерывный характер. На сегодняшний день невозможно назвать ни одной структуры, развитие которой бы завершилось. Вследствие этого, определяемые состояния дизъюнктивной дислоцированности пород, есть ни что иное как фиксация промежуточных результатов длительного и непрерывного преобразования пород в условиях меняющегося тектонического режима.

Исследователь вправе составить только схемы поэтапного распределения трещиноватости и закарстованности, подразумевающие ту или иную интенсивность процесса карстообразования в зависимости от предполагаемой водопроницаемости отдельных элементов складки на определенном этапе ее структурно-геологического развития.

Наиболее общий принцип структурно-тектонического анализа формулируется следующим образом: *время относительного постоянства условий есть время накопления качественных изменений, которые могут привести к увеличению количественных показателей закарстованности: от единичных карстовых пустот до гигантских пещерных систем, от редких провальных форм до огромных площадей и мощностей обвально-карстовых отложений.*

Ориентировка тектонических трещин в пределах складчатых структур подчинена общему плану тектонических деформаций и вносит упорядоченность в распределение карстовых форм. Участки растворимых пород, подверженные трещинному дроблению, всегда являются потенциально пригодными для образования закарстованных трещин, полостей или систем полостей. Прерывисто-непрерывный характер

формирования тектонических трещин есть основа прерывисто-непрерывного характера карстообразования в местах развития этих трещин.

При заложении тектонической складчатой структуры, в условиях потенциально отвечающих возникновению карстового процесса, последний будет развиваться в соответствии с последовательностью формирования тектонических нарушений в пределах складки. Слагающие складчатую структуру породы оказываются вовлеченными в общий процесс денудационного разрушения и переотложения материала, подчиняющиеся преобладающему тектоническому режиму. Карстовый процесс, вовлеченный в преобразование пород, разрушает их не только с поверхности, но и изнутри, развиваясь вначале в единичных кавернах, полостях и трещинах, а в последствии и на огромных площадях.

Практика изучения трещиноватости и закарстованности массивов в пределах пликативных дислокаций позволяет утверждать, что: 1) карстовые явления в растворимых породах, слагающих антиклинальные структуры, распределены неравномерно, но и не хаотично. Распределение полостей определяется местоположением зон повышенной плотности тектонических, в данном случае складчатых трещин. В пределах зон трещиноватости карстовые явления приурочены к местам относительно резкой смены интенсивности трещиноватости, проницаемость которых обуславливает возникновение гидродинамических барьеров; 2) закарстованность трещинных зон не повсеместна, но эти зоны на всем протяжении являются перспективными для развития в них коррозионно-эрозионных процессов; 3) зоны повышенной интенсивности трещиноватости ориентированы согласно особенностям механизма образования складчатой структуры; 4) развитие зон трещин осуществляется непрерывно в течение всей истории развития складчатой структуры. Развитие карстового процесса на фоне структуры подчинено региональному тектоническому режиму. Этапы активизации и затухания процесса сопоставимы с тектоническим ритмом формирования складки; 5) зная механизм формирования складки и установив особенности распределения зон трещиноватости в ее пределах, возможно построение прогнозных схем распределения зон закарстованности, которые могут служить основами для более детальных прогнозных карстологических схем в целях эффективного

*и безопасного освоения закарстованных территорий и проведения природоохранных мероприятий.*

Структурно-тектонические, структурно-геологические особенности территории являются карстогенетическим фоном, каркасом на который накладываются «внешние», более динамичные в своем развитии процессы природного или природно-техногенного моделирования карста.

Практика карстологических исследований показала, что максимальное карстоформирующее преимущество получают нарушения сплошности пород 1) совпадающие по простиранию с направлением регионального подземного стока, 2) открытые для формирования субгоризонтального площадного или локализованного потока (водопроницаемые по простиранию пород), 3) обеспечивающие гидродинамическую связь подземных вод разных горизонтов (водопроницаемые по падению пород, 4) имеющие гидродинамическую связь с поверхностной дренажной системой.

Анализ результатов полевого изучения трещин различных генераций в карстующихся массивах, проводимый с учетом этапов тектонической эволюции региона позволяет устанавливать пространственные соотношения дизъюнктивных нарушений в различные отрезки геологического времени и соответствующие типы карстовых форм, приуроченные к этим нарушениям.

Ставя перед собой цель сопоставления предполагаемых изменений тектонической ситуации и пространственного распределения структурных элементов массива карстующихся горных пород, исследователю необходимо решить ряд задач, а именно:

- \* определить геологические периоды формирования трещин в общей структурно-тектонической эволюции района;
- \* установить рисунок пространственного распределения зон ослабления массива, образованных трещинами различных возрастных генераций (зон растяжения) и основные кинематические этапы развития этих зон;
- \* установить соотношение в пространстве зон трещиноватости и карстовых форм.

Решение этих задач является стержнем предложенного структурно-кинематического анализа карстовых массивов.

Приведенные примеры кинематического анализа карстовых массивов позволяют сформулировать следующие выводы:

- современные типы трещинно-карстовых структур массивов - результат последовательного изменения тектонической ситуации в течение геологической эволюции конкретной территории;
- индикатором изменений направления и характера тектонического стресса являются направления разломов и тектонических трещин;
- условия формирования трещин могут быть определены исходя из литологических особенностей их заполнителя;
- трещины сгруппированы в системы, ориентировка которых свидетельствует о глобальных или региональных изменениях направлений векторов стресса;
- распределение трещин в массивах не является равномерным, а имеет зональный характер;
- рисунок зонального распределения трещин одной генерации соответствует определенной тектонической фазе - инверсии (сжатия) или формирования бассейна осадконакопления (растяжения);
- между основными региональными фазами выделяются промежуточные до- и послеинверсионные, подготавливающие массив к формированию трещин за счет его дестабилизации и накопления напряжений;
- промежуточные тектонические фазы не являются плавными, а характеризуются относительно кратковременными (пульсационными) этапами внутрифазного сжатия или растяжения, как правило, локального характера, не формирующими новых систем трещин, но моделирующими существующие за счет изменения морфометрических параметров систем и отдельных трещин. При этом возможны изменения заполнителя трещин (например, брекчирование, измельчение и др.). Увеличение количества трещин от фазы к фазе и соответствующее расширение трещинных зон последовательно разрушает массив;
- в массивах, разделенных на блоки тектоническими разломами, относительно опущенные блоки наиболее раздроблены. Зоны трещиноватости (зоны растяжения) очень часто являются индикаторами опущенных блоков;

- при существовании благоприятных гидрогеологических и климатических условий зоны трещин локализуют подземные воды и, естественно, являются местами наиболее вероятного развития карстовых форм. При этом, пространственно карстовые формы тяготеют к пограничным участкам между относительно раздробленными и монолитными блоками или соответственно, между опущенными и приподнятыми блоками со смещением в сторону приподнятого;
- пространственная миграция зон трещиноватости, изменение (увеличение) их геометрических параметров от одной активной фазы тектонической эволюции массива к другой накладывает модифицирующий отпечаток на карстовые формы, образованные в массиве во время предыдущих тектонических фаз.

Базовые понятия в анализе динамики развития карстовых полостей и карстового массива, как части региона сформулированы Ф.П. Саваренским. *Во-первых, это принцип неразрывности изучения карста, литологии и тектоники района; во-вторых - связь карста с гидродинамическими особенностями района, рельефом и геоморфологической историей местности; в-третьих - зависимость динамики карстового процесса (возникновение, рост, затухание, возобновление и омоложение) от общей эволюции региона.*

Анализ современного состояния карстологической оценки территорий свидетельствует о том, что,

1. В практике карстологических прогнозов устойчивости территорий отсутствуют оценки, изначально базирующиеся на особенностях структуры карстовых массивов. Отсутствие таких методов оценки определяется во-первых, сложностью и неоднозначностью установления пространственного распределения структурных неоднородностей, благоприятных для развития карста, особенно на «закрытых» территориях и, во-вторых, доступностью и простотой регистрации форм поверхностного карста, анализа их морфологии и морфометрии.

2. Эффективность прогноза карстопроявлений на любом уровне (глобальном, региональном, локальном, детальном), при использовании любой разновидности оценочных методов резко повышается при условии использования критериев структурно-тектонической однородности массивов или их структурных элементов.

3. При предварительном прогнозе карстопроявлений и установлении структурно-тектонических условий и факторов развития карста (особенно на региональном уровне) используются общие закономерности, сформулированные еще в работах конца 50х-начала 60-х годов нашего столетия и вошедшие практически во все справочники и нормативные документы.

В процессе работ по составлению карт закарстованности были сформулированы новые принципы картографирования:

- наличие карстующихся пород учитывается при любой глубине их залегания, независимо от наличия перекрывающих отложений;

- территории картируются по принципу выделения четырех литологических схем: а) карстующиеся породы разного состава, б) толщи их переслаивания, в) толщи переслаивания карстующихся пород и некарстующихся, г) прослои карстующихся пород среди некарстующихся;

- при картировании принимается во внимание литология и возраст первой от поверхности толщи карстующихся пород в пределах выделенного стратиграфического подразделения. Более глубоко залегающие толщи показывают на геологических разрезах и стратиграфических колонках.

Весьма перспективен и наиболее эффективен при составлении карт и анализе карстологической ситуации крупных регионов, где литологические границы проводятся с большой степенью условности, привлечение палеогеографических и палеогеологических карт совместно с результатами современных разномасштабных и разноцелевых съемок.

Очевидно, что в традициях современных представлений о закономерностях развития карста, используемых критериев районирования и типизации, прогнозно-оценочные мероприятия относительно карстовых массивов должны содержать:

1. Анализ глобальной и региональной геолого-структурной обстановки - принадлежность территории к дизъюнктивной или пликативной геотектонической структуре первого порядка, ее элементу или контактной зоне между структурами; наличие структур второго-третьего порядков и характер их границ (резкий дизъюнктивный или плавный пликативный и литологических замещений); направленность и режим

взаимных перемещений крупных геоблоков (древних, неотектонических, современных, включая анализ эндогенных проявлений типа сейсмичности).

2. Анализ локальных геолого-структурных, геоморфологических и гидрогеологических обстановок, подчиненных тенденциям регионального уровня - соотношение структурного плана (складок и разрывных нарушений), глубин и ориентировок эрозионных врезов, элементов древнего рельефа, деструктивных зон; характер соотношения растворимых в разной степени и нерастворимых пород массива (тип контактов, характер переслаивания, мощность, состав, сплошность, сохранность, элементы залегания, включения, растворение которых повышает агрессивность подземных вод по отношению к вмещающим породам); гидродинамическая зональность, условия и пространственное соотношение областей питания, транзита и разгрузки подземных вод, амплитуды сезонных колебаний уровней, химический состав, минерализация и температура подземных вод.

3. Анализ пространственного распределения карстовых форм (генетический тип, морфология, морфометрия) с учетом обстановок карстообразования и типа техногенной нагрузки.

Понятие «карстологический прогноз» формулируется как *научно обоснованное предсказание условий и факторов состояния, последовательности и механизма развития карстового массива в целом или его отдельных элементов, включая карстовые формы.*

В любом случае карстологические наблюдения, в соответствии с общей методикой проведения оценки, способствует выполнению задач различных этапов инженерно-геологических работ (оптимизации, планирования, проектирования, строительства, управления).

Оценка устойчивости любого ранга территории предполагает генетико-морфологическое районирование как способ выявления закономерностей пространственного (в ряде случаев пространственно-временного) распределения (изменения) условий проявления процесса, а следовательно, условий освоения данной территории. В инженерной геологии генетико-морфологическое районирование подразумевает региональное, типологическое и смешанное районирование.

Карстологическое районирование не укладывается абсолютно в существующие схемы какого-либо из типов инженерно-геологического районирования, но, тяготея к сравнительно-оценочному, оно вобрало черты генетико-морфологического, смешанного районирования и по сути представляет собой особый тип прогнозно-оценочных действий.

При отсутствии единых методологических подходов при построении карт (картографировании), районировании и типизации закарстованных территорий наиболее сложным является: 1) установление критериев проведения границ таксонов, 2) установление объективно-необходимого числа оценочных признаков, а также 3) установление границ использования конкретного признака.

При карстологическом районировании используется не один, а комплекс критериев. В любом случае проведение границ достаточно условно, поскольку границы между таксонами не укладываются в линию (учитывая масштаб районирования), а представляют линейные зоны, ширина которых зависит от изученности территории, особенно в случаях переходных литологических разностей (сульфатно-карбонатных, сульфатно-терригенных, карбонатно-терригенных и др.).

Внутри границ одноранговых таксонов должен соблюдаться принцип однородности структурно-тектонических, либо геолого-геоморфологических, либо гидрогеологических условий, либо генетической обусловленности карстовых форм и активности карстообразования. В идеальном случае - однородность всех перечисленных составляющих.

Выбор тех или иных признаков развития карстовых процессов определяется целью районирования. В случае оценки карстоопасности районирование обусловлено необходимостью установления пространственных закономерностей в распределении территориальных единиц, в пределах которых реально существует различная по степени вероятность возникновения деформаций поверхности массива в результате карстового и сопутствующих ему процессов (например, суффозии).

В качестве признаков, позволяющих оценить активность и опасность, используются факторы процесса, определенное сочетание которых обуславливает степень активности и частоту проявлений процесса на единице площади или объема исследуемого массива.

Признаки качественной оценки в инженерно-геологическом районировании делятся на две группы: региональные и зонально-геологические. В карстоведении, в методическом аспекте более рационально деление признаков-факторов карстообразования на группы по их принадлежности к условиям развития карста.

Признаки качественной оценки карстоопасности в соответствии с логикой организации карстующихся массивов подразделяются на три класса: **А. ГЛОБАЛЬНЫЙ**, **Б. РЕГИОНАЛЬНЫЙ** и **В. ЛОКАЛЬНО-БЛОКОВЫЙ**. Классы признаков согласуются с принятыми рангами таксонометрического деления: высшим, средним, низшим. В пределах каждого класса целесообразно выделение групп признаков по генетико-морфологической принадлежности, определяющей те или иные условия: геоструктурные, тектонического режима, литологические, гидродинамические, геоморфологические, антропогенные (техногенные). Признаки каждой группы обуславливают неоднозначную степень (потенциальную возможность) карстопроявлений: низкую (I), среднюю (II), высокую (III), очень высокую (IV). Выделение подгрупп признаков качественной идентификации степени карстоопасности или включение признаков в ту или иную подгруппу определяется на основе практики исследования конкретной территории.

Практика показывает, что базовым признаком на «закрытых» участках в условиях невыраженности элементов наземного рельефа является рельеф «подземный» - рельеф кровли карстующихся пород.

Карстологическая оценка территории может быть проведена и по одному из наиболее представительных признаков, имеющих какое-либо количественное выражение. Из разряда геоструктурных к таким относится трещиноватость, выраженная например, через *линейную плотность длин зафиксированных тектонических трещин на единице площади поверхности карстового массива*. Оценке предшествует полевое и фондовое уточнение геолого-структурных особенностей территории, полевое изучение трещин массива, сопровождающееся массовыми замерами их элементов залегания. Результаты обработки всех имеющихся данных позволяют провести оценочное районирование поверхности массива по степени интенсивности трещиноватости и сопоставить выделенные типы территорий с имеющейся поверхностной и подземной закарстованностью.

Анализ катастрофических карстопроявлений, проведенный по литературным и фондовым материалам, позволил выявить их принадлежность к разномасштабным геоструктурным элементам.

Анализ показал, что 70% катастрофических ситуаций связано с сульфатным карстом, 25-30% с карбонатным, единичные, но наиболее масштабные по разрушениям с соляным.

На территориях современных городов, промышленных комплексов и интенсивной сельскохозяйственной деятельности возникновение провальных явлений в результате естественных причин крайне редко и (по нашим подсчетам) составляет 2-3%.

В большинстве случаев усиление карстоопасности определялось следующими причинами:

- динамическим воздействием на массив (нагрузки от подвижного железнодорожного транспорта, автотранспорта, взрывы в карьерах и при шатхной проходке);

- быстрым изменением гидрогеологической ситуации (осушение карьеров, создание водохранилищ, откачка шахтных водопритоков, утечки из водопровода и канализации, откачки для целей водоснабжения);

- интенсивной добычей полезных ископаемых таких как нефть и газ;

- чрезмерной статической нагрузкой на поверхность массива в случаях концентрации промышленных и гражданских сооружений и игнорировании инженерно-геологической ситуации при планировании городской застройки;

- изменением гидрохимической ситуации при интенсивном внесении химических удобрений (особенно в районах сульфатного карста) и сбросов промышленных вод в карстовые полости;

- комплексом перечисленных причин.

В любом случае распределение катастрофических карстопроявлений происходит соответственно геолого-структурным особенностям массивов, но интенсивность и скорость протекания процесса в каждом случае обусловлена типом и интенсивностью техногенных изменений природной среды.

На любом уровне оценки карстоопасности (глобальном, региональном или локально-блоковом), практически для любых целей инженерной практики в основу анализа закономерностей распределения возможных деформаций поверхности карстовых

массивов должен быть заложен процесс установления структурно-тектонического каркаса массива, его геологической эволюции и гидрогеологической активности дизъюнктивных элементов данного каркаса.

Развитие и практическая реализация представленных положений и идей, связанных с комплексным изучением структурно-текстурных и структурно-тектонических параметров карстовых массивов является основой самостоятельного направления в карстоведении – структурного карстоведения, науки об условиях и факторах локализации карстовых процессов в геологическом пространстве и времени.

### Библиографический список

1. Акинфиев С.А., Комаров И.С. Некоторые вопросы теории и практики инженерной геологии // Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. -Минск: Изд-во Института геохимии и геофизики, 1978. -С.153-161.
2. Алексеева М.А., Каледа Г.А. Латеральная изменчивость катагенетических преобразований карбонатных пород на локальных структурах Русской платформы // Труды ВНИГНИ. Пермь, 1974, вып. 160. С.62-69.
3. Альбов С.В. Объяснение происхождения провалов и просадок поверхностей теорией горного давления (на материале карста низовьев левобережья реки Оки) // Карстоведение / Изд. Молот. гос. ун-та, Молотов, 1948, вып.4. С.23-36.
4. Андрейчук В.Н. Районирование карстосферы // Картографирование и районирование карста в связи с освоением территории: Тез. конф., Владивосток, 1986. - С.31-32.
5. Андрейчук В.Н. Обстановки развития карста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. -Кунгур, 1991. -С.92-100.
6. Андрейчук В.Н., Дорофеев Е.П., Лукин В.С. Органные трубы в карбонатно-сульфатной кровле пещер // Пещеры. Проблемы изучения: Межвуз. сб.науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1990. С.
7. Апродов В.А. Особенности карстообразования в Молотовской области (причины, фазы и фации карстовых процессов): Тез. докл. Молотовской карст. конф. - Молотов, 1947.
8. Апродов В.А. О некоторых вопросах теории карста // Изв. АН СССР, серия геогр.-геофизич. –М., 1948. Т.12, N3. -С.271-282.
9. Апродов В.А. Геологическое картирование / М.:Госгеолиздат, 1952. 371с.
10. Багринцева К.И. Оценка коллекторского потенциала разнофациальных карбонатных отложений // Нефтегазоносность карбонатных формаций. -М.: Изд-во ИГиРГИ, 1987. -С.28-36.
11. Багринцева К.И., Белозерова Г.Е. Типы и свойства коллекторов в подсолевых отложениях Прикаспийской синеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. -М.: Изд-во Наука, 1987. -С.59-64.

12. Баклашов И.В. Деформирование и разрушение породных массивов. -М.: Изд-во Недра, 1988. -271с.
13. Белоусов В.В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М.: АН СССР, 1952. N7(144). 145с.
14. Белоусов В.В. Геотектоника. -М.: Изд-во МГУ, 1976. -С.98-122.
15. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. -М.: Изд-во Недра, 1964. -119с.
16. Богданов А.А. Интенсивность кливажа относительно мощностей слоев // Советская геология, 1947. N16.
17. Болотов Г.Б. Геодинамика рельефа карстующихся массивов: Автореф. дис. ... к-та геол.-минер.наук / Перм. ун-т.- Пермь, 1981. -17с.
18. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии.-М.: Изд-во Недра, 1981.- 256с.
19. Бондарик Г.К. Методика инженерно-геологических исследований: Учебник для вузов.- М.: Изд-во Недра, 1986.- 333с.
20. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. -М.: Изд-во Наука, 1964. -303с.
21. Буданов Н.Д. Особенности геологического строения и гидрогеологическая карта Урала // Труды института геологии и геохимии. -Свердловск, 1970. Вып. 84. - 78с.
22. Бузунов О.В. Кулогорская пещера // Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л., 1974. С.163-168.
23. Вакар Н.Г. Прогнозирование деформирования и разрушения карбонатных пород при техногенном изменении состава водных растворов // Тез.докл. Междун. симпозиума «Инженерная геология карста», Пермь, 1992. С.12.
24. Варга А.А. О генетическом подходе к инженерно-геологическому изучению трещиноватости // Проблемы повышения эффективности и качества изысканий для гидротехнического строительства. М., 1979. С.56-64.
25. Варга А.А. Теоретические основы и методика инженерно-геологического изучения структур скальных массивов (на примере оснований гидротехнических сооружений). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер.наук / -М., 1983. -35с.

26. Варга А.А. Скальные массивы: основные понятия и классификация // Новые методы, оборудование и приборы на изысканиях для гидротехнического строительства. -М.: Изд-во Гидропроект, 1984. Вып. 96. -С.13-21.
27. Варга А.А. Инженерно-тектонический анализ скальных массивов. -М.: Изд-во Недра, 1988. -216с.
28. Викторин В.Д. Влияние особенностей карбонатных коллекторов на эффективность разработки нефтяных залежей. -М.: Изд-во Наука, 1988. -150с.
29. Вольмир А.С. Устойчивость деформируемых систем. М.: Наука, 1967. С.313-363.
30. Геологический словарь. Т.1. -М.: Изд-во Недра, 1973. -486 с.
31. Гзовский М.В. Тектонофизические представления о напряженном состоянии земной коры // Современные проблемы механики горных пород. -Л., 1972. -С.125-146.
32. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536с.
33. Голодковская Г.А., Шаумян Л.В. К природе прочности массивов скальных горных пород // Вестник МГУ. Сер. геол., 1974. N1. -С.33-48.
34. Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь, 1979. 93с.
35. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. -Пермь: Изд-во ПГУ, 1992. -200с.
36. Горбунова К.А., Максимович Н.Г., Андрейчук В.Н. Техногенное воздействие на геологическую среду Пермской области: Препринт.-Свердловск / УрО АН СССР, 1990.-43с.
37. Горбунова К.А., Молоштанова Н.Е., Максимович Н.Г., Яцына И.И. Геохимически измененные породы и вторичные минеральные образования Кунгурской пещеры // Кунгурская ледяная пещера / Пермский ун-т. Пермь, 1995. Вып.1. С.26-58.
38. Горбунова К.А., Сычкина Г.А., Блинов С.М., Дорофеев Е.П. Режим карстовых вод Кунгурской пещеры // Кунгурская ледяная пещера / Пермский ун-т. Пермь, 1995. Вып.1. С.63-80.
39. Гордеев Д.И. Вопросы карста в работах акад. Ф.П. Саваренского // Карстование / Изд. Молот. гос. ун-та. Молотов, 1948. Вып.1. С.17-24.

40. Горная энциклопедия / Советская энциклопедия. -М., 1986. Т.2. -С.6.
41. Горная энциклопедия / Советская энциклопедия. М., 1987. Т.3. Кенган-Орт., 1987. -592с.
42. Долицкий А.В., Кийко И.А. О причинах деформации земной коры // Проблемы планетарной геологии. -М.: Изд-во Госгеолтехиздат, 1963. -С.291-311.
43. Дублянский В.Н. Проблема спелеогенеза // Вопросы общего и регионального карстоведения. -М.: Изд-во МГУ, 1977. -С. 39-57.
44. Дублянский В.Н. Обоснование границ карстовых регионов // Картографирование и районирование карста в связи с освоением территорий: Тез. докл. карстово-спелеол. совещания, Владивосток, 1986. -С.35-36.
45. Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий. -Новосибирск: Изд-во Наука, 1992. -144с.
46. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоопасность на Украине // Гидрогеология и карстоведение. Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: Межвуз. сб. науч. тр., Пермь, 1992. -С.52-63.
47. Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н., Андрейчук В.Н., Афанасьев П.Ю. и др. Распространение карстующихся пород и типов карста на территории бывшего СССР // Инженерная геология карста: Докл.международного симпозиума, Пермь, 1992. -Т.2. -С.89-95.
48. Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. -М.: Изд-во Наука, 1982. -137с.
49. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 128с.
50. Дублянский В.Н., Шипунова В.А., Дублянская Г.Н. Пространственно-временной анализ формирования карстовых полостей. -Симферополь, 1984. -43с. – Деп. в ВИНТИ. N 1438 Ук-84-Деп.
51. Дублянский Ю.В. Зональность и механизм гидротермокарста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. -Кунгур, 1991. -С.32-36.

52. Емельянова Е.П. Анализ методов и особенностей прогноза оползней в горно-складчатых областях // Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селей, М., 1976.-С.35-62.
53. Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. Карст в земной коре: распространение и основные типы. -Новосибирск: Изд-во РАН Сибирское отделение, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии, 1992. -76с.
54. Жемочкин Б.Н. Теория упругости. М.: Госстройиздат, 1957. 380с.
55. Зайцев И.К. Вопросы изучения карста СССР, 1940. -90с.
56. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика. М. МГУ, 1983. 328с.
57. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. -М.: Изд-во Недр, 1990. Кн.1, 2. -326с., -334с.
58. Иванов В.Н. К вопросу о вертикальной зональности подземных вод // Химическая география и гидрогеохимия. -Пермь, 1964. Вып. 3(4). -С.121-132.
59. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления / Под ред. А.П. Виноградова. М., 1964.
60. Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 251с.
61. Калачева В.Н., Кноринг Л.Д. Закономерности развития трещиноватости на структурах различного типа (в складчатых и платформенных областях) // Трещинные коллекторы нефти и газа и методы их изучения. Л.: Недра, 1965. Вып. 3, 242. С.113-156.
62. Каледа Г.А. Состояние и задачи изучения латеральной изменчивости отложений на тектонических структурах // Труды ВНИГНИ. Пермь, 1974. Вып.160. С.12-30.
63. Катаев В.Н. Структурно-тектонические условия формирования Кунгурской пещеры // Пещеры. Итоги исследований: Межвуз.сб. науч.тр. / Перм.ун-т. Пермь, 1993. С.121-130.
64. Катаев В.Н. Разработка методики региональной оценки опасности карста и составление макета карты масштаба 1:200000 / Науч. б-ка Инжен.- геолог. и геоэкол. центра РАН. Москва, 1993. -52с.

65. Катаев В.Н. Системный подход в анализе устойчивости карстовых массивов // Вестник Пермского университета. Геология, 1994. Вып.3. -С.127-144.
66. Катаев В.Н. Катастрофические карстопроявления: закономерности распределения // Карстовые провалы: Тез. докл. юбил. конф., Екатеринбург / УИФ Наука, 1994. -С.20-22.
67. Катаев В.Н. Структурно-тектонические обстановки провалообразования в Предуралье // Карстовые провалы: Тез. докл. юбил. конф., Екатеринбург / УИФ Наука, 1994. -С.63-65.
68. Катаев В.Н. Геологическое строение и типы дислокаций пещерного массива // Кунгурская ледяная пещера / Пермский ун-т. Пермь, 1995. С.8-26.
69. Катаев В.Н. Опыт оценочного районирования карстоопасных территорий // Современные проблемы геологии Западного Урала: Тез. докл. науч. конф., Пермь, 1995. -С.136-137.
70. Катаев В.Н. Методологические аспекты сравнительно-оценочного карстологического районирования // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1997. -С.131-153.
71. Катаев В.Н., Горбунова К.А. О необходимости создания теоретической модели горного карста // Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: Тез.конф., Пермь, 1993. -С.58.
72. Катаев В.Н., Горбунова К.А. Геологические основы моделей карстовых массивов // Вестник Пермского университета. Геология. Пермь, 1997. Вып.4. -С.137-147.
73. Катаев В.Н., Максимович Н.Г., Блинов С.М. Загрязнение карстовых вод Кизеловского угольного бассейна // География и природные ресурсы. –1995. -N 1. -С.57-60.
74. Катаев В.Н., Печеркин А.И. К вопросу о влиянии тектонического фактора на распределение карстовых форм // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. Тез. докл. III Всесоюзного карстово-спелеологического совещания. М., 1982. С.22-23.

75. Катаев В.Н., Печеркин А.И., Махорин А.А. Изучение закарстованных и трещиноватых зон в инженерном карстоведении (на примере горно-складчатых областей): Учебное пособие по спецкурсу / Перм.ун-т. Пермь, 1987. 88с.
76. Катаев В.Н., Печеркин А.И., Печеркин И.А. Моделирование полей напряжений при образовании и развитии локальных структур платформенного типа // Моделирование в гидрогеологии и инженерной геологии. Новочеркасск. 1983. С.89-93.
77. Кинзикеев А.Р., Тимофеев Е.М. Влияние приливных деформаций Земли на карстовый процесс // Пещеры, Пермь, 1984. -С.126.
78. Климчук А.Б. Роль приповерхностной зоны карстовых массивов в гидрогеологии и морфогенезе карста / Препринт ин-та геол.наук АН УССР. 89-34. Киев, 1989. 44с.
79. Климчук А.Б., Аксем С.Д., Шестопапов В.М., Рудько Г.И. Режимное наблюдение активности гипсового карста западных областей Украины / Препринт ин-та геологич.наук АН УССР, Киев, 1988. 55с.
80. Климчук А.Б., Рогожников В.Я., Ломаев А.А. Карст массива Кырктау (Зеравшанский хребет, Тянь-Шань) / Препринт ин-та геологич.наук АН УССР. 81-14. Киев, 1981. 54с.
81. Кокаровцев В.К. О трещиноватости как основном условии образования глубинного карста в карбонатных породах // Гидрогеология и карстоведение Пермь, 1971ю Вып.4. С.24-31.
82. Комаров И.С. Системный подход к инженерной геологии // Изв.ВУЗ. Геология и разведка, 1983, 11. С.154-161.
83. Костарев В.П. О количественных показателях карста и их использовании при инженерно-геологической оценке закарстованных территорий // Инженерно-строительные изыскания / Стройиздат. М., 1979, N1(53). -С.49-53.
84. Костарев В.П. Карст Урала и Приуралья. Автореф. дис. ...к-та геол.-минер. Наук / Пермь, 1990. – 20с.
85. Крубер А.А. О карстовых явлениях в России. М., ОЛЕА и ЭТН. 1912. С.1-34.
86. Крубер А.А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915. 319с.
87. Кудряшов А.И. Флюидогеодинмика. -Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1991. -226с.

88. Куликов Г.В., Вартанян Г.С. О механизме движения подземных вод глубоких зон // Доклады 27-го Международного геологического конгресса. Гидрогеология. Сек.16. М., 1984. Т.16. -С.10-15.
89. Кутепов В.М., Кожевникова В.Н. Устойчивость закарстованных территорий. -М.: Изд-во Наука, 1989. -151с.
90. Кюнтцель В.В., Матвеев В.С., Селюков Е.И. Эндогеодинамические факторы развития карста и их значение // Инженерная геология, 1992. N1. -С.56-64.
91. Лерман Б.И., Тюрихин А.М., Усольцев Л.Н. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. -С.112-118.
92. Лехов А.В. Моделирование карстового процесса // Инженерная геология. 1981. N1, N4. -С.89-96.
93. Лехов А.В. Математическое моделирование карстового процесса в совокупности трещин // Инженерная геология. 1985. N5. -С.62-67.
94. Личков Б.Л. Материалы к вопросу о классификации подземных вод. -Л.: Изд-во геолкома, 1928.
95. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология. -Л.: Изд-во Недра, 1978. -496с.
96. Лукин В.С. Провальные явления на Урале и в Предуралье // Гидрогеологический сборник. Свердловск, 1964, 3. С.133-160.
97. Лукин В.С. Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений // Гидрогеология и карстоведение. Вып.3. Пермь, 1966. С.86-96.
98. Лукин В.С. Условия и этапы формирования Кунгурской пещеры // Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968. С.
99. Лыкошин А.Г., Молоков Л.А., Парабучев И.А. Карст и строительство гидротехнических сооружений. -М.: Изд-во Гидропроект, 1992. -322с.
100. Макеев З.А. Принципы инженерно-геологического районирования карстовых областей // Карстоведение / Изд. Молот.гос.ун-та, Молотов, 1948. Вып.4. С.43-45.
101. Максимович Г.А. Основные типы миграции воды на земле // Природа, 1943. N2. -С.33-35.
102. Максимович Г.А. Закономерности почвенных, грунтовых и озерных вод и гидродинамических зон // Доклады АН СССР, 1947а. Т.58, N5.

103. Максимович Г.А. Задачи карстовой конференции: Тез. докл. карстово-спелеолог. конфер., Молотов, 1947.
104. Максимович Г.А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР // Общие вопросы карстоведения. -М.: Изд-во АН СССР, 1961. -С. 40-54.
105. Максимович Г.А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока // Специальные вопросы карстоведения, -М., 1962.
106. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т.1.
107. Максимович Г.А. Гидрогеохимические зоны платформ // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып.3(4). -С.101-120.
108. Максимович Г.А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5(6). -С.3-22.
109. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь: Кн.изд-во, 1969. Т.II. 529с.
110. Максимович Г.А. Основные обстановки развития карста в Предуралье и на Западном Урале // Вопросы инженерного карстоведения: Тез. докл. инж.-геол. совещ., Кунгур, 1972. -С.4-9.
111. Максимович Г.А. Карстосфера и типы карста // Карст и гидрогеология Предуралья. -Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. -С.16-21.
112. Максимович Г.А., Армишев В.М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1972. Вып.1. -С.7-52.
113. Максимович Г.А., Быков В.Н. Глубинная аккумуляция вторичного кальция в полостях карбонатных пород // Пещеры. Пермь, 1966. Вып.6(7). -С.19-26.
114. Максимович Г.А., Быков В.Н. Миграция вещества в карстовых коллекторах нефти и газа // Вопросы карстоведения. Пермь, 1966. -С.9-12.
115. Максимович Г.А., Быков В.Н. Классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах // Вопросы карстоведения. Пермь, 1969. -С.15-18.
116. Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст как показатель развития платформенных структур // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1971, вып.4. С.18-23.
117. Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ: Учебное пособие. -Пермь: Изд-во ПГУ, 1978. -96с.

118. Максимович Г.А., Горбунова К.А. Карст Пермской области. Пермь, 1958. 183с.
119. Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология, 1980. N1. -С.20-29.
120. Маруашвили Л.И. Карстосфера, ее размеры и отношение к другим геосферам // Сообщения АН Груз.ССР, 1970. Т.57, N2. -С.357-360.
121. Маруашвили Л.И. Хронологические и пространственные закономерности пещерообразования в известняках // Карст в карбонатных породах. -М.: Изд-во МО-ИП, 1972. Т.47. -С.54-60.
122. Маруашвили Л.И., Тинтилов З.К. Карстосфера // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. -М., 1982. -С.14-15.
123. Матвеев Б.К., Савелов Р.П., Горбунова К.А., Катаев В.Н. Физико-геологические модели карстовых образований // Построение физико-геологической модели и системный подход при истолковании результатов геофизических исследований: Тез.конф., Пермь, 1993. -С.9.
124. Милихикер Ш.Г. Исследования карста в районе среднего течения р.Чусовой в связи с гидротехническим строительством //Специальные вопросы карстоведения. М.,АН СССР, 1962. С.119-137.
125. Милихикер Ш.Г. Роль структурно-геологических особенностей в формировании карста // Гидропроект. Инженерная геология. М., 1963, 9. С.287-294.
126. Михайлов Г.К., Тюрина И.М., Булдаков Б.А. Удельный приток карстовых вод в дрены, как показатель структурно-тектонических условий // Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968. -С.42-45.
127. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. -М.: Изд-во Недр, 1974. -464с.
128. Молоков Л.А. Инженерно-геологические процессы. -М.: Изд-во Недр, 1985. -206с.
129. Мюллер Л. Механика скальных массивов. -М.: Изд-во Мир, 1971. -С.50-113.

130. Мягков В.Ф. Математические методы в геологии (раздел «Геометризация и анализ геологических полей месторождений полезных ископаемых»): Методическая разработка / Свердловский горный ин-т. Свердловск, 1984. 44с.
131. Назарова Н.В., Демидович Л.А. Латеральная изменчивость структуры пустотного пространства и зональность физических свойств карбонатных пород межсолевых отложений девона в пределах локальных структур Припятского прогиба // Труды ВНИГНИ. Пермь, 1974. Вып.160. С.132-138.
132. Невский В.А. Классификация трещин по типу разрушения горных пород // Известия ВУЗ.Геология и разведка, 1963. N12.
133. Нейштадт Л.И., Пирогов И.А. Методы инженерно-геологического изучения трещиноватости горных пород. М.: Энергия, 1969. 248с.
134. Николаев Н.И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора // Советская геология.М.-Л. / Гос. изд. геол. литературы комитета по делам геологии при СМ СССР, 1946, 10. С.69-74.
135. Новикова С.И. Тепловое расширение твердых тел. М., Наука, 1974. 294с.
136. Осипов В.И. Задачи и перспективы развития инженерной геологии // Инженерная геология, 1991. N1. -С.3-15.
137. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / Отв.ред. И.С. Зекцер. - Новосибирск: Изд-во Наука, 1983. -241с.
138. Панюков П.Н. Инженерная геология.-М.: Изд-во Недр, 1978. -294с.
139. Печеркин А.И. Связь крупных пещерных систем сульфатного карста с распределением тектонической трещиноватости // Пещеры. Методика изучения: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм.ун-т. Пермь,1986.С.
140. Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. –Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-т, 1986. -172с.
141. Печеркин А.И. К расчету напряжений, возникающих при формировании структур полной складчатости // Инженерная геология, 1987. N2. С.95-105.
142. Печеркин А.И., Болотов Г.Б., Катаев В.Н., Маклашин А.В. Опыт изучения тектонической трещиноватости гипсовых массивов для карстологических целей / Рукопись депонирована в ВИНТИ. N 2142-82 Деп. Пермь, 1982. 138с.

143. Печеркин А.И., Болотов Г.Б., Катаев В.Н. Изучение тектонической трещиноватости платформенных структур для карстологических целей: Учебное пособие по спецкурсу. – Пермь: Изд-во ПГУ, 1984. -84с.
144. Печеркин А.И., Катаев В.Н. Вопросы изучения тектонической трещиноватости закарстованных массивов // Гидрогеология и карстование / Перм.ун-т. Пермь, 1981. С.76-82.
145. Печеркин А.И., Катаев В.Н. К расчету напряжений, возникающих при формировании платформенных брахиантиклиналей // Инженерная геология. 1983. №5. С.75-93.
146. Печеркин А.И., Катаев В.Н. О взаимосвязи распределения карстовых провалов Паланкареса и Каньяда дель Ойо (Испания) с трещиноватостью и напряженным состоянием массива // Изв.ВУЗ. Геология и разведка. 1985. №1. С.55-60.
147. Печеркин А.И., Катаев В.Н., Андрейчук В.Н. Влияние тектонической трещиноватости на развитие пещер Золушка и Буковина // Проблемы инженерной геологии Урала: Тез. докл. Семинара, Пермь, 1984. -С.21-22.
148. Печеркин А.И., Катаев В.Н., Маклашин А.В., Печеркина Л.В. Распределение гипса и ангидрита на участке штольни, вскрывающей грот «Вышка» Кунгурской ледяной пещеры // Пещеры: Межвуз.сб.научн. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1984. С.66-69.
149. Печеркин А.И., Катаев В.Н., Печеркина Л.В. Изменение прочности сульфатных горных пород в зависимости от степени их гидратированности // Инженерная геология Западного Урала / Тез. докл. научно-технич. Совещания. Пермь, 1982. С.83-84.
150. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Пермь, 1966. Т.1.
151. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Часть II. Геологические процессы. Пермь, 1969. С.207-259.
152. Печеркин И.А. Основные задачи инженерного карстования // Гидрогеология и карстование: Межвуз. Сб.науч. трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 1981. -С.3-14.

153. Печеркин И.А., Шерстнев В.А. Водообильные зоны Пермской области // Химический состав и ресурсы подземных вод Предуралья и Зауралья. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986. С.48-59.
154. Печеркин И.А., Шимановский Л.А. Вопросы методики и основные направления изучения карста // Гидрогеология и карстование. Методика изучения карста: Межвуз. сб. науч. трудов / Перм. ун-т. Пермь, 1987. -С.4-20.
155. Политыкина М.А. Формирование коллекторов в подсолевых карбонатных отложениях Прикаспийской синеклизы и ее обрамления // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М. Наука, 1987. С.64-70.
156. Попов И.В. Инженерная геология. -М.: Изд-во МГУ, 1959. -510с.
157. Рац М.В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя // Доклады АН СССР, 1962. Т.144, N3. С.622-625.
158. Рац М.В. Структурные модели в инженерной геологии. -М.: Изд-во Недр, 1973. -216с.
159. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недр, 1970. 160с.
160. Редакционная статья (Катаев В.Н., Горбунова К.А., Бельтюков Г.В., Костарев В.П.) // Инженерная геология карста: Доклады междунпродного симпозиума. Россия. -Пермь: Изд-во Перм.ун-т, 1993. Т.1. -С.4-16.
161. Результаты бурения и исследования тюменской сверхглубокой скважины // Научное бурение в России. Пермь, 1995. Вып.3. -143с.
162. Рекомендации по использованию инженерно-геологической информации при выборе способов противокарстовой защиты / ПНИИИС. М., Стройиздат, 1987. -80с.
163. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. -Л., 1969.
164. Сабуров Д.Н. Физико-географические условия и районирование Пинего-Северодвинской карстовой области // Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л., 1974. С.37-45.
165. Саваренский Ф.П. Гидрогеология. М., 1933.
166. Саваренский Ф.П. Инженерная геология. М., 1937.
167. Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: МГУ, 1978. 384с.

168. Скарятин В.Д. Блоковая модель трещинного коллектора и ее значение при поисках скоплений углеводородов (на примере Терско-Сунженской зоны Северного Кавказа) // Нефтегазоносность карбонатных формаций. -М.: Изд-во ИГиРГИ, 1987. - С.97-106.
169. Смирнов Г.А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельностей // Доклады АН СССР, сер. геол., 1949. N3. С.99-101.
170. СНиП 1.02.07-87 Инженерные изыскания для строительства. Дополнительные требования к изысканиям в районах развития опасных геологических процессов. М., 1988.
171. Соболевский П.К. Кизеловские карсты и геометрия недр // Материалы карстовой конференции (Кизел, декабрь 1933) / Гл.редакция горнотопливной литературы. М.-Л., 1935. С.77-84.
172. Соколов Д.С. Основные условия развития карста // Бюллетень МОИП, отдел геолог, 1951. Т.26, вып.2. -С.25-50.
173. Соколов Д.С. Основные условия развития карста: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер.наук / -М., 1959. -35с.
174. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. -М.: Изд-во Госгеолтехиздат, 1962. -322с.
175. Солуха В.И. Изучение современной тектоники в Кунгурской ледяной пещере с помощью горизонтальных маятников // Пещеры / Перм.ун.-т. Пермь, 1970. Вып.8-9. С.181-183.
176. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366с.
177. Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья / Казанский ун-т, Казань, 1967. 291с.
178. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. -М.-Л.: Изд-во АН СССР. Ч.1, 1948.
179. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / под ред. акад.Сергеева Е.М. -М.: Изд-во Недра, 1985. -332с.
180. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста: Материалы по геоморфологической терминологии: Словарь-справочник. М.: Наука, 1991. 260с.

181. Токмачев Б.Р., Погребнов Н.И., Бобух В.А., Федоров Д.Л., Несмеянов Д.В., Викторов Д.Н., Висковский Ю.А. Перспективы нефтегазоносности Волго-Донской территории // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Ростовская, Астраханская области, Калмыцкая и Дагестанская АССР. -Л.: Изд-во Недра, 1965. -С.197-234.
182. Толмачев В.В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. -М.: Изд-во Недра, 1990. -151с.
183. Торсуев Н.П., Левин С.А. Современные карстовые морфоскульптурные новообразования на севере Русской равнины // Изв. Всесоюз. географического общества, 1977. Т.109, вып.1. С.90-95.
184. Трофимов В.Т., Богданов М.И. Инженерно-геологическое районирование (теория и практика) // Гидрогеология и инженерная геология / ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ. М., 1989. -56с.
185. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман, 2-е изд. переработ. и доп. М.: Недра, 1984. 455с.
186. Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. -Новосибирск: Изд-во Наука, 1985.
187. Цыкин Р.А., Цыкина Ж.Л. Карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области (и связанные с ним полезные ископаемые). -Новосибирск: Изд-во Наука, 1978. -104с.
188. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240с.
189. Шаронова В.Н. Изменчивость известняков на локальных структурах по данным количественных соотношений кон- и постседиментационных признаков (Пермское Прикамье) // Труды ВНИГНИ. Пермь, 1974. Вып. 160. С.85-94.
190. Шестов И.Н. Влияние основных природных факторов на формирование карста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. - Кунгур, 1991. -С.28-32.
191. Шимановский Л.А. Подземные воды Уфимского плато (зона активного водообмена): Дис. ... канд. геол.-минер. наук / Перм. ун-т. -Пермь, 1964. Т.1. -347с.

192. Штукенберг А.А. Воронки около г.Кунгура по линии Пермь-Екатеринбург Екатеринбургской железной дороги. Фонды Кунгурского карстового стационара ГИ РАН. 1910. 20с.
193. Шурубор А.В. К вопросу о динамике трещинно-карстовых вод в зоне весьма затрудненного водообмена // Вопросы карстологии. Пермь, 1969. -С.56-59.
194. Шурубор А.В. К вопросу о карстовом процессе на больших глубинах // Инженерная геология карста: Тез. докл.междун. симпоз., Пермь, 1992. -С.56.
195. Шурубор А.В., Шестов И.Н. К вопросу о развитии карстовых процессов на больших глубинах // Инженерная геология карста: Доклады междун.симпоз., Пермь, 1993. Т.2. -С.26-30.
196. Электронная микроскопия в минералогии / Под общей редакцией Г.Р. Венка. Мир, М., 1979. 541с.
197. Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. М., Прогресс, 1979. 388с.
198. Beaumont J. An account of okey hole (sic), and several other subterranean grottoes and caverns in Mendip-hills etc. // Philos. Collections, 1683. N2. P.1-7.
199. Bogli A. Karst Hydrology and Physical Speleology / Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York. 1980. 284p.
200. Bonacci O. Karst Hydrology with special reference to the Dinaric Karst / Berlin-Heidelberg-New York-london-Paris-Tokyo, Springer-Verlag, 1987.184p.
201. Bretz J.H. Vadose and phreatic features of limestone caverns // J.Geol., 1942. V.50, N1. P.675-811.
202. Brown E.T., Hoek E. Trends in Relationships between Measured in-situ stresses and depth // Abstr. Int.J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech, 1978. V.15. P.211-215.
203. Cvijic J. Das Karstphanomen. Versuch einer morphologischen Monographie // Geograph. Abhandl, 1893.5(3). P.218-329.
204. Cvijic J. Hydrographie southerraine et evolution morphologique du karst // Rec. Trav. Inst. Geograph. Alpine, 1918. N6(4). P.376-420.
205. Davis W.M. Origin of limestone caverns // Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 1930. V.41, N3. P. 475-628.

206. Dreybrodt W. Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. Springer Series in Physical Environment, 1988. 288p.
207. Drogue C. Essai d'un type de structure de magasins carbonates, fissures // *Mem H Ser. Soc. Geol. (France)*, 1980. N11. P.101-108.
208. Dunham K.C., Hemingway J.E., Versey H.C., Wilcockson W.H. A guide to the geology of the district round Ingleborough // *Proceedings of the Yorkshire geological society*. Vol.29, part 2, N6, 1953. P.77-115.
209. Eraso R. et al. Estudio de las torcas de Palancares y Canada del Hoyo en el karst de la serrania de Cuenca. *Kobie*, 1979. N9. 69p.
210. Ford D.C., Ewers R.O. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth // *Can.J.Earth Scn.*, 1978. N15. P.1783-98.
211. Ford D., Williams P. *Karst Geomorphology and hydrology*, London, 1989. 601p.
212. Gardner J.H. Origin and development of limestone caverns // *Bull. Nat. Geol. Soc. Amer.*, 1935. V. 46. P.1255-74.
213. Golodkovskaya G.A., Matula M., Shaumjan L.V. Engineering-geological classification of rock masses // *Proceedings IV Congress Intern. Assoc. of Engineer. Geology*. New Delhi, 1982. P.II.25-II-32.
214. Grund A. Die Karsthydrographie: Studien aus Westbosnien // *Geograph. Abhandl. (Penck)*, 1903. N7(3). P.103-200.
215. Grund A. Beitrage zur Morhologie des dinarischen Gebirges // *Geograph. Abhandl. (Penck)*, 1910. N9(3). P.1-236.
216. Harris J.F., Taylor G.L., Walper J.L. Relation of deformation fractures in sedimentary rocks to regional and local structures // *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1960. N44. P.1853-1873.
217. Hobbs D.W. The formation of tension joints in sedimentary rocks: an explanation // *Geol.Mag*, 1967. N104. P.550-556.
218. Karner G.D., Lake S.D. and Dewey J.F. The thermal and mechanical development of the Wessex Basin, southern England / In: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. (eds.). *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. Pub. 28, 1987. P.517-536.
219. *Karst. Important Karst Regions of the Northern Hemisphere*. Edited by M. Herak, V.T. Stringfield / Elsevier publishing company. Amsterdam-London-New York, 1972. 551p.

220. Karst Hydrology. Concepts from the Mammoth Cave Area. Edited by W.B.White & E.L.White / Van Nostrand Reinhold. New York, 1989. 346p.
221. Kataev V.N. The methodological aspects of karst massif investigation // Proceedings Intern. Symp. «Engineering Geology of Karst». Perm, 1993. V.1. P.108-114(a).
222. Kataev V.N. Analysis of the karst massif structural elements development for Engineering Karstology // Engineering Geology of Karst: Proceedings Intern. Symp., Perm, 1993. V1. P.54-60(6).
223. Kataev V.N., Gorbunova K.A. Structural elements of karst massif // Proceedings Intern. Symp. «Engineering geology of karst», Perm, 1993. V1. P.47-53.
224. Katzer B. Karst und Karsthydrographie / Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Kajan, Sarajevo, 1909, Hf 8. 180p.
225. Kirillova I.V. Some problems of the mechanics of folding // Trans. Geofian, 1949. N 16: 116.
226. Knebel W. Höhlenkunde mit Besonderer Berücksichtigung des Karstphanomens - Die Wissenschaft. Braunschweig, 1906. N15. 198p.
227. Kraus F. Ueber Dolinen // Verh. K.K. Geol. Reichsanstalt, 1887. P.54-62.
228. Kraus F. Die Karsterforschung // Verh. K.K. Geol. Reichsanstalt, 1888. P.143-146.
229. Ladeira F.L., Price N.J. Relationship between fracture spacing and bed thickness // Journal of Structural Geology. U.K., 1981. Vol.3, N2. P.179-183.
230. Lake S.D., Karner G.D. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics // Tectonophysics. 1987. N137. P.347-378.
231. Lehmann O. Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopadie der Erkunde. Deuticke, Leipzig, 1932. 212p.
232. Lindner E.N., Halpern J.A. In-situ stress in North America: a compilation // Abstr. Int. J. Rock Mech. Sci. and Geomech., 1978. V.15. P.183-203.
233. Lorenz J. Geologische Recognoscirungen in Liburnischen Karste u.d. vorliegenden Quarnerischen Inseln // Jahrb. K.K. Geol. Reichsanst. 1859. N10. P.332-345.
234. Martel E.A. La theric de «Grundwasser» et les eaux souterraines du karst // Geographie, 1910. N21. P.126-130.
235. Martel E.A. Nouveau traite'des eaux souterraines. Paris: Editions Doin,1921.

236. Mc Quillan H. Small-scale fracture density in Asmari Formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1973. N57. P.2367-2385.
237. Milanovic P.T. Karst hydrogeology. Colorado: Water Resources Pubs., 1981.
238. Mojsisovice E.V. Zur Geologie der Karsterscheinung // Zeitschr. Deutsch.u. Osterreich. Alpenvereins, 1880. N11. P.111-116; 349-350.
239. Palmer A.N. A geological guide to Mammoth Cave National Park / Zephyrus Press. Teaneck, NJ. 1981.
240. Price N.J. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rock. Oxford: Pergamon Press, 1966.
241. Quinlan J.F., Ewers R.O., Ray J.A. et al. Groundwater hydrology and geomorphology of the Mammoth Cave region, Kentucky, and of the Mitchell Plane Indiana. In Field Trips in Midwestern Geology: Bloomington, Indiana // Geol. Soc. of Amer. and Indiana Geol. Survey, 1983. Vol.2. P.1-85.
242. Reyer A. Studien uber Karstrelief // Mitt. K.K. Geog. Ges. Wien N.F., 1881. N14. P.76-86; 101-107.
243. Rhoades R., Sinacori M. Pattern of groundwater flow and solution // J. Geol., 1941. V.49. P.785-794.
244. Ricon Luc-Em. Accidents regulateurs de contrainte et reorientation de contrainte // C.R. Acad. Sc., Paris, 1978. N23. P.1657-1660.
245. Robinson P.L. The Mesozoic fissures of the Bristol Channel area and their vertebrate faunas // J.Linnean Soc. (Zoology). 1957. N43. P.260-282.
246. Schaeffer M. et al. In-situ stress and its relationship to joint formation in the Toxaway gneiss Northwestern South Carolina // Southeastern geology, 1979. Vol.20, N3. P.129-143.
247. Schmidl A. (ed) Zur Hohlenkunde des Karstes: Die Grotten und Hohlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas. - Wien, 1854.
248. Simms M.J., Ruffel A.N. Climatic and biotic change in the late Triassic // Journal of the Geological Society, London. 1990. Vol.147. P.321-327.
249. Smith D.I. & Atkinson T.C. Process, landforms and climate in limestone regions // Geomorphology and climate. E. Derbyshire (ed.), London: Wiley, 1976. P.369-409.

250. Sowers G.M. Theory of spacing of extension fracture // *Engng. Geol. Case Hist*, 1973. N9. P.27-53.
251. Sweeting M.M. *Karst landforms*. London and Basingstoke: Macmillan Press LTD. 1972. 362p.
252. Swinnerton A.C. Origin of limestone caverns // *Bull.Geol.Soc.Amer.*, 1932. V.43. P.663-693.
253. Tietze E. Geologische Darstellung der Gegend zwische Carlstadt in Croatien und dem Nordlichen Theil des Canals der Morlacca // *Jahrb. K.K. Geol. Reichsanst*, 1873. P.27-70.
254. Trudgill S. *Limestone Geomorphology*. 8 *Geomorphology Texts*. K.M. Clayton (ed.). London & New York / Longman, 1985. 196p.
255. Wall G.R.T. Sedimentary fissures, brittle basement extension and normal faults in the Mendips // *TERRA abstracts, Off.J. of the Europ. Un. Geos. (EUG)*. 1991. Vol.3, N1. P.362.
256. Wall G.R.T. Report on research towards the degree of D.Phil. Ref. GT 4/88/GS/94. Department of Earth Sciences. The University of Oxford: Oxford, 1991. 11p.
257. White W.B. *Geomorphology and hydrology of carbonate terrains*. Oxford: Oxford University Press, 1988.
258. Williams P.W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology // *Journal of hydrology*. 1983. 61. P.45-67.
259. Williams P.W. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cocpiti karst // *Z.Geomorph.* 1985. 29(4). P.463-482.
260. Zippe W. Bemerkungen über die Höhlen - Kalkstein des Karstes // In Schmidl (ed), 1854.