

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

ЛОМОНОСОВСКИЕ ЧТЕНИЯ

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
нефтегазовой седиментологии и общей литологии
секция «Осадочные породы» МОИП***

Руководитель – зав. кафедрой, доцент Калмыков Г.А.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2025

Содержание:

1.	Пирит и марказит как индикаторы этапов геологической истории развития горного Крыма К.М. Седаева, С.А. Светов, Т.П. Майорова	2
2.	Седиментологическая характеристика межледниковых глубоководных отложений Черного моря В.М. Сорокин, Е.А. Краснова, Т.А. Янина	6
3.	Комплексы глинистых минералов в позднечетвертичных осадках северной части Эгейского моря (Северо-Эгейский трог) Ма Цзинвэй, В.Л. Лукша, В.М. Сорокин	8
4.	Геохимические исследования донных отложений озера Байкал О.Н. Видищева, М.А. Соловьева, И.Д. Горностаев, Г.Г. Ахманов	9
5.	Изменение порового пространства осадочных пород при воздействии гидротермальных растворов Г.А. Калмыков, Е.В. Карпова, Н.С. Балущкина, А.Г. Калмыков	12

ПИРИТ И МАРКАЗИТ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГОРНОГО КРЫМА

К.М. Седаева¹, С.А. Светов², Т.П. Майорова^{3,4}

¹ МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

² ИГ Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

³ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

⁴ СГУ, Сыктывкар

Новообразования дисульфидов железа наблюдаются в разных (*по составу, строению и возрасту*) осадочных и магматических комплексах мезо–кайнозоя Горного Крыма. Были исследованы их образования из Центрального и отчасти Восточного секторов Горного Крыма из: **I – осадочного комплекса** 1) песчаников и аргиллитов таврической серии (Т₃-J₁tv); 2) аргиллитов верхнего триаса (Т₃); 3) известняков верхней юры (J₃t); 4) глинистых известняков берриасского яруса (K₁b); 5) песчаников готеривского яруса (K₁g); 6) из контакта известняков барремского яруса (K₁br) с глинами аптского яруса нижнего мела (K₁a); 7) глинистых известняков сеноманского яруса верхнего мела (K₂cm); 8) известняков танетского яруса палеоцена (E₁³t) и 9) нуммулитовых известняков лютететского яруса эоцена (E₂²l); и **II – магматического комплекса** средней юры (J₂bj) из: 1) эффузивных образований – кальцит-сульфидных (Петропавловский карьер, южная окраина г.Симферополя) и кварц-карбонатных (карьер Лозовое) жил гидротермальной природы, пронизывающих породы туфолавовой толщи и 2) интрузивных образований – плагиогранитов (г. Кастель) и габбро-диоритов (гора Аюдаг), наблюдаемых на Южном берегу Крыма (ЮБК).

Пирит осадочных комплексов образует конкреции изометричной, удлиненной, почковидной, каплевидной форм с массивным, зернистым, концентрически-зональным, реже радиально-лучистым строением, как неограниченных, так и ограниченных с поверхности кристаллами преимущественно кубооктаэдрического и кубического габитуса, размер которых меняется от 1 до 4 мм. Крайне редко лишь на отдельных уровнях разреза отложений таврической серии (Т₃-J₁tv) встречаются конкреции марказита радиально-лучистого строения. Форма пирита магматических комплексов менее разнообразная, в основном, для кристаллов характерна изометричная, реже слабо удлиненная форма с зернистым или друзовидным строением. Размеры кристаллов пирита гидротермальной природы меньше, чем кристаллов пирита осадочных комплексов, что возможно связано с более поздним временем их образования. Изредка встречается пирит с микровключениями марказита (*Петропавловский карьер*) и марказит (*карьер Лозовое*). Исключением являются крупные одиночные кристаллы из вмещающих его интрузивных пород. Из приведенных данных следует, что: 1) пирит осадочных комплексов более

разнообразный по морфологии и строению, чем пирит из магматических комплексов, что является отражением различных условий его формирования и 2) наиболее часто встречается пирит, реже марказит и крайне редко пирит с микровкраплениями марказита. Повсеместное распространение пирита, и крайне редкая встречаемость 2-х последних разновидностей дисульфидов железа можно объяснить термодинамической неустойчивостью марказита, возникающего на раннедиагенетической стадии литогенеза или на начальном этапе минералообразования в гидротермальных системах эндогенных комплексов и вмещающих их пород, и со временем и при термодинамическом воздействии преобразованного в пирит. Это обусловило наличие двух (ранней и поздней) генераций дисульфида железа во вмещающих породных комплексах Горного Крыма.

По результатам прецизионного исследования дисульфидов железа на LA-ICP-MS – квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research) была сформирована база данных включающая около 200 прецизионных анализов состава минеральных фаз, выполненных для 48 элементов. В дисульфидах железа ОК и МК выявлены: рудогенные (Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Au, Ag, As, Sb), редкие и рассеянные (Li, Be, Sc, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, In, Ta, Th, U), весь ряд редкоземельных элементов, а также Mg, K, Mn, V, Ti, Ba. Суммарное содержание элементов-примесей значительно варьирует от 0.001 до 5000 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до 0,5 вес %). Минимальные концентрации элементов-примесей характерны для Be, Ag, In, REE (Tb, Ho, Tm, Lu), Ta, W, Au, U. Их содержание изменяется от 0.001 до 0.8 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ вес %), а максимальные для K, Mg, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Pb до 1200 ppm (от 0.0003 до 0.12 вес %). Следует отметить, что для всех типов характерным является повышенное содержание сурьмы (по сравнению с хондритом) достигая максимальных концентраций на уровне 90 ppm. Несмотря на близость элементного состава дисульфидов железа осадочных и магматических комплексов, выявлены значительные различия в их концентрациях, что позволяет выделить основные геохимические маркеры генетического происхождения минерала. При анализе распределения элементов-примесей на спайдерграммах выделяются три основные геохимические группы: **А, В и С**; первые две группы – это пириты осадочных и магматических комплексов Центрального сектора Горного Крыма, а третья – пириты породных комплексов Восточного сектора Горного Крыма. **Группа А.** Пирит магматических комплексов характеризуется: повышенным уровнем содержания редких и редкоземельных элементов относительно хондрита (5–10 хондритовых уровней), и наличием характеристических минимумов и максимумов – обогащение Ba, Th, Sb, REE и обеднение Ti, Eu, Sr, Nb, Rb. К этой группе относятся пириты из габбро-диоритов (г. Аюдаг), плагиигранитов (г. Кастель), кластолитов дайки габбро-долеритов (в меланже таврического флиша в районе Симферопольского водохранилища). Им присущи одинаковый видовой состав элементов-

примесей и близкие значения их содержания, что косвенно указывает на существование единого магматического очага в пределах Центрального сектора Горного Крыма. Исключение составляет пирит из песчаников K_{1g} (с. *Верхоречье*, Бахчисарайского района), что связано вероятнее всего с первичной магматической природой и поздним его переотложением. **Группа В.** Пирит осадочных комплексов отличается более низким средним содержанием редких и редкоземельных элементов относительно хондрита (1–6 хондритовых уровней), незначительным (по сравнению с хондритом) обогащением Th, U, Sb, обеднением Ti. Большинство редких и редкоземельных элементов имеют концентрации приближенные к хондритовым. К данной группе относятся пириты карбонатных пород от J_{3t} до E₂²¹. **Группа С.** – Пирит глинистых известняков K_{1b} (окрестности г. *Феодосии*) характеризуется минимальным содержанием элементов–примесей на уровне ниже хондритового (1–0.1) при незначительном обогащении минеральной фазы Ba, Th, Sb, Gd, Li, Lu и обеднении Nb, Rb, Yb. Пониженное содержание элементов–примесей пирита связано с сопряженностью при его формировании с нижележащими осадочными отложениями и эффузивными образованиями киммерийского комплекса Восточного сектора складчато–покровного строения (Милеев и др., 2006).

Кроме выделенных групп, нами выявлены три переходных геохимических типов пиритов, имеющих контрастное распределение редких и редкоземельных элементов. **Тип 1** – пирит с микровключениями марказита из карбонатных прожилков в ороговикованных породах T₃–J_{1tv} экзоконтактовой зоны плагиогранитов г. Кастель характерен высокий уровень содержания рассеянных элементов, подобный пириту группы А (из магматических комплексов), но отличающийся наличием отрицательных аномалий по Nb, Ta, Sr, Hf и положительной по Eu. Важным является также обогащение данной разновидности пирита Sb, ЛРЗЭ и более фракционированный характер спектра в области ТРЗЭ. **Тип 2** – марказит кварц–карбонатных жил в туфоловых кластолитах карьеров Ново–Петропавловский и Лозовое (около г. Симферополя) характеризуется низкими содержаниями рассеянных элементов, что сопоставимо с пиритом группы С (из глинистых известняков K_{1b}), имеет повышенные содержания Ba, Th, U, и аномально высокие концентрации Sb. **Тип 3** – пирит из известняков J₃ района с. Голубинка (северный склон Ай–Петри, ЮБК) спектр распределения редких и редкоземельных элементов максимально близок характеристике пиритов группы В (пириты карбонатных пород), за исключением повышенных содержаний Sr и более низкой концентрации Sb. Их формирование и соответственно геохимическая специализация сопряжены в пространстве с теми заново возникшими гидротермальными системами, связанными с проявлением, в первом случае, позднебайосского (J₂ b_{j2}) эффузивного магматизма на завершающем этапе киммерийской фазы тектогенеза, а во втором – с развитием альпийских дислокаций на неотектоническом этапе

(Милев и др., 2006). Об этом косвенно свидетельствуют структурное состояние, минеральный и элементный состав дисульфидов железа.

Прецизионные исследования дисульфидов железа Центрального сектора Горного Крыма показали, что: 1) пирит осадочных комплексов широкого возрастного диапазона (от K_1g до E_2^2l) характеризуется одним и тем же видовым составом элементов–примесей и близкими значениями их содержания; 2) пирит осадочных комплексов наследует геохимические черты пирита магматических комплексов. Геохимическая однородность их состава указывает на то, что: а) источником элементов-примесей пирита разновозрастных осадочных комплексов являлись одни и те же магматические образования и б) формирование пирита осадочных комплексов сопряжено в пространстве и во времени с комплексами эндогенной природы в результате «сбрасывания» элементов (Алексеев, 2002) на отдельных этапах геологической истории региона. Это происходило на завершающем этапе киммерийской и в альпийскую фазы тектогенеза, в связи с формированием сначала Горно–Крымского структурного комплекса складчато–покровного строения, позднее «...неотектонически переработанного с развитием альпийских дислокаций...» (Милев и др., 2006), с образованием Лозовской зоны смятия в пределах Центрального сектора.

Закключение. Образование пирита, пирита с микровключениями марказита и марказита в пространстве и во времени было сопряжено с отдельными этапами геологической истории формирования структуры Горного Крыма, с геодинамической его эволюцией, о чем косвенно свидетельствуют элементный состав примесей дисульфидов железа, и его изменение на площади и в разрезе. Разное структурное состояние и геохимическая специализация дисульфидов железа из разных (*по возрасту, строению и генезису*) породных комплексов Центрального и Восточного секторов хорошо согласуется с историей становления структуры Горного Крыма, сформированной в основном в киммерийскую тектоническую эпоху и переработанной на альпийском этапе.

Литература

- 1) Алексеев В.А. Минералого-геохимические особенности и изменения геохимических систем со сверхкларковыми содержаниями металлов. // б. «Роль минералогических исследований в решении экологических проблем (теория, практика, перспективы развития) М.: РИЦ ВИМСа. 2002. С. 5-6.
- 2) Милев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т.81. Вып. 3. С. 22-33.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

В.М. Сорокин, Е.А. Краснова, Т.А. Янина

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

Во время микулинского и голоценового межледниковых периодов в Черном море происходили карангатская (земская, тирренская) и голоценовая трансгрессии, синхронные с трансгрессиями Мирового океана и Средиземного моря. Они вызвали смену пресноводных изолированных ледниковых бассейнов на морские бассейны, связанные со средиземноморским водоемом.

Глубоководные карангатские отложения (ИКС 5е) вскрыты скважинами DSDP и несколькими грунтовыми трубками. Они по резкой границе сменяют ледниковые преимущественно глинистые илы с пресноводной фауной и флорой и минимальными значениями δO^{18} (до $-7-10\text{‰}$).

В их составе выделены два литологических типа. В нижней части залегает маломощный прослой (< 30 см) сапропелевого ила с содержанием C_{org} до 6-15%, с тонкими слоями арагонитового и кальцитового состава, морской флорой диатомовых водорослей и диноцист, редкими кокколитофоридами. Выше по разрезу он переходит в тонкослоистый глинисто-известковый ил с кокколитофоридами *Gephyrocapsa caribbeanica*, с богатой пылью теплолюбивой древесной растительности. Выше залегают терригенные глинистые илы с солоноватоводными диатомеями, диноцистами, остракодами, прослоями алевритовых турбидитов, относимые к валдайской ледниковой эпохе. По литературным данным к интервалу 130-127 тыс. лет назад отмечено утяжеление изотопного состава кислорода в раковинах остракод до $-(1-3)\text{‰}$. По нашим данным по арагонитовому прослою из низов сапропеля получено значение $\delta O^{18} -2,52\text{‰}$, а по δC^{13} 3,06‰. Значения δO^{18} , измеренные по кокколитовым прослоям изменяется от $-1,04$ до $-1,62\text{‰}$, а δC^{13} от $-3,18$ до $-3,52 \text{‰}$.

Глубоководные осадки послеледниковой трансгрессии представлены новозвксинскими глинистыми илами (стадия изолированного озерного водоема) в верхней части с 2 прослоями известкового ила и диатомитов, с пресноводной флорой и фауной. По отчетливой границе они сменяются осадками с морской фауной и флорой сначала микрослоистым сапропелем (до 15% C_{org}) мощностью до 20-50 см, в котором в нижней части много тонких арагонитовых прослоев. Выше они переходят в тонкослоистые илы с чередованием глин, обогащенных органическим веществом, и известковых прослоев, состоящих из кокколитофорид *Emiliana huxley*. Литературные данные и наши определения изотопного состава кислорода и углерода показали, что минимальные значения δO^{18} находятся на уровне $-(6 - 6,5)\text{‰}$ около 20 тыс. лет назад, что

примерно отвечает началу послеледниковой трансгрессии. Вверх по разрезу в послеледниковых илах δO^{18} утяжеляется сначала до $-(4-5,5)\text{‰}$, а затем до $-3,2\text{‰}$. В арагонитовых прослоях δO^{18} понижается до около $-4,5\text{‰}$. Выше для середины сапропеля получена цифра $-1,5\text{‰}$, а для кокколитовых прослоев она изменяется в пределах от $-1,24\text{‰}$ до $0,54\text{‰}$. Значения δC^{13} испытывают значительные колебания. В кокколитовом иле они изменяются в пределах $1,29-2,62\text{‰}$, а в арагонитовых прослоях достигают максимальных значений $3-5\text{‰}$, что отражает их хемогенное происхождение.

Выполненные исследования показали, что голоценовые и карангатские отложения схожи как по литологическому составу, так и по условиям их накопления, но отличаются по абсолютным значениям характеристик состава стабильных изотопов кислорода и углерода.

КОМПЛЕКСЫ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ (СЕВЕРО-ЭГЕЙСКИЙ ТРОГ)

Ма Цзинвэй, В.Л. Лукша, В.М. Сорокин

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

Эгейское море — один из кайнозойских задуговых бассейнов Средиземного моря. Современное Эгейское море начало формироваться, по крайней мере, в олигоцене на вершине отступающей Африканской плиты, которая все еще погружается под Крит и Средиземноморский хребет (Pichon and Angelier, 1981). Северо-Эгейский трог представляет собой систему грабенов глубиной 1-1,5 км, простирающуюся на Восток-северо-восток-Запад-юго-запад, с серией из трех основных глубоких суббассейнов, ограниченных разломами, характеризующихся протяженной тектоникой с важным сдвиговым компонентом (Lyberis, 1984).

В данной работе изложено определение особенностей состава глинистых минералов тонкопелитовой фракции с помощью метода рентгеновской дифрактометрии и оценка закономерностей распределения компонентов глинистого комплекса в поверхностном слое осадков (0 – 5 см) и по разрезу позднечетвертичных осадках северной зоны Эгейского моря. Комплекс глинистых минералов во всех изученных пробах представлен частицами иллита, смектита, каолинита, хлорита и смешанослойных образований (смектит - иллитового состава). Отмечено, что в поверхностном слое осадков (0 – 5 см) преобладает иллит – смектитовая ассоциация, составляющая более 80% от суммы глинистых минералов.

Распределение иллита и разбухающих компонентов сконцентрировано в осадках впадины трога, и содержание их последовательно уменьшается от трога к континентальной окраине. Содержание хлорита и каолинита в основном сосредоточено в юго-восточной зоне прогиба. По разрезу колонок осадков в тонкопелитовой фракции также преобладают иллит и смектитовые компоненты. Основным источником глинистых минералов в осадках является продукты эрозии южной части европейского континента реками северо-запада и северной части Эгейского моря, представленные большим количеством терригенного материала, в том числе и глинистого. Северо-восточная часть бассейна подвержена влиянию терригенной взвеси, выносимой поверхностным течением Черного моря.

Литература

- 1) Le Pichon X, Angelier J (1981) The Aegean Sea. Philos Trans R Soc Lond 300:357– 372. doi:10.1098/rsta.1981.0069
- 2) Lyberis, N., 1984. Tectonic evolution of the North Aegean Trough. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 17, 709-738.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ

О.Н. Видищева, М.А. Соловьева, И.Д. Горностаев, Г.Г. Ахманов

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

Байкальская рифтовая система расположена во внутренней части континента и состоит из серии впадин, крупнейшей из которых является Байкальская. Основная научная проблема предлагаемого исследования состоит в оценке эффективности углеводородных систем бассейнов рифтового заложения, для которых характерны большие скопления углеводородов, связанных как с современными, так и с погребенными рифтами. В настоящий момент в мире известно множество примеров, в которых углеводородные системы рифтового комплекса участвуют в формировании месторождений с промышленными запасами углеводородов. Понимание эффективности работы углеводородных систем современного рифта помогут также спрогнозировать углеводородные системы палеорифтов. Озеро Байкал является примером современного рифтового бассейна с эффективной углеводородной системой, которая проявляется в огромном количестве структур выхода газа со дна, с большинством из которых ассоциированы скопления газовых гидратов (Khlystov O. et al., 2018), и присутствием многочисленных просачиваний нефти на юго-восточном побережье озера. Отслеживание и интерпретация пространственно-выраженных закономерностей распределения геохимических параметров разгружающихся миграционных углеводородных флюидов позволит понять процессы нефтегазообразования и миграции в осадках внутриконтинентальных рифтовых бассейнов.

Основным комплексом методов для решения поставленных задач являются геохимические исследования поверхностного слоя донных отложений. Данные методы используются как нефтепоисковые и позволяют без проведения глубокого бурения определять зоны генерации и аккумуляции углеводородов на региональном уровне, а также предоставляют информацию, необходимую для уточнения строения глубинных отложений и построения корректных геологических и бассейновых моделей. В основе геохимических методов поиска углеводородов лежат представления об их вертикальной миграции из залежи к дневной поверхности. Получение информации о содержании в донных осадках мигрировавших из нижележащих резервуаров УВ позволяет решать задачи прогноза нефтегазоносности недр.

За 10 лет существования проекта Class@Baikal (<http://class-baikal.ru/>) накоплен большой материал по составу разгружающихся со дна Байкала флюидов (). На настоящий момент проанализирован газ из 20 крупных структур в Центральной и Южной котловинах озера, проанализирована нефть из зон разгрузки южном побережье. Настоящее исследование посвящено изучению органического вещества (ОВ) донных отложений. ОВ донных отложений

имеет сложное строение и несет в себе большой набор информации об исходном ОВ в отличие от газов.

После экстракции и выделения ОВ из донных отложений были проанализированы н-алканы. Это наиболее доступный для анализа класс соединений. В составе ОВ идентифицированы нормальные алканы C_{15} - C_{38} . Кривая распределения н-алканов имеет “пилообразную” форму, с преобладанием нечетных н-алканов над четными, что свидетельствует о незрелости ОВ осадков. То есть по распределению н-алканов мы не видим присутствия миграционных УВ. Это может объясняться процессами биodeградации, происходящими на дне озера. Так, даже в образцах осадка с видимыми невооруженным глазом нефтепроявлениями чаще всего отсутствуют н-алканы, так как они самыми первыми утилизируются микроорганизмами.

Однако анализ распределения н-алканов в донных отложениях позволяет нам делать выводы об источниках современного ОВ. Так, известно, что н-алканы образуются из молекул жирных кислот в процессе их декарбоксилирования. Источниками н-алканов с длиной цепи C_{27} , C_{29} и C_{31} являются преимущественно деревья и кустарники (Bush and McInerney, 2013; Meyers, 2003). Анализ распределения н-алканов показал, что в мелководной части озера в местах деятельности рек преобладает н- C_{27} а в глубоководных зонах и в западной части н- C_{31} . Преобладание н- C_{27} может объясняться преобладанием мелкой фракции почв, обогащенной среднецепочечными н-алканами, в отложениях речных стоков (Sirjani et al., 2022). Преобладание н- C_{31} может объясняться тем фактом, что до глубоководных частей озера доходят более устойчивые к деградации соединения н- C_{31} , чем н- C_{27} .

Чтобы получить более подробную характеристику ОВ использовались высокомолекулярные УВ-биомаркеры. Данные соединения более устойчивы к биodeградации, чем н-алканы и несут в себе большое количество информации об исходном ОВ.

При изучении ОВ в первую очередь было проанализировано биомаркерные параметры зрелости, которые позволяют определить наличие миграционной компоненты ОВ. В результате было выделено как зрелое, так и незрелое ОВ. При этом значения параметров свидетельствует о том, что ОВ могло мигрировать из зон от начала зоны мезокатагенеза до начала нефтяного окна.

Выводы. 1) По распределению н-алканов не удалось определить зон миграции УВ флюидов в виду происходящих процессов биodeградации. 2) Различный характер распределения н-алканов современного ОВ указывает на различные источники в разных частях озера. 3) По высокомолекулярным УВ-биомаркерам установлены зоны миграции более зрелого ОВ из осадочного чехла. 4) Детальное исследование ОВ на молекулярном уровне, учитывающее геохимические характеристики фона в донных отложениях, позволяет определять зоны микропросачиваний УВ флюидов.

Литература

- 1) Bush R. T., McInerney F. A. Leaf wax n-alkane distributions in and across modern plants: Implications for paleoecology and chemotaxonomy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2013. – Т. 117. – С. 161-179.
- 2) Khlystov O. et al. Gas hydrates in Lake Baikal // *Limnology and Freshwater Biology*. – 2018. – №. 1. – С. 66-70.
- 3) Meyers P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes // *Organic geochemistry*. – 2003. – Т. 34. – №. 2. – С. 261-289.
- 4) Sirjani E., Mahmoodabadi M., Cerdà A. Sediment transport mechanisms and selective removal of soil particles under unsteady-state conditions in a sheet erosion system // *International Journal of Sediment Research*. – 2022. – Т. 37. – №. 2. – С. 151-161.
- 5) <http://class-baikal.ru/>

ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Г.А. Калмыков, Е.В. Карпова, Н.С. Балушкина, А.Г. Калмыков

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

В настоящее время на территории Западной Сибири открыты практически все значимые месторождения углеводородов с использованием теории Н.Б.Вассоевича, а обнаружение новых месторождений нефти и газа можно ожидать только на основании применения новых поисковых критериев в зонах, ранее считавшихся неперспективными. Например, Ярудейское месторождение по региональным картам катагенеза приходится на стадию протокатагенеза (до начала нефтяного окна). При этом выявлены и разрабатываются промышленные залежи нефти и газа. (Доказанные запасы 18.00 млн. тонн н.э.; 9.00 млрд. м³ газа)

В традиционной системе бассейнового анализа с целью поиска залежей УВ на первом месте стоит нефтегазоматеринская порода (НГМП), которая с погружением на глубину прогревается и при этом происходит деструкция керогена с образованием микронефти. Эта теория разрабатывалась основоположниками бассейнового анализа на региональном уровне и в процессе построения карт катагенетической зрелости баженовского горизонта (БГ) Западной Сибири (ЗС) специалистами МГУ имени М.В.Ломоносова был подтвержден тренд на увеличение преобразования органического вещества (ОВ) при погружении баженовских отложений. Однако при детализации карты катагенеза на локальном уровне были выявлены явные несоответствия между глубиной погружения НГМП и стадиями катагенеза. Для построения детальной карты преобразования ОВ НГМП были использованы карты, приведенные в монографии А.Н.Фомина, а в процессе работы над баженовской высокоуглеродистой формацией (БВУФ) специалисты МГУ уточнили их, используя собственные данные пиролиза по 183 скважинам, вскрывшим БВУФ, в каждой из которых было исследовано не менее 30 образцов БВУФ. В результате анализа полученных карт авторы выявили, что кроме регионального тренда существуют локальные аномалии катагенетических преобразований ОВ. При чем эти аномалии напрямую не связаны с глубиной погружения пород БВУФ. Так в наиболее погруженной зоне Фроловской мегавпадины на глубине около 3000 м степень преобразованности ОВ не превышает 50% (что соответствует стадии МК1 по Вассоевичу), а часто и 30% - ПК3. А в бортовых зонах (Каменная вершина, Верхнелемянский вал, Салымский мегавал и др.) на глубине 2400 м преобразованность ОВ превышает 75% (МК3-МК4).

Причем залежи в БВУФ приурочены именно к зонам с повышенным катагенезом. Авторы провели анализ исследований разрезов скважин, приуроченных к участкам с разными стадиями катагенеза. Изучения НГМП и коллекторов ЗС включали как традиционные исследования:

измерения коэффициентов пористости, проницаемости, пиролитических измерений и др., так и специальные замеры, проводимые на тех же образцах: изотопного состава карбонатных пород, температуры гомогенизации газовой-жидких включений (ГЖВ), исследований состава пород под растровым электронным микроскопом совместно с описанием колонок ядра и изучением петрографических шлифов. В результате проведенного анализа в зонах с высоким катагенезом были зафиксированы результаты воздействия гидротермально-метасоматических систем (ГТМСС) на породы осадочного чехла: описаны жилы, заполняющие трещины, и оценены температуры кристаллизации жильных минералов: по данным изотопии кислорода температура составила 180-230°C, а температура гомогенизации ГЖВ в кристаллах кварца доходила до 260°C.

Обобщение имеющихся материалов позволило создать модель деятельности ГТМСС на отдельном локальном участке, приуроченных к тем или иным структурным элементам (особенно к структурным выступам фундамента). Модель позволяет обобщить выявленные результаты воздействия ГТМСС на степень преобразованности ОВ НГМП и ФЕС пород: конструктивной в плане процессов выщелачивания и повышения коллекторских свойств и деструктивной в плане массового минералообразования, закупоривающего поровое пространство, вплоть до образования вторичных флюидопоров.

При воздействии гидротермальных растворов происходит растворение зерен кварца (красная стрелка на рис. 1), и полевых шпатов в терригенных разрезах (желтая стрелка на рис. 1), растворение компонентов и формирование коллекторов в пирокластических породах фундамента Западной Сибири (рис. 2). За счет гидротермального выщелачивания скелетов радиолярий формируются вторичные коллекторы в радиоляритах баженовских отложений (рис.3).



Рисунок 1. Интенсивное растворение кристаллов кварца и кислых полевых шпатов (Ковыктинское ГКМ) (шлифы прокрашены). Фотографии шлифов любезно предоставлены О.В.Постниковой

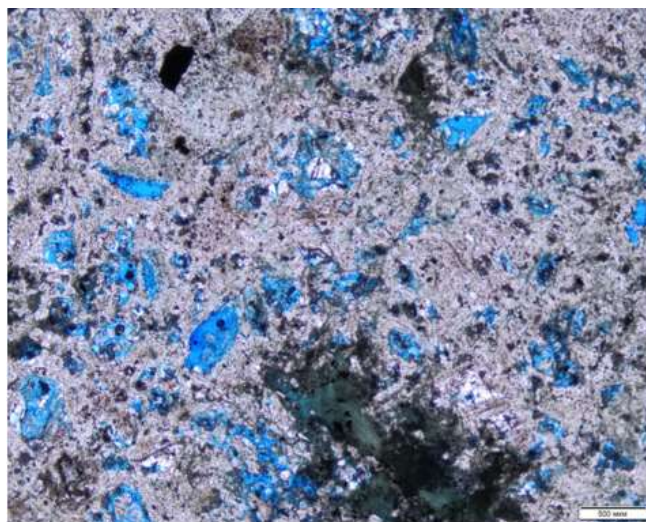


Рисунок 2. Гидротермальное растворение компонентов и формирование коллекторов в пирокластических породах фундамента Западной Сибири (шлиф прокрашен)

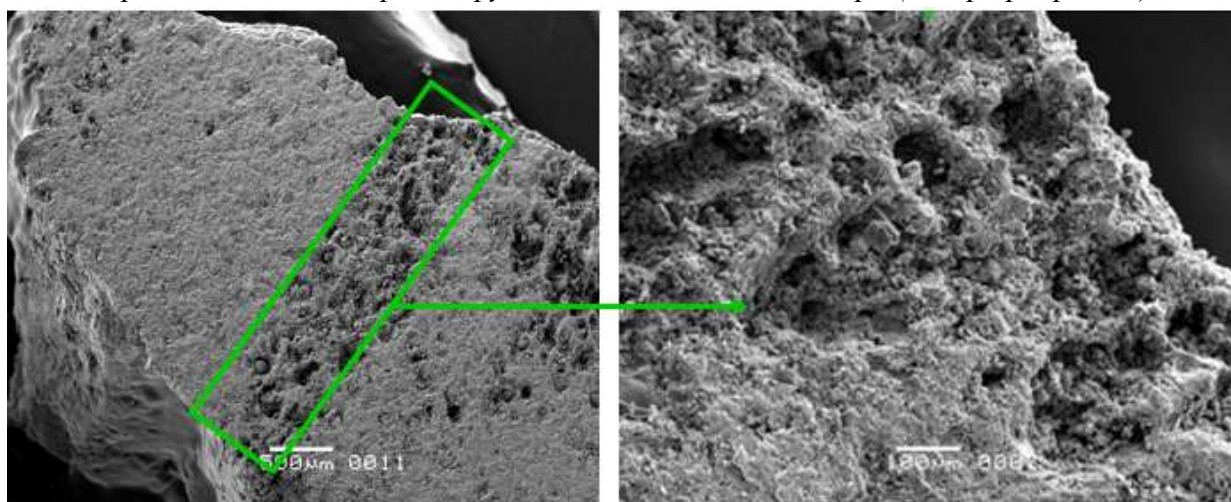


Рисунок 3. Поровое пространство вторично преобразованных радиоляритов определяется пустотами растворения радиолярий щелочными растворами

Гидротермально-породная система, развивающаяся на постседиментационном этапе, состоит из двух важных элементов:

- зоны подводящих каналов, по которым осуществляется вертикальная (или наклонная) миграция (инфильтрация) флюида из фундамента вверх по разрезу;
- флюидопроводящих горизонтов и участков, которые обеспечивают субгоризонтальную или пологонаклонную миграцию внутри пластов (см рис. 4).

Проанализировав сейсмический профиль совместно с большим объемом данных, авторы проследили связь зон с повышенными ФЕС в доюрском комплексе (ДЮК), баженовском горизонте и в викуловской свите с местами поступления гидротермальных флюидов в осадочный чехол, что позволяет разработать новые прогнозные критерии поиска залежей нефти и газа в осадочном чехле.

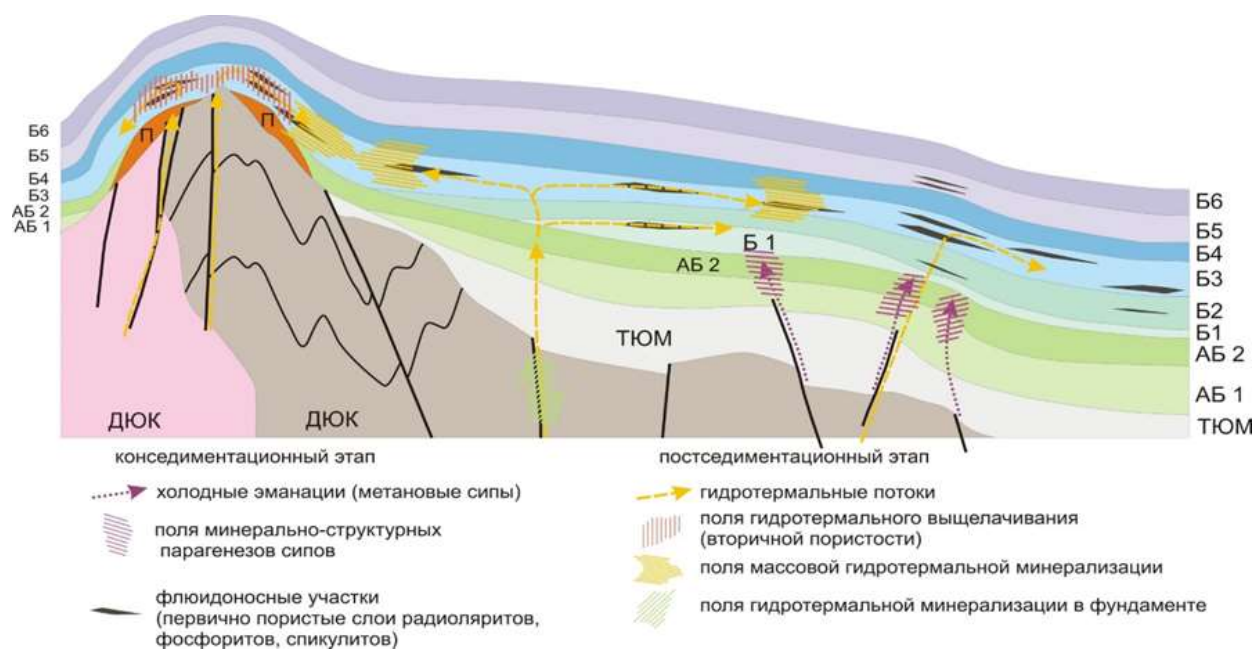


Рисунок 4. Схема гидротермальной проработки, приуроченной к контакту гранитной интрузии (розовый цвет) и вмещающих отложений (серебряный цвет) в ДЮК