

Kataev V.N. Deep structure of the hydrogeosphere: the model of vertical zoning // Klimchouk, A.B. and Ford, D.C. (eds.). 2009. Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1, Simferopol, pp. 277-285.

Катаев В.Н.

Пермский государственный университет, Пермь, Россия

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГИДРОГЕОСФЕРЫ – МОДЕЛЬ ЗОНАЛЬНОСТИ

Выявление особенностей структуры верхней части земной коры в интересах карстоведения связано с исследованиями, направленными на установление гидродинамической зональности в карстовых регионах и теоретическое обоснование наиболее общих, принципиальных структурно-тектонических, литологических и гидрогеологических обстановок развития карста. Одним из важнейших проблемных вопросов карстоведения, имеющих дискуссионный характер, остается обоснование возможности развития процессов растворения, процессов переноса и отложения вещества в результате взаимодействия природных водных растворов с горными породами на больших глубинах. Теоретические аспекты проблемы связаны с необходимостью построения модели вертикальной зональности карста, учитывающей генетические особенности процесса как в экзогенных, так и в эндогенных обстановках; классифицированием «нетрадиционных» типов карста, созданием методик их изучения и терминологической базы; определением условий развития карста на «нижних этажах карстосферы»; разработкой универсального понятия «карстосфера» с обоснованием положения ее нижней границы на фоне планетарной гидродинамической зональности и макроструктуры земной коры. Практические аспекты данной проблемы во многом определены не только интересами карстоведения, но и интересами прогнозирования развития коллекторов гидротерм, нефти, газа и пространственной локализации рудных тел, формирующихся в условиях высоких давлений, температур и действия агрессивных газово-жидких флюидов.

DEEP STRUCTURE OF THE HYDROGEOSPHERE – MODEL OF DEEP INTERVALS

Revealing of features of the top part of earth crust structure in the interests of Karstology is connected with the researches directed on establishment of hydrodynamical features of karst regions and theoretical substantiation of the most general, basic structurally-tectonic, lithologic and hydro-geological conditions of karst development. One of the major problem questions of Karstology, having debatable character, still have substantiation of opportunity of development of the dissolution processes, processes of migration and deposition of substance as a result of interaction of natural water solutions with rocks on greater depths. Theoretical aspects of the problem are connected with necessity of construction of model of vertical structure of the top part of earth crust, considering genetic features of karst process both in exogenic, and in endogenic conditions. Practical aspects of the given problem in many respects are certain not only interests of Karstology, but also interests of forecasting of development of collectors a hydroterm, oil, gas and spatial localization of the ore bodies formed in conditions of high pressures, temperatures and action of aggressive gaseous and liquid fluids.

Современные схемы гидродинамической зональности литосферы являются результатом развития идей зонального строения Земли, как одной из ее характернейших свойств. Одной из первых является схема вертикальной зональности Б.Л. Личкова (1928), 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). Смена гидродинамических обстановок по вертикали сопровождается закономерным изменением химического типа подземных вод. В.И. Вернадский установил, что тип подземных вод изменяется от гидрокарбонатно-кальциевых и гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевых на небольших глубинах через сульфатно-кальциевые и сульфатно-хлор-гидрокарбонатно-кальциево-натриевые до господства хлоридных вод на больших глубинах.

В российской гидрогеологии в 40-х гг. XX века решение вопросов гидродинамической зональности применительно к карстовым регионам ознаменовано достаточно острой дискуссией о количестве зон, их границах, химизме, гидродинамических особенностях, 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 было поставлено в зависимость от скоростей движения вод (их динамики) и их химического состава в различных геосферах. Имевшиеся гидродинамические данные явно свидетельствовали о снижении скоростей движения вод от коры выветривания к более глубоким горизонтам «осадочной оболочки»[11].

Из всего многообразия схем, дискутируемых в эти годы, следует выделить схемы И.К. Зайцева (1940), Н.К. Игнатовича (1945), В.А. Сулина (1945), Г.А. Максимовича (1947), В.А. Апродова (1947) (табл. 1).

В схемах вертикальной гидродинамической зональности, предложенных перечисленными авторами в период ранних этапов развития гидрогеологии карста, отчетливо выделяются три принципа их построения:

- в зависимости от положения базиса эрозии и направления движения подземных вод;
- в зависимости от скоростей водообмена и химических типов подземных вод;
- в зависимости от принадлежности вод к определенным структурным отделам стратисферы [8].

Таблица 1

Ранние представления о вертикальной гидродинамической зональности карстовых массивов

И.К. Зайцев (1940)	Н.К. Игнатович (1945)	В.А. Сулин (1945)	Г.А. Максимович (1947)	В.А. Апродов (1947)
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-магниевые воды)	Мезозона. Гидрофации пластовых вод верхней и средней частей стратисферы	Мезокарст. Зона между наивысшей и наименьшей 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 наименьшей поверхности карстовых вод

Последний принцип (в нашем примере) использован Г.А. Максимовичем, чья схема в общем виде перекликается со схемой Б.Л. Личкова. Все три принципа отображения вертикальной гидродинамической зональности карста в различной степени получили развитие и в последующие годы. Так в работах Г.А. Максимовича, в период с 1962 по 1979г. для характеристики гидродинамической зональности применено комплексирование принципов, упомянутых выше [12-14]. В результате, практически общее признание в вертикальном строении платформенной «арены карстовых явлений» получили следующие выделенные 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.

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, названы В.А. Апродовым 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 литосфере через понятия «карстовая фация», «карстовая моносфера», «карстовый сектор», «карстовая полисфера» [1-2].

В 50-х и начале 60-х годов XX века 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.

Современные представления о структуре карстовых массивов и бассейнов сформулированы 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 XX в. являлась совокупным отражением достижений планетарной гидрогеологии, практического карстоведения, теорий гидрогенеза и гидрогалогенеза.

Практический опыт в карстоведении, приобщение 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 гидродинамической зональности земной коры в части развития карстового процесса в последующие 15-20 лет.

Современные схемы предусматривают наличие в земной коре (преимущественно в её верхней части) сложной прерывисто-слоистой структуры, характер проницаемости элементов которой, а также свойства подземных вод зависят преимущественно от планетарной смены барических условий (табл. 2).

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 позволили Дж. Раналли в 1975г. 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 М.В. Гзовским (1972) построена типизация территории бывшего СССР по деформируемости земной коры за новейший и современный периоды.

Схемы вертикальной гидродинамической зональности и структуры карстовых массивов и бассейнов

по Г.А. Максимовичу (1979)	по Ю.А. Ежову и др. (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 горноскладчатым 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 ($T < 100^{\circ}\text{C}$)</p>	<p><u>I. Гидростатический этаж:</u> • зона гравитационного карста, • зона активного водообмена (активного карста). Формирование основных карстовых коллекторов в инфльтрационные циклы. • зона замедленного водообмена (замедленного карста), • зона застойного водного режима (угнетенного карста). Трещинно-карстовые коллекторы в условиях закрытых артезианских бассейнов до глубин 1000-2500м. Относительно активный карст в районах тектонических разломов. • зона застойного водного режима в условиях повышенных температур и давлений (гидротермокарст). Мощность этажа до 4500-5000м</p>
<p><u>Мезокарстосфера (мезокарст):</u> полуоткрытая 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"> • сверхгидростатических давлений, не превышающих прочность пород, • сверхгидростатических давлений, превышающих прочность пород ($T > 100^{\circ}\text{C}$) 	
<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 газожидких флюидов, концентрация флюидо-разрывов по горизонтам. Глубина этажа до 12000-15000м</p>		<p><u>II. Геостатический этаж (свыше 5000м):</u> • зоны разуплотнения горных пород, • зоны гидротермального рудообразования в горно-складчатых областях</p>

Данные выводы важны и для понимания принципиального строения и состояния той части литосферы, где теоретически возможно развитие карстовых процессов.

Обозначим две проблемы, решение которых в гидрогеологии имеет непреходящее значение и для карстоведения, 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). Следует отметить, что в современной гидрогеологии существуют, по крайней мере, три гипотезы, направленные на объяснение причин движения флюидов на больших глубинах.

Первая основана на действии глобального гравитационного поля Земли. Вторая основана на гипотетических положениях глобальной тектоники о роли рифтовых зон, как глубоких дрен мантии и вадозных вод. 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) [10].

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 [6].

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 4,5-5,0 км, 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.

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.

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 400-700 м. Выравнивание напряжений с глубиной приводит к уменьшению проницаемости пород за счет уплотнения последних и снижения вероятности возникновения деформаций растяжения при приближении к глубинным горизонтам, находящихся в условиях квазиизотропного напряженного состояния.

Напряженному состоянию приповерхностных частей земной коры соответствует модель, предложенная Г.А. Марковым (1980) (рис. 1А). 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. 2).

Избыточные горизонтальные напряжения, превышающие вертикальные на величины 50 МПа 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 2500 м стремящихся к выравниванию со значениями вертикальных напряжений в интервале 2500-3000 м. Приведенные в графическом варианте тенденции распределения напряжений по глубине являются наиболее общими, имеющими общетеоретическое - модельное значение. Конкретные значе-

ния напряжений, моделирующих эндоструктуру, будут зависеть от генетического класса отложений, тектонической активности региона (рис. 2Б).

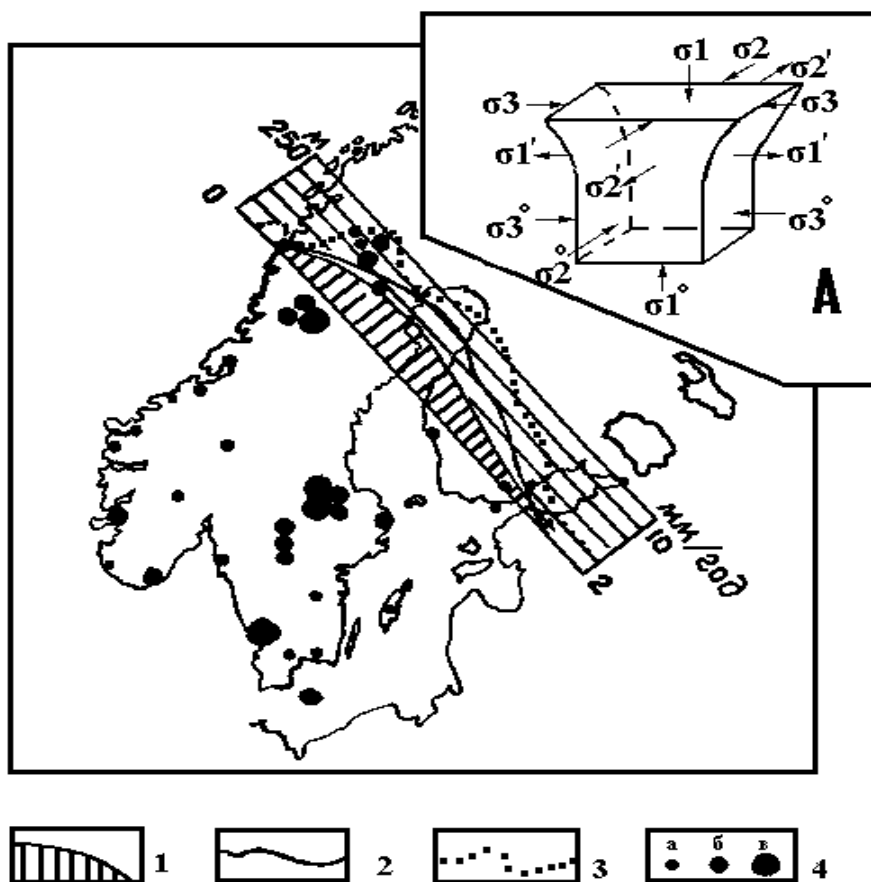


Рис. 1. Приуроченность проявлений избыточных горизонтальных напряжений к зонам восходящих движений земной коры на территории Фенноскандии. 1 - профиль поднятий за 7-7.5 лет, м; 2 - профиль современных поднятий, мм/год; 3 - профиль поздне- и послеледниковых поднятий, м; 4 - значения избыточных напряжений, 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)

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 гидродинамической зональности, как ориентировочные нижние границы зоны гидростатических давлений, ниже которых предполагается литостатическое уплотнение пород и снижение их трещинной проницаемости/

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 флюидопроводящих 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 [9].

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.

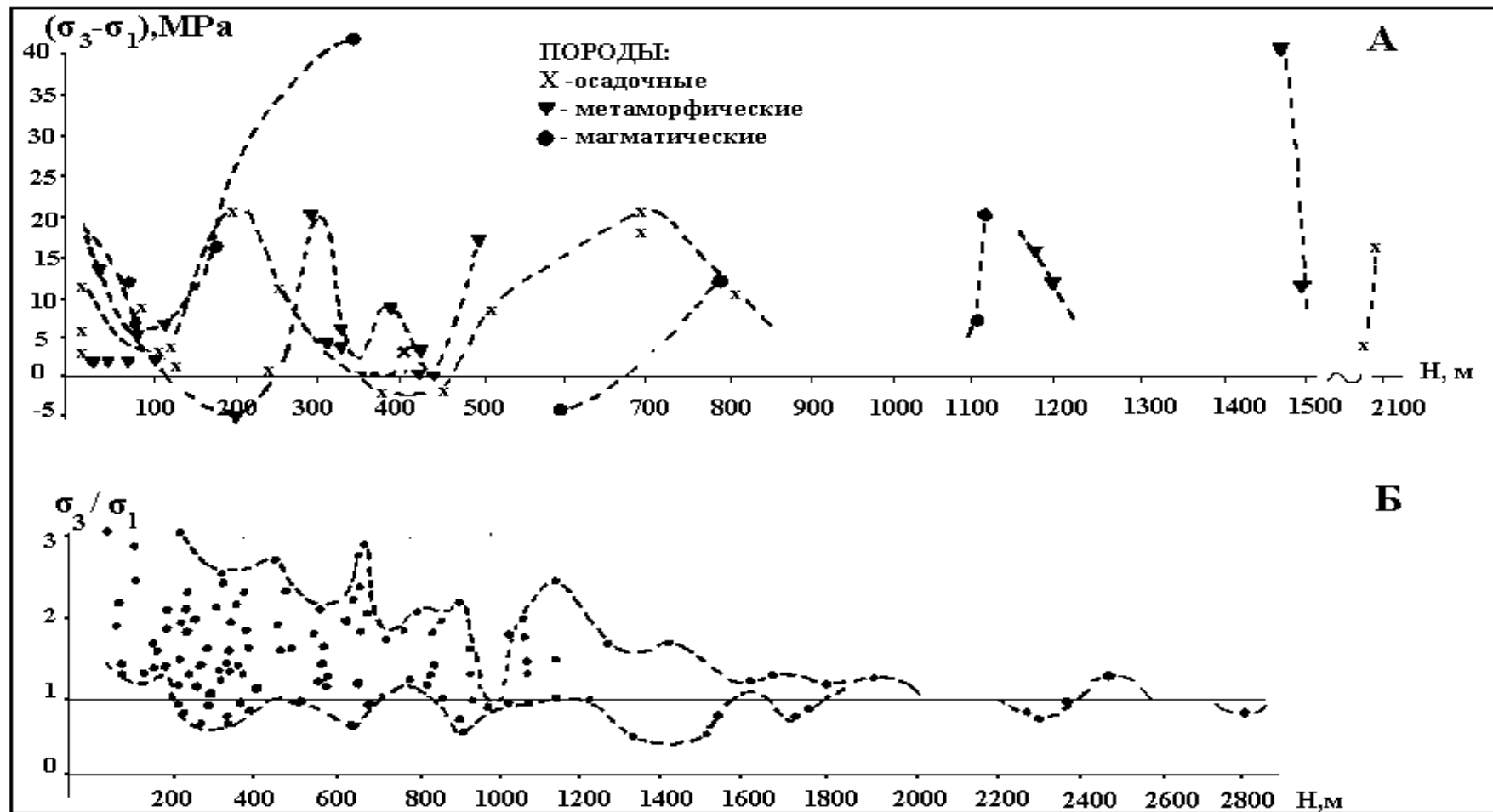


Рис. 2. Распределение напряжений, измеренных in-situ, по глубине в различных районах литосферы. А - распределение избыточных горизонтальных напряжений ($\sigma_3 - \sigma_1$) на территории Северной Америки (по данным E.N. Lindner, J.A. Halpern, 1978); Б - поле изменений значений отношений горизонтальных напряжений (σ_3) к вертикальным (σ_1) в различных районах Австралии, Канады, США, Южной Африки и Скандинавии (по данным E.T. Brown, E. Hoek, 1978)

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/дм³ на глубинах свыше 6000м [16].

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 [9].

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

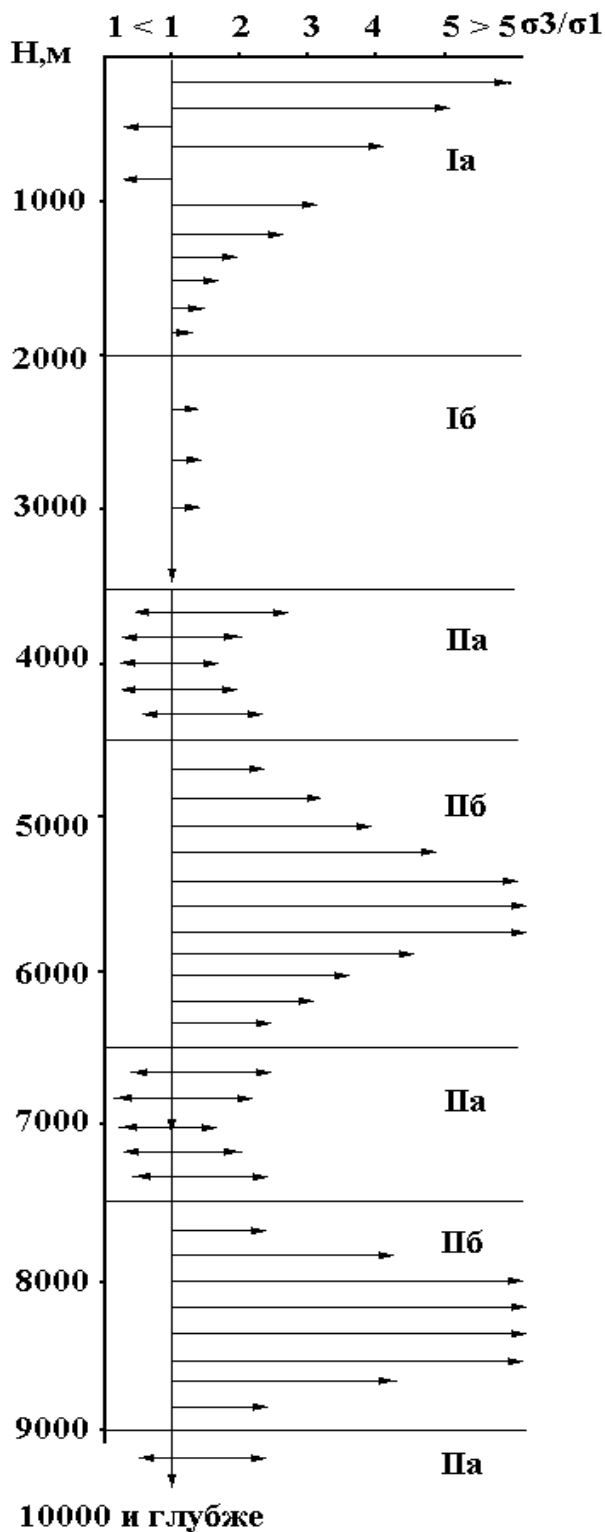
Так в толщах пород, пройденных СГ-3 и СГ-6, несмотря на огромные различия в их геолого-структурном положении, обнаруживается общий характер вертикальной напряженно-деформационной зональности. В разрезе скважин выделяются два глубинных интервала, характеризующихся различными фильтрационно-емкостными свойствами. 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» [7].

В соответствии с современными представлениями о гидродинамической зональности, используемой в карстоведении, зона экзо-тектогенного разуплотнения согласуется с экзокарстовым этажом – 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.

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 гидродинамического 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 гидрогеосферы 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 нами «зоной текто-гидрогенного разуплотнения». Зона характеризуется мощными интервалами растяжения в виде серии горизонтов рассланцованных пород. Зона ассоциируется с эндокарстовым этажом и подразделяется на подзоны «локального» и «регионального» разуплотнения.



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 IIa и IIб:

IIa 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.

IIb 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 свыше 1000м.

Рис. 3 .Модель напряженно-деформационного состояния гидрогеосферы

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 «относительными 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 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 в 20-30км.

Схематичное изображение зональности напряженно-деформационного состояния гидрогеосферы представлено на рис. 3.

Библиографический список

1. Апродов В.А. Особенности карстообразования в Молотовской области (причины, фазы и фации карстовых процессов): Тез. докл. Молотовской карст. конф. -Молотов, 1947.
2. Апродов В.А. О некоторых вопросах теории карста // Изв. АН СССР, серия геогр.-геофизич. –М., 1948. Т.12, N3. -С.271-282.
3. Гзовский М.В. Тектонофизические представления о напряженном состоянии земной коры // Современные проблемы механики горных пород. -Л., 1972. -С.125-146.
4. Дублянский Ю.В. Зональность и механизм гидротермокарста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. -Кунгур, 1991. -С.32-36.
5. 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.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. -М.: Изд-во Недр, 1990. Кн.1, 2. -326с., -334с.
7. Катаев В.Н. Модель зональности деформационных режимов гидрогеосферы // Проблемы гидрогеологии XXI века: наука и образование. М.: Изд-во РУДН, 2003. С. 95-106.
8. Катаев В.Н. Основы структурного карстоведения / Перм. ун-т. – Пермь, 2004. - 109 с.
9. Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика. -Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1991. -226с.
10. 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.
11. Максимович Г.А. Основные типы миграции воды на земле // Природа, 1943. N2. -С.33-35.
12. Максимович Г.А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока // Специальные вопросы карстоведения, -М., 1962.
13. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т.1.
14. Максимович Г.А. Карстосфера и типы карста // Карст и гидрогеология Предуралья. -Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. -С.16-21.
15. Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология, 1980. N1. -С.20-29.
16. Результаты бурения и исследования тюменской сверхглубокой скважины // Научное бурение в России. Пермь, 1995. Вып.3. -143с.

17. Шестов И.Н. Влияние основных природных факторов на формирование карста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. -Кунгур, 1991. -С.28-32.
18. 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.
19. 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.
20. 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.