

# МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «УРАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ШКОЛА – РЕГИОНАМ»

---

23-24 апреля 2012 г.

## ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 553.41+551.311 (470.5)

### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ЗОН ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТЫН-ТАШ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*ЛЕВИНА О. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Золоторудное месторождение Алтын-Таш находится на Южном Урале в 40 км на юго-запад от г. Миасса. Наряду с другими золоторудными объектами, приурочено к региональной рудовмещающей структуре – Главному коллизионному шву Урала [1].

Разработка месторождения началась в конце XIX в. Объектом освоения являлись кварцевые жилы и вмещающие их минерализованные метасоматиты. Содержание золота в отдельных случаях достигало 16 г/т. Позднее (в 1927 г. и 1935-1952 гг.) на месторождении снова велись эксплуатационные работы шахтным способом до глубины 30 м. В 1968-1973 гг. на площади рудного поля Лобановым Д. А. проведены поисково-оценочные работы. Для уточнения полученных при этом результатов и оценки промышленной значимости объекта с учетом современных требований кондиций в настоящее время на Центральном участке ведутся разведочные работы партией ОАО «Южуралзолото». В выполнении работ по документации керна и опробовании автор принимал участие. На основе обобщенных опубликованных и фондовых данных, а также результатов изучения отобранного автором каменного материала, подготовлено настоящее сообщение. Выполнено описание шлифов, аншлифов, протолок. Сделаны спектральный и рентгено-структурный анализы проб.

Месторождение приурочено к Алтынташской зоне смятия, образовавшейся между двумя субмеридиональными разломами сдвига-сбросовой природы и контролируемой небольшими вытянутыми телами серпентинизированных ультрабазитов. Наибольшему расланцеванию подверглись вулканогенно-осадочные породы (базальты, андезитобазальты) раннесилурийского возраста в бортовых частях зоны [2]. В центральной части зоны установлены породы дайкового комплекса, представленные диоритами, долеритами и т. д.

Оруденение связано с кварцевыми жилами (где содержание золота достигает 5-6 г/т, серебра – 4,6 г/т). Помимо самородного золота в рудах установлено присутствие пирита (основной минерал), а также в небольших количествах халькопирита, галенита, арсенопирита, блеклых руд, теллуридов, висмута. Пространственно сопряженные с жилами метасоматиты березит-лиственитовой формации характеризуются более низким уровнем золотоносности. Листвениты подразделены на «зеленые» (рудноносные) и «серые» (неминерализованные).

Рудноносные зоны Центрального участка представлены околорудными и рудными метасоматитами. На основе описания шлифов выделены следующие разновидности метасоматических пород: кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-карбонат-серицитовые, фуксит-кварц-хлорит-карбонат-серицитовые, фуксит-кварц-карбонат-серицитовые, карбонат-

серицитовые, кварц-карбонатые. Они развивались по андезибазальтам пироксен-плагиоклазового состава порфировой структуры. При лиственитизации в андезибазальтах происходила существенная структурная перестройка. Плагиоклаз серицитизируется, карбонатизируется, а карбонат рассекается прожилками существенно серицитового состава. Хлорит серицитизируется, карбонатизируется. В метасоматитах внешней зоны иногда отмечаются реликты структуры исходной породы; во внутренней они отсутствуют [3].

На основе результатов пробирного анализа и описания шлифов выделены 4 метасоматические зоны. От внешней зоны к внутренней происходит привнос Si, Al, K, вынос – Ca, Na, Mg.

Калий и алюминий входят в состав серицита и мусковита, играющих существенную роль в строении внутренних зон и слагающих рудные тела. Натрий является одним из наиболее подвижных элементов в объеме метасоматических пород. Вынос натрия происходил в раннюю дорудную стадию и отлагался в виде альбититовых линз и прожилков кварц-альбитового состава. Минеральной формой нахождения магния являются магниесодержащие карбонаты в карбонатных жилах. Кальций входит в состав карбонатов, которые в объеме околорудных и рудных метасоматитов пользуются широким распространением.

Привнос кремния обусловлен увеличением содержания кварца от внешней зоны к внутренней в виде отдельных зерен и кварцевых прожилков. Жильная серия на месторождении представлена кварцем нескольких генераций.

Кварц I генерации имеет белую окраску, массивную текстуру, крупнозернистый [2].

В рудоносной зоне Центрального участка преобладает кварц II генерации – малосульфидный, золотиносный, характеризуется светло-серой, желтоватой окраской. Он мелкокристаллический, содержит включения турмалина, серицита, сульфидов, золота. Кварц этой генерации слагает кварцевые и кварц-карбонатные жилы.

Кварц III генерации золотиносный. Имеет голубовато-серую окраску, жирный блеск. Кварц IV генерации пострудный, халцедоноподобный

Хлорит является широко распространенным минералом, особенно во внешней зоне среди пород фации зеленых сланцев.

По всей рудоносной зоне широко распространен пирит. Выделяются три генерации пирита. Пирит I генерации наблюдается в виде вкраплений во вмещающих породах. Форма кристаллов простая, кубы. Размер зерен от 0,05 до 5 мм. Пирит II генерации слабозолотиносный, наблюдается в виде жил, прожилков, вкрапленников в околорудных метасоматитах. Минерал мелкозернистый, латунно-желтого цвета. Пирит III генерации золотиносный, распространен в рудных телах. Он представлен в виде идиоморфных кристаллов. Встречаются сростки, сечения треугольные, прямоугольные, шестиугольные.

По завершении разведки будет выполнено оконтуривание рудных тел в пределах минерализованных зон и решен вопрос о рациональной технологии промышленного освоения месторождения: а) разработка открытым способом с последующей переработкой руды способом кучного выщелачивания; б) подземным выщелачиванием.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Сазонов В. Н., Бородаевский Н. И. Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 30 с.
2. Лобанов Д. А. [и др.]. Отчет о поисковых работах на рудное золото, проведенных золотогорским отрядом в 1972-1973 гг. в пределах Алтынташского рудного поля. Верхняя Пышма, 1974.
3. Сазонов В. Н. [и др.]. Месторождения золота Урала: научное издание (второе, исправленное и дополненное). Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

ЛЕОНТЬЕВ В. И.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Рудопроявление самородного золота Подгольное относится к Джеккондинскому рудному узлу Центрально-Алданского золотоносного района. В строении площади работ принимают участие интенсивно гранитизированные плагиогнейсы и амфиболиты. Со стратиграфическим несогласием на докембрийских образованиях залегают доломиты устьюдомской свиты. Мезозойские интрузивные образования представлены дайковыми и пластовыми телами сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, щелочно-полевошпатовых сиенитов и минетт. Наиболее крупным является многофазное штокообразное тело гольца Шаман, представленное щелочноземельными сиенитами лебединского и алданского комплексов. По особенностям минерализации и характеру залегания рудных тел в пределах проявления Подгольное выделяется три природных типа руд: первый представлен телами низкотемпературных окисленных аргиллизитов на контакте пород фундамента и платформенного чехла; второй связан с субгоризонтальными флюорит-серицитовыми метасоматитами по кристаллическим породам фундамента (содержание золота 3,5 г/т); третий тип руд образует крутопадающие минерализованные зоны в катаклазированных гранито-гнейсах (Бирюков, 2006).

Наибольший интерес представляют флюорит-серицитовые метасоматиты (рис. 1). Они формировались в несколько стадий, все стадии сопряжены в пространстве и наложены друг на друга. Отсутствие различимой пространственной зональности и довольно небольшая мощность зон метасоматических изменений объясняется развитием процесса в зоне тектонического нарушения, которое определило близкую к жильной форму метасоматических тел. Формирование метасоматитов сопровождалось неоднократным тектоническим подновлением разрывных структур и, как следствие, образованием внутриметасоматических брекчий. Этим обусловлено широкое распространение брекчиевидных текстур.



Рис. 1. Флюорит-серицитовый метасоматит

Основными минералами метасоматитов являются флюорит, серицит, микроклин, карбонат, кварц, сульфиды, в большинстве своём представленные пиритом. На результате исследований мы выделили несколько стадий формирования метасоматитов, представленных грейзеновой и кварц-карбонат-серицитовой формациями. Колонка для грейзеновой формации

имеет вид: щелочные граносиениты (К, Пл, Мк, Б) → Мк, Фл, А, М → Мк, Фл, М. Позже по грейзенизированным породам развиваются кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты к которым, вероятнее всего, и приурочено золотое оруденение. Они характеризуются широким развитием серицит-пиритового парагенезиса, и переотложением флюорита и пирита на заключительной стадии формирования.

Золото в продуктивных метасоматитах месторождения образует комковатые и крючковатые, неправильные пластинчатые, вытянутые и проволочковые частицы, часто в сростании с сульфидами, кварцем, флюоритом. Гранулометрический состав золотин характеризуется преобладанием в рудах очень мелких и пылевидных частиц\*.

По результатам приближенно-количественного спектрального анализа рассчитаны кларки концентраций (КК) элементов для метасоматически преобразованных пород. На круговой диаграмме (рис. 2) представлены элементы с повышенными кларками. Красным цветом обозначены элементы, имеющие рудную концентрацию (КК>10), зелёным – представляющие рудную специализацию (КК=5-10), жёлтым – геохимическую специализацию пород (КК=2-5). В таблице представлены содержания и кларки концентраций для этих элементов.

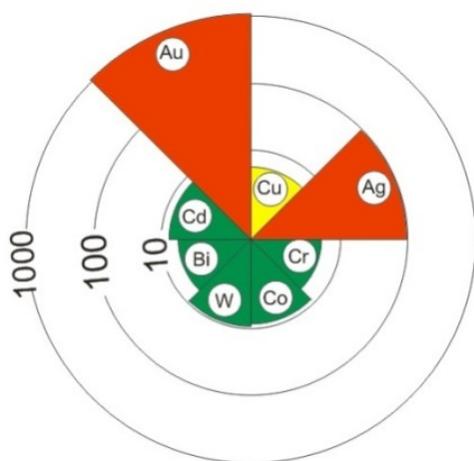


Рис. 2. Круговая диаграмма, отражающая геохимическую специализацию метасоматитов

Содержания и кларки концентраций элементов

Элемент	C <sub>э</sub>	Кларк	КК
Cu	11,73	2,5	4,69
Ag	0,36	0,004	89,55
Cr	7,40	1,4	5,29
Co	0,87	0,1	8,71
W	1,90	0,2	9,52
Bi	0,36	0,066	5,41
Cd	0,13	0,017	7,39
Au	0,21	0,0002	1041,71

Аналогичные расчеты были проведены и для вмещающих пород. Из сравнения кларков концентраций измененных и материнских пород видно, что содержания Cr и Sr остаются на одном уровне, но также идёт вынос таких элементов, как Co, P, Ni, Sc, Ti.

\* Тишин П. А., Бирюков Е. И. [и др.]. Золотосульфидное проявление Подголечное (Центральный Алдан) // Отечественная геология. 2008, № 1. С. 71-82.

## О ВОЗРАСТНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ ПОРОД МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*ЛЕОНТЬЕВ В. И., КОЛГАНОВ Е. Р., РУСИНОВА З. И.,  
ОБЖИГАЛИНА И. А., ЦЕПЕЛЕВА Т. Ю.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Ультраосновой массив Сыум-Кеу – самый северный из известных на Урале ультраосновных массивов гипербазитового пояса. На современных геологических картах массив Сыум-Кеу (600 кв. км) изображается в виде вытянутого в меридиональном направлении узкого (длиной 60 км при ширине 10-12 км) тела серповидной формы, выпуклой стороной обращенного на запад. Западный контакт массива имеет четко выраженный тектонический облик, подчеркнутый зоной смятия. На востоке массив обрамляется габброидами (800 кв. км) Щучьинского синклинория, которые перекрываются мощной толщей мезо-кайнозойских осадков Западно-Сибирской плиты.

В строении массива намечается зональность, выраженная сменой с запада на восток (от подошвы к кровле) ассоциаций пород, которые традиционно выделяются в ранге комплексов: 1) дунит-гарцбургитовый; 2) дунит-верлит-клинопироксенитовый; 3) габброидный.

Габброиды изучены очень фрагментарно, так как плохо обнажены, имеют сложное строение, определяемое разной степенью метаморфической переработки – от неизмененных габброноритов и габбро до цоизитовых габброамфиболитов и гранатсодержащих разновидностей.

К настоящему времени сложились две точки зрения на соотношение габброидов и ультрамафитов массива. Первая рассматривает габброиды как часть основания Щучьинского блока, на который надвинуты ультрамафиты Сыум-Кеу. Согласно другой точке зрения, габброиды вместе с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса являются более молодыми офиолитовыми производными.

Для определения возрастных соотношений между гипербазитами и габброидами массива был применен метод массовых замеров мелкой трещиноватости.

Трещины измерялись на одном из участков массива, расположенном в долине р. Малая Хадата. Замеры выполнялись на 8-ми площадках – станциях в разных породах: в дунитовых телах и сопровождающих их выходах полосчатого комплекса дунит-верлит-клинопироксенитового состава (ДВК), а также в габброидах разного типа – габброноритах, габброамфиболитах и гранатовых метагаббро.

На каждой станции было сделано около 300 замеров. При этом фиксировались азимут падения, угол падения, длина, мощность, характер поверхности и минеральное заполнение отдельных трещин.

Анализ мелкой трещиноватости позволяет решать самые разные геологические задачи, в том числе определение плана тектонических деформаций. Под планом тектонических деформаций понимается ориентировка основных осей тектонических напряжений. Таких осей выделяется три: 1) ось сжатия, расположенная горизонтально; 2) ось растяжения, также горизонтальная, перпендикулярная оси сжатия; 3) ось высвобождения материала, направленная вертикально вверх.

Обработка замеров трещин проводилась с помощью круговых диаграмм по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана [1].

Полученные результаты приводятся ниже в таблице.

Обобщение представленных данных позволило сделать следующие выводы.

1. Планы деформаций в ультраосновных и основных породах участка резко различны.

В ультраосновных породах – дунитах и дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе ориентировка оси сжатия северо-восточная: азимуты простирания ее на разных станциях составляют 40, 45, 65 и 75°. Северо-восточное сжатие соответствует северо-западному направлению структур, которое формировалось на Урале в докембрийское время и было

связано с внутриконтинентальным рифтогенезом. Этот факт хорошо согласуется с возрастом гипербазитов массива, определенным самарий-неодимовым методом, который, по данным Л. И. Гурской [2], составляет  $604 \pm 39$  млн лет, что соответствует позднему протерозою.

Результаты анализа мелкой трещиноватости. Малохадатинский участок

№ пп	№ площади	№ станции	Горные породы	Ориентировка оси сжатия, °	Направление перемещений	
					горизонтальных	вертикальных
1	1	1	дуниты	65	-	взброс
2		3	ДВК	40	правый сдвиг	взброс
3		5	габброамфиболиты	345	левый сдвиг	взброс
4		6	гранатовые габбро	290	правый сдвиг	взброс, сброс
5	2	7	ДВК	75	правый сдвиг	взброс
6		8	габброамфиболиты	295	-	взброс
7		2	габбронориты	285	правый и левый сдвиг	взброс
8	3	4	ДВК	45	правый сдвиг	взброс

2. Ориентировка оси сжатия в основных породах субширотная. Азимуты простираения оси сжатия в габброамфиболитах составляют 295 и 345 °, в гранатовых метагаббро – 290 °, в габброноритах – 285 °. Направление геологических структур при этом является субмеридиональным (уральским), то есть габброиды предположительно принадлежат палеозойскому этапу развития Урала, его островодужной стадии, и являются более молодыми по сравнению с гипербазитами.

Таким образом, плутониты Хадатинского участка представляют собой два разновозрастных комплекса.

3. По кинематике тектонические деформации также неоднородны (см. таблицу).

В дунитах проявились только взбросовые перемещения, в породах ДВК тектонические движения более сложные и отвечают правому сдвигу-взбросу.

Кинематика смещений в породах габброидного ряда различна: в габброамфиболитах и габброноритах фиксируются левые сдвиги-взбросы, но в отдельных системах в габброноритах отмечаются и правые сдвиги. В гранатовых габбро горизонтальные перемещения отвечают только правым сдвигам, а вертикальные – взбросам и сбросам. Габброиды разной степени метаморфизма соответствуют, очевидно, разным стадиям тектонических подвижек.

Таким образом, анализ трещинной тектоники не подтверждает предположения о более древнем возрасте габброидов или о едином магматическом расплаве. Гипербазиты – дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы, являются более ранними и относятся к байкалидам, а габброиды всех разновидностей – более поздние по возрасту и соответствуют уралидам.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М.: Недра, 1965. 507 с.
2. Гурская Л. И. [и др.]. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

## СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПОРОД ЯРКЕУСКОГО УЧАСТКА

*ТЕЛЬТЕВСКИЙ В. А., БУРМАКО П. Л.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Изучаемый район находится в пределах Полярного Урала, на территории Собской площади (Q-42-VII, VIII). Район располагается в зоне сочленения пород древнего Харбейского блока, относящегося к палеоконтинентальному сектору Урала, и палеозойских образований палеоокеанического сектора Щучинского блока.

В геологическом строении участка Яркеуский в основном принимают участие породы ханмейхойской свиты раннепротерозойского возраста, представленные амфиболитами и гнейсами. Наряду с породами ханмейхойской свиты в зонах региональных тектонических нарушений располагаются два тела апоультрабазитовых антигоритовых серпентинитов минисейского комплекса. Также территория участка повсеместно пронизана интрузивными образованиями венд, венд-кембрийского и ородовикского возраста. На изучаемой территории хорошо развиты процессы березитизации, приуроченные к тектоническим нарушениям.

На территории участка выделяются породы двух метасоматических золоторудных формаций:

**Березитовой**, которая представлена кварц-карбонатными породами с многочисленными жилами молочно-белого и дымчатого кварца, содержащими сульфидную минерализацию в основном пиритового состава с примесью халькопирита, сфалерита, магнетита и других сульфидных минералов;

**Альбититовой**, которая сложена гнейсами, гранитогнейсами, породами гранитного состава, содержащими рудную минерализацию в виде пирита, халькопирита, рутила, галенита, магнетита и других рудных минералов.

Во время исследования был изучен минеральный состав обеих формаций.

**Минеральный состав оруденения березитовой формации.** Пирит представлен индивидами двух генераций.

Встречаются крупные кристаллы пирита ксеноморфной формы размером 2-3 мм с корродированными краями. Мелкая вкрапленность пирита по трещинам породы. Размер вкрапленности 0,05-0,4 мм. Форма зерен также различна, встречаются зерна как неправильной формы, так и зерна с четкими очертаниями кубов, реже треугольников. В основном очертания зерен пирита идиоморфны.

Сфалерит представлен зернами неправильной формы с ксеноморфными очертаниями. Размер зерен сфалерита 0,4-1 мм. Характерно срастание зерен пирита с зернами сфалерита. В пирите и сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита, размер зерен вкрапленности не превышает 0,1 мм.

В березитизированных породах часто встречаются **кварцевые жилы** с сульфидной вкрапленностью. Количество рудных минералов в кварцевых жилах достигает 2-5 %. Главный рудный минерал – пирит. Зерна пирита размером от 0,2 до 3 мм. Зерна не имеют определенной формы, форма угловатая. Очертания зерен четкие. Иногда пирит образует мелкие идиоморфные зерна размером до 0,03 мм. Достаточно часто встречается пирит в срастании с халькопиритом. Зерна халькопирита неправильной формы, размером до 1 мм. На фоне зерен пирита индивиды халькопирита имеют ксеноморфную форму. Иногда в пирите встречается эмульсионная вкрапленность халькопирита, размер эмульсии до 0,2-0,5 мм. По халькопириту развиваются вторичные минералы меди в виде ковеллина. Реже встречается халькопирит в виде зерен размером от 0,5 до 3 мм. Зерна, как правило, угловатой формы с ксеноморфными очертаниями. В халькопирите иногда диагностируется магнетит правильной формы, размер которого не превышает 0,2 мм. Редко можно также наблюдать единичные зерна молибденита, отличающиеся низкой твердостью, размер зерен до 1,5 мм, внутри них располагаются вкрапленники халькопирита, имеющие идиоморфные очертания и размер до 0,2 мм. Зерна

сфалерита, размером до 0,1 мм, субидiomорфной формы с мелкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита, размер вкрапленности до 0,01 мм, количество до 5 %. Иногда встречаются единичные зерна галенита, правильной формы, размер зерен до 0,4 мм. Зерна галенита корродированны.

**Минеральный состав оруденения альбититовой формации.** Количество рудной минерализации в породах этой формации колеблется в пределах 1-2 %. Зерна пирита имеют размер в пределах 0,2-0,6 мм. Встречаются зерна как неправильной угловатой формы с вкрапленностью халькопирита, так и правильных кубических очертаний.

Также в породах этой формации наблюдается рутил. Зерна неправильной формы. Размер зерен 0,2-0,5 мм. По трещинам в породах развиваются вторичные минералы, такие как борнит и ковеллин.

Также был проведен геохимический анализ пород березитовой и альбититовой формаций. Для определения содержаний химических элементов применялся рентгено-структурный анализ, для золота – атомно-абсорбционный метод. Затем были подсчитаны кларки-концентраций химических элементов для пород участка.

Подсчет кларков-концентраций проводился путем соотношения содержания элементов (в г/т) в изучаемых породах, к средним содержаниям элементов в главных типах магматических горных пород (в г/т).

В березитах и гранитах заметны высокие содержания золота, серебра, молибдена. В амфиболитах гнейсах и серпентинитах преобладают повышенные содержания цинка, хрома и никеля.

По данным кларков-концентраций построены круговые диаграммы повышенных содержаний химических элементов в породах участка.

Амфиболит по геохимическому составу характеризуется повышенными содержаниями меди, цинка, свинца и бериллия. В березитах по данным подсчетов кларков-концентраций были обнаружены повышенные содержания золота, серебра, цинка, кадмия, висмута и молибдена. В гнейсах были найдены максимумы по количеству цинка, хрома, никеля и титана. Геохимический состав гранитов определяется высокими содержаниями золота, серебра, хрома, никеля, кобальта, молибдена. В серпентинитах были обнаружены повышенные содержания золота, никеля, висмута, вольфрама и ниобия. Далее для пород двух формаций были подсчитаны коэффициенты корреляции и построены дендрограммы.

Для пород березитовой формации наблюдается высокая корреляционная связь только с титаном; средняя с медью, свинцом, фосфором, цинком и серебром; отрицательная – с хромом, никелем и ниобием. Для пород альбититовой формации строгая корреляционная связь наблюдается с вольфрамом; прямая пропорциональная – с хромом, никелем и кобальтом; отрицательная – со скандием, титаном и ванадием.

#### **Выводы:**

1. В породах березитовой формации встречена рудная минерализация: пирит, в виде двух генераций, халькопирит, сфалерит и молибденит, реже встречаются единичные зерна галенита.

2. Минерализация пород альбититовой формации сложена пиритом, халькопиритом, магнетитом и рутилом.

3. Геохимические особенности состава пород березитовой формации заключаются в повышенных концентрациях золота, серебра, молибдена, никеля и кобальта.

4. В породах альбититовой формации, в отличие от березитов, максимальными значениями характеризуются золото, вольфрам, хром, никель и цинк.

5. Для пород березитовой формации наблюдается высокая корреляционная связь только с титаном, средняя – с медью, свинцом, фосфором, цинком и серебром, отрицательная – с хромом, никелем и ниобием.

6. Для пород альбититовой формации строгая корреляционная связь наблюдается с вольфрамом, прямая пропорциональная – с хромом, никелем и кобальтом, отрицательная – со скандием, титаном и ванадием.

**РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО РЕКИ АРБЫНЬЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ***ГРОМОВА А. И., МАЛЮГИН А. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Россыпь р. Арбынья находится в юго-западной предгорной части ХМАО, в районе слияния с р. Манья – одной из крупных водных артерий территории юга Приполярного Урала и является одним из объектов добычи, прежде всего, платиноидов, составляющих около 90 % ценных компонентов. Поскольку основным компонентом россыпи являются минералы платиновой группы, которым исследователи уделили основное внимание, самородное золото почти не изучалось. Оно и стало объектом изучения.

Основной задачей исследований является выявление механизма формирования россыпи через изучение морфолого-гранулометрических характеристик золотин. При первичном просмотре монофракции было установлено большое количество (до 70 %) в ней золотин необычной – сковородковидной и тороидальной формы, обусловленной боковым наклепом частиц, вызываемым соударением с твердыми минералами при их совместной транспортировке. Считается, что подобные деформации частицы золота могут испытывать в двух случаях: при транспортировке и аккумуляции в прибрежной (прибойной) зоне крупных водоемов (Трушков, Избеков, 1975 ) или при перевевании и накоплении в эоловой (аэральная) обстановке (Филиппов, 1987; Филиппов, Никифоров, 1998), что было подтверждено экспериментально. Кроме того, по мнению некоторых исследователей, подобное «тороидальное» золото характерно для метаосадочных комплексов фундамента (Округин, Герасимов, 2007), а также в породах осадочного чехла древних платформ (Глухов и др., 2009; Лаломов и др., 2010; Осовецкий, 2012 – в печати).

Кластогенное золото из аллювиальных отложений низовьев р. Арбынья характеризуется в основном как мелкое и тонкое с доминированием классов крупности от 0,025 до 0,1 мм.

В морфологическом плане преобладает пластинчатое и чешуйчатое золото (рис.1), составляющее более 60 %. На комковидные выделения приходится около 20 %; часто присутствуют брусковидные (10 %) и кристалломорфные (5 %) зерна; изредка – каплевидные (1-2 %) частицы. При этом отмечается, что размер уплощенных золотин обычно больше, нежели изометричных – комковидных и кристаллов. Близкие значения гидравлической крупности изометричных и уплощенных частиц указывают на высокую степень сортировки золота в россыпи.



Рис.1. Внешний облик золота и платиноидов арбыньинской россыпи

Важной морфологической особенностью золота является сильная деформированность его первичного облика. Кроме высокой общей окатанности частиц, на их поверхности часто наблюдается грубая абразивная штриховка (как правило, однонаправленная), а края золотин подверглись изгибу и боковому наклепу. Деформацию испытали почти все изученные золотины, как уплощенные, так и объемные. Неоднократно наблюдались золотины, края

которых деформировались дважды и даже трижды, придавая золотинам облик «сэндвича» с налеганием более поздних краевых сгибов на ранее образованные, что, по-видимому, является следствием многократного переотложения золота при россыпеобразовании.

Значительное количество золотин, независимо от размерности, несет следы бокового наклепа с образованием характерных бортиков по краям частиц, придавая им вид «сковородкообразных» и даже «тороидальных» (рис. 2). По мнению авторов, первый тип таких «оковалков» образовался сравнительно недавно, поскольку и сами золотины и границы образовавшихся в результате наклепа бортиков выглядят резкими и угловатыми. Для тороидов, напротив, характерна закругленность валиков, а по внешнему контуру в результате истирания поверхность золотин приобретает блестящую поверхность, похожую на поверхность рудного золота, не испытавшего электрохимической коррозии. Вероятно, такое золото поступило в россыпеобразующую среду раньше «сковородковидного» и таким образом испытало большее деформирующее воздействие транспортирующей среды.

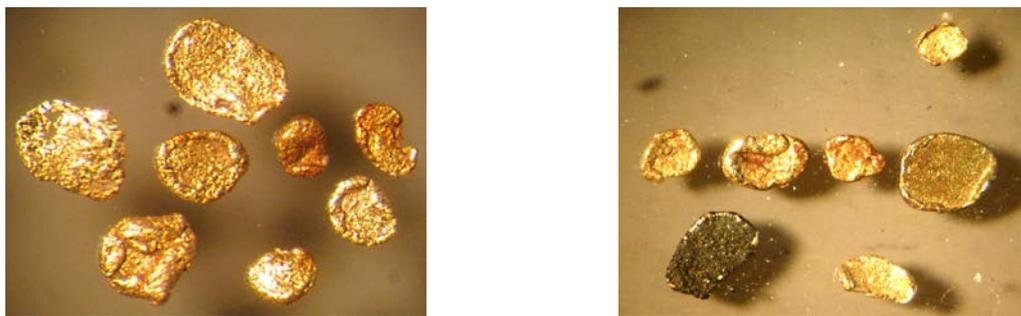


Рис. 2. Золото со следами наклепа, изгибом краев и гипергенными налетами гидроокислов железа:

слева – фракция 0,1-0,25 мм, справа – 0,5-1,0 мм

Следует также отметить, что около половины золотин частично или полностью покрыты пленками и налетами гидроокислов и окислов железа гипергенного происхождения коричнево-бурого и черного цвета, указывающими на пребывание золота в более древних осадочных отложениях, из которых они в результате размыва переотложились в аллювий более низкого геоморфологического уровня.

Включения сопутствующих минералов в золоте редки и представлены в двух случаях мелкозернистым прозрачным бесцветным кварцем и в одном зерне – магнетитом.

Цвет золотин преимущественно темно-желтый, что указывает на его высокую пробность. В небольшом количестве отмечается низкопробное светло-желтое золото и красновато-желтое – медистое (?). Коренные источники самородного золота в районе россыпи неизвестны, равно как и для платиноидов.

Приведенные характеристики золота – малая размерность частиц, их высокая степень окатанности и уплощенности, интенсивная деформированность золотин – свидетельствуют, с одной стороны, о подвижности металла и, как следствие, дальнем переносе от коренных источников, а с другой стороны – о многоэтапности процесса россыпеобразования с неоднократным переотложением золота. К такому же выводу пришли Е. В. Матвеева с соавторами (2007), изучавшие морфологические особенности платиноидов из Арбыньинской россыпи, отмечая при этом и повышенную окатанность материала и присутствие частиц-оковалков сковородкообразной формы.

Наиболее вероятным механизмом деформации, как для золота, так и для платиноидов из россыпей р. Арбынья, является перенос частиц мощным водным потоком и аккумуляцией вдоль береговой отмели в условиях волно-прибойной зоны, способствовавших наклепу краев, также переотложение золота и платиноидов, происходившее, по крайней мере, не менее чем в три раза при размыве промежуточных коллекторов – более древних золотоносных осадков, возможно не только аллювиальных, но и флювиогляциальных, озерных и даже морских (например, палеогеновых).

## МОРФОЛОГИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ШЛИХОВОЙ ПЛАТИНЫ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ КОСЬЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

ГОРБУНОВА М. А.

Производственный кооператив Артель старателей «Невьянский прииск»

Изучение морфологических параметров металла позволяет судить о близости коренного источника, а также о локальных участках его поступления в россыпь. Также эти сведения необходимы для обоснования рациональной системы разведки и технологии разработки месторождения.

Для рассмотрения данного вопроса автором изучен металл, полученный при бурении разведочных линий в нижнем течении реки Косья. Описана платина общей массой 1,5 г. Навеска содержала более 1000 зерен.

Буровые работы на участке проведены в 2009-2010 гг. подрядной организацией. Пробурено пять линий скважин колонкового бурения станком УРБ-4Т диаметром скважин 219-154 мм (внутренний). Полученный при промывке проб металл был автором расситован, взвешен и описан.

Гранулометрический состав шлиховой платины, определенный по данным отобранных проб колонкового бурения (2009-2010 гг.), представлен в таблице.

Гранулометрический состав шлиховой платины

Фракция, мм	-2,0+1,0		-1,0+0,5		-0,5+0,25		-0,25+0,1		-0,1		Всего Pt мг
	мг	%	мг	%	мг	%	мг	%	мг	%	
Линия 1	26	5,3	231,8	47,2	195,8	39,8	36,8	7,5	1,1	0,2	491,5
Линия 2	26,3	14	95,1	50,5	44,2	23,5	21,5	11,4	1,1	0,6	188,2
Линия 3	14	2,45	248,9	43,6	240,9	42,2	65,8	11,52	1,3	0,23	570,9
Линия 8	16,5	7,8	92,5	43,5	73,6	34,6	28,7	13,5	1,4	0,6	212,7
Линия 24	40,4	15,3	80	30,3	124	47	19	7,2	0,5	0,2	263,9
Итого:	95,8	6,3	690,6	45,6	565,9	37,4	155,2	10,3	5,4	0,4	1512,9

Средний размер зерен платины рассчитан с использованием формулы А. Г. Беккера (1970). Полученные данные отражены на графике. Средний размер зерна по всем линиям составит 0,52 мм. Как это видно из рисунка, отмечен определенный тренд к уменьшению размера зерен металла по течению реки.



Изменение среднего размера зерен платины (мм) по отдельным разведочным линиям –  
с юга (линия 2) на север (линия 24)

Шлиховая платина на участке нижнего течения р. Косья относится к средней степени крупности (III категория в соответствии с принятой на Урале Промышленной классификацией

крупности металла), а в отдельных случаях – к крупному классу. Количество металла класса -0,1 мм составила 0,4 %, класса +0,25 мм – 10,3 %, класс -1+0,25 мм – 83,0 %, класс -2,0+1,0 мм – 6,3 %.

Платина из россыпи р. Косья по облику светло-серая, серебристая, с ярко выраженным металлическим блеском. По данным прошлых лет, в низовьях долины р. Косья было встречено 11 самородков весом более 0,05 кг. Химический состав платины (Высоцкий Н. К., 1913), %: Pt – 82,17; Pd – 0,6; Ir – 3,23; Rh – 0,7; Os – 2,2; другие примеси составляют 11,1 %. Эти данные получили подтверждение при изучении состава платины (7 зерен) на электронном микроскопе JSM 6390 LV фирмы «JEOL» с энергодисперсионным спектрометром, %: Pt – 88,5; Pd – 0,5; Ru – 0,2; Rh – 0,5; Os – 0,7; Fe – 8,7; Cu – 0,9.

Из анализа приведенных данных можно утверждать, что по составу она соответствует изоферроплатине (так как количество платины в среднем составляет 88 %).

В целом шлиховая платина на участке нижнего течения р. Косья относится к среднему классу крупности (-0,5+0,25 и -1,0+0,5). Цвет платины серебристо-серый, реже темно-серый. Форма более 80 % зерен комковидная, средней и хорошей окатанности. Поверхность зерен с небольшими ямками и включениями минерала черного цвета, а также присутствуют пленки гидроксидов железа и золота. Изучение поверхности ряда зерен платины выполнено на сканирующем электронном микроскопе JSM 7500 F с увеличением от 100 до 14 тыс. раз. Исследования позволили отметить следующее:

- 1) в ряде зерен отмечено слоистое строение – от тонко- до грубослоистой структуры;
- 2) хорошо видны коверны, содержащие те или иные включения минералов;
- 3) отчетливо проявлены участки развития пленок железисто-марганцевого состава;
- 4) отмечены признаки переноса зерен, заключающиеся в развальцевании их краев и появлении борозд механической природы.

Описание металла по линиям свидетельствует о том, что для характеризуемого участка россыпи характерно постоянство в облике зерен. На всем протяжении преобладает комковидная форма выделений. Окатанность зерен также изменяется в близких пределах – от средней до хорошей, но доминирует средняя. Размер зерен составляет 0,3-0,8 мм (визуально), что соответствует среднему классу крупности.

Продольный профиль реки на данном отрезке равновесный при незначительном уклоне, что составляет 10 м на 1 км.

При исследовании изменения среднего содержания металла по линиям с юга на север установлены следующие значения, мг/м<sup>3</sup>: линия 2 – 62; линия 1 – 82; линия 3 – 179; линия 8 – 36; линия 24 – 55. Среднее содержание металла по линиям достаточно выдержанно, но возрастает в районе впадения в долину логов, что свидетельствует о дополнительном поступлении платины в россыпь. Эта же тенденция отмечена при анализе изменений линейного запаса по линиям (с юга на север), г: линия 2 – 164; линия 1 – 359; линия 3 – 713; линия 8 – 164; линия 24 – 261. Запасы металла возрастают в линиях, расположенных в непосредственной близости к местам дополнительного поступления платины (по логам).

Судя по результатам изучения металла и характеру его распределения, река как сама размывала коренные источники в теле дунитового массива, так и получала его из логов, берущих начало в центральной части массива. Данные по окатанности и размеру платины свидетельствуют, что металл был перенесен на незначительное расстояние.

В заключение отметим, что металл на данном участке реки имеет достаточно выдержанный морфологический спектр. Размер и окатанность зерен существенно не изменяются. Эти сведения позволяют утверждать, что россыпь можно обрабатывать стандартными техническими средствами, предусмотренными для данного типа месторождений, не предусматривать дополнительных средств для улавливания металла мелких и тонких фракций.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ РИОЛИТОВ СЕВЕРА УРАЛА

КУРЧАВОВ В. В.

ФГБОУ «Уральский государственный горный университет»

Кислые вулканы достаточно широко распространены на западном склоне Урала. Они прослеживаются на протяжении длительного отрезка времени от среднего рифея до позднего палеозоя, участвуя практически во всех тектонических циклах уральской складчатой системы. Вместе с тем нередко вулканы, входящие в состав различных комплексов, часто весьма схожи по минеральному составу и текстурно-структурным признакам, что создает трудности при их картировании. Поэтому приобретают повышенную важность аналитические данные, позволяющие выявить различия исследуемых пород и корректно отнести их к различным петрографическим подразделениям. Примерами того на Приполярном Урале являются саблегорский базальт-риолитовый (RF<sub>3</sub>-V<sub>1sb</sub>) и пожемский (λ<sub>6</sub>-O<sub>1</sub>) трахириолитовый комплексы [2]. Первый сформировался в коллизионной обстановке байкальского цикла и представлен экструзивными телами риолитов и фельзитов со значительным количеством пирокластики. Геотектоническая позиция пожемского комплекса отвечает континентальному рифтогенезу. Его породы приурочены к крупным разломам в докембрийских блоках, образуя вытянутые субвулканические тела с резко подчиненным развитием эффузивно-пирокластической фации.

Автором было проведено сравнение содержаний петрогенных и элементов-примесей в породах исследуемых комплексов, что позволило выявить некоторые различия. Вулканы пожемского комплекса отличаются от саблегорского повышенной калиевостью (6,7 % против 4,5 %) при невысоком содержании натрия (1,2 % против 2,7 %). Также обращает на себя внимание преобладание окисного железа над закисным в риолитах саблегорского комплекса, что, по-видимому, может объясняться приповерхностными условиями кристаллизации пород..

Проанализировано поведение лантаноидов на основе результатов количественного анализа ICP-MS. Редкоземельные элементы наименее подвижны при метасоматических и гипергенных процессах и поэтому отражают исходный состав магматического источника. Сходства в поведении РЗЭ выражены в резкой отрицательной европиевой аномалии, порядка  $Eu/Eu^* = 0,1-0,3$ , свидетельствующей о фракционировании исходной магмы, а также в значительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (около  $La/Yb = 4,3-8,2$ ), что свойственно коровым гранитоидам, образовавшимся в результате частичного плавления (рис. 1) [4].

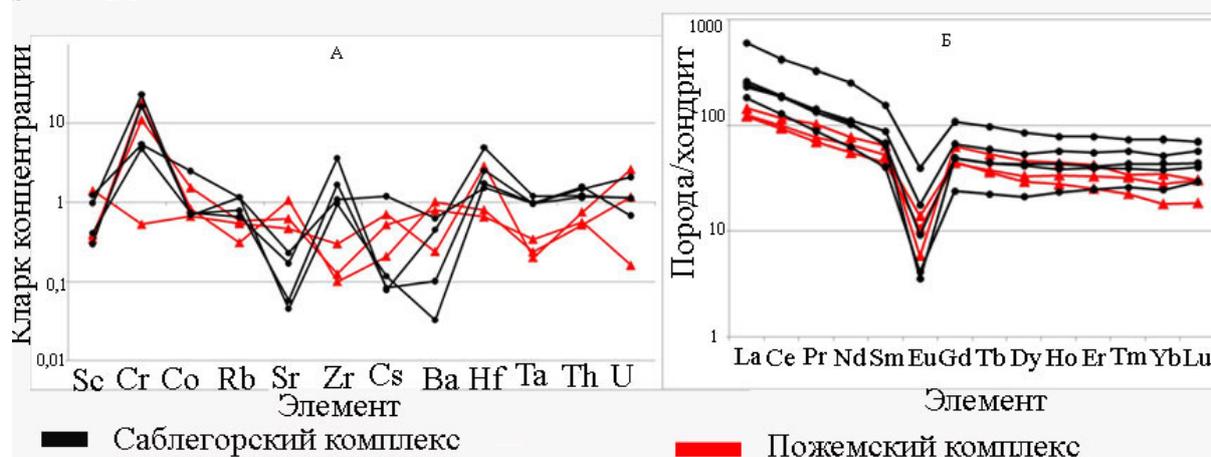


Рис. 1. Диаграмма распределения РЗЭ в породах исследуемых комплексов (А) и спайдер-диаграмма кларков концентраций элементов в породах исследуемых комплексов (Б)

Но заметны и некоторые различия. Так, раннепалеозойские риолиты обеднены легкими РЗЭ по сравнению с доуральскими, сумма редкоземельных элементов в породах саблегорского комплекса значительно выше, чем в пожемском ( $\Sigma TR$  290-320 г/т и 160 г/т соответственно). Последний показатель характеризует толщину континентальной коры, явившейся субстратом для выплавки магмы [1] и может свидетельствовать о рифтовых условиях формирования пород трахириолитовой формации. Обращает на себя внимание контрастное поведение высокозарядных элементов. При одинаковых концентрациях крупноионных элементов кислые вулканы саблегорского комплекса обогащены по сравнению с раннепалеозойскими такими высокозарядными элементами-примесями, как Zr, Hf, Ta и Th (рис. 1). Повышенные содержания данных элементов наблюдаются в генетической группе гранитов (риолитов) корового происхождения [3]. Так как источник магм рифтогенных формаций в основном мантийный, то полученные результаты подтверждают отнесение комплекса к формации континентального рифта. По величине отношения рублидия к стронцию пожемские риолиты уступают саблегорским (0,95 против 14,5), что также говорит о подкоровом источнике магмы.

Поведение радиоактивных элементов также имеет свои особенности. На диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов фигуративные точки образуют две отдельные области (рис. 2). Заметно, что саблегорские риолиты обладают недостатком тория ( $Th/U=1,5$ ) при значительном разбросе содержаний урана. Как в доуральских, так и в раннепалеозойских вулканитах распределение радиоактивных элементов подчиняется нормальному закону и характеризуется незначительными мерами рассеяния, что говорит об их первичном сингенетическом происхождении. Корреляция между U, Th и породообразующими оксидами в породах трахириолитовой формации отсутствует ( $N=23$ ). Для риолит-базальтовой формации характерны значимые положительные коэффициент корреляции между радиоактивными элементами, положительные между U и K, Th и Mn и отрицательный между U и Mg ( $N=21$ ).

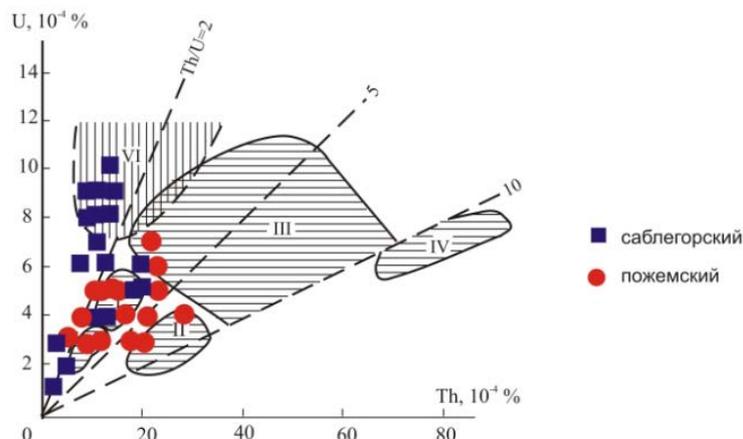


Рис. 2. Положение фигуративных точек пород исследуемых комплексов на диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов

Таким образом, различия в геодинамических условиях формирования кислых вулканитов находят свое отражение в геохимии и подтверждают их разделение на два комплекса. Геохимические данные могут быть в дальнейшем использованы для отнесения пород к саблегорскому или пожемскому комплексам.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997.
3. Пермяков Б. Н. Петрохимические типы палеозойских гранитоидов Ильменского антиклинория (Южный Урал). Екатеринбург-Миасс: Изд-во УрО РАН, 2002.
4. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Изд-во «Мир», 1975.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ДАЕК ЯЛЯХСКОГО ЩЁЛОЧНО ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

КУЗНЕЦОВ Д. В.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Полевыми работами Северной научно-исследовательской геологической экспедиции 2009-2010 годов в пределах Щучинского и Харбейского блоков были откартированы дайки трахидолеритов. Они установлены В. А. Душиным и В. С. Козьминым на руч. Костальбей, р. Мал. Сандибей и руч. Парноеган и отнесены к яляхскому ( $\tau\beta T_3\text{-}J,l$ ) щёлочно габбро-долеритовому комплексу [5, 6]. Плотность пород  $2,7 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость в среднем  $7500 \cdot 10^{-5}$  СИ, радиоактивность 11 мкр-ч.

Изучаемые трахидолериты имеют тёмно-зелёную окраску, мелкозернистую, скрытокристаллическую структуру и массивную текстуру. Обладают столбчатой отдельностью. Микроструктуры офитовая и гиалопилитовая, микрофенокристаллы принадлежат плагиоклазу и пироксену. Гиалопилитовые разности имеют следующий состав (%): микрофенокристаллы плагиоклаза 5, пироксена 5; основная масса, составляющая 90 %, состоит (%): из стекла – 30, пироксена – 25, плагиоклаза – 25 и титаномагнетита – 20. Трахидолериты с офитовой структурой состоят на 45 % из плагиоклаза, 45 % пироксена и 10 % магнетита.

Минеральный вид плагиоклаза, по изучению в шлифах угла симметричного угасания в полисинтетических двойниках по альбитовому закону, относится к лабрадору № 50-58 [4]. Представлен в породе в виде фенокристаллов размером 1-2 мм и лейстов, в среднем  $0,3 \times 0,05\text{-}0,1$  мм. Иногда образует крестообразные пересечения, наблюдается волнистое погасание. В полнокристаллических образцах, с офитовой структурой, имеет призматический облик, средний размер 2 мм. Исследованиями с помощью растрового электронного микроскопа (см. рисунок) выявлены лабрадор № 65 с рассчитанной кристаллохимической формулой [2]  $\text{Ca}_{0,42}\text{Na}_{0,46}\text{Fe}_{0,03}\text{K}_{0,02}\text{Al}_{1,31}\text{Si}_{2,44}\text{O}_{8,30}$  и битовнит № 72  $\text{Ca}_{0,51}\text{Na}_{0,39}\text{Fe}_{0,03}\text{K}_{0,01}\text{Al}_{1,39}\text{Si}_{2,37}\text{O}_{8,29}$ .

В шлифах выявлен пироксен двух минеральных видов диопсид и авгит. Диопсид имеет сечения размером  $0,4 \times 0,2$  мм, короткопризматические зёрна. Угол погасания  $42^\circ$ . Авгит образует микрофенокристаллы длинно- и короткопризматической формы. Размер продолговатых сечений  $0,2\text{-}0,6$  мм, поперечных в среднем  $0,1$  мм. Псевдотетрагональные формы поперечных разрезов. Угол погасания  $37^\circ$ . С помощью РЭМ также определён авгит  $\text{Mg}_{0,81}\text{Ca}_{0,47}\text{Fe}_{0,44}\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,17}\text{O}_{6,19}$  и гиперстен  $\text{Mg}_{0,62}\text{Fe}_{0,22}\text{Ca}_{0,04}\text{Si}_{0,92}\text{Al}_{0,05}\text{O}_{3,14}$ .

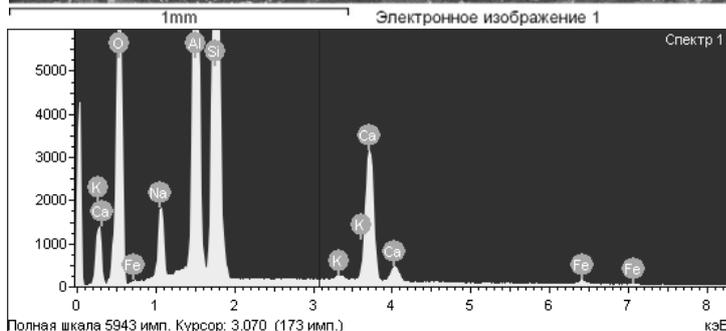
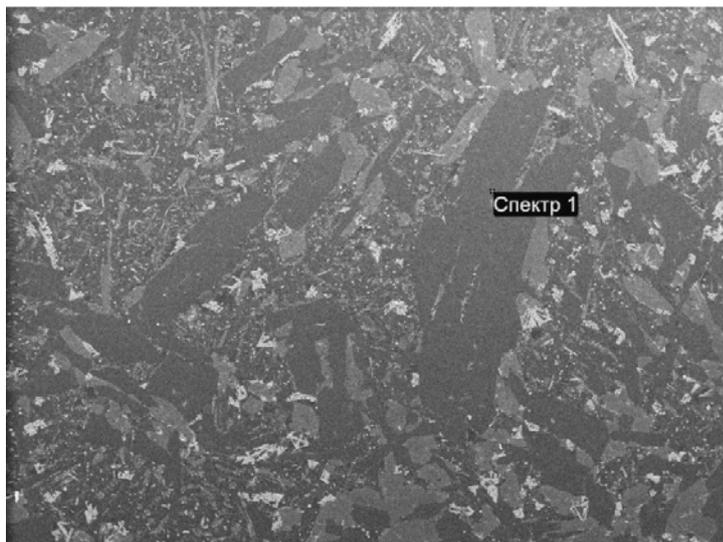
Магнетит имеет округлые, неровные и продолговатые сечения, по форме близкие к прямоугольным, размером в среднем  $0,1\text{-}0,2$  мм. Также образует обильные, перекрещивающиеся маргариты, размером  $0,02 \times 0,1$  мм. Под РЭМ определён как титаномагнетит  $\text{Fe}_{1,71}\text{Ti}_{0,42}\text{O}_{4,51}$ .

Основная масса состоит из коричнево-бурого стекла и беспорядочно рассеянных в нём микролитов плагиоклаза и пироксена.

Второстепенными минералами в полнокристаллических трахидолеритах, составляющими до 1 % в породе, являются биотит и роговая обманка. При изучении шлифов и протолок были выявлены такие акцессорные минералы как пирит, рутил, корунд. Это свежие кайнотипные породы, без каких-либо существенных изменений.

На TAS-диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  фигуративные точки изучаемых пород попали в область базальтов и долеритов. По характеристикам геохимического спектра породы делятся на две группы. Породы полностью раскристаллизованные имеют надкларковые концентрации таких элементов, как Be, Ge, Te, Re, Os, Ir, Au, Bi, и группы тяжелых. Вторая группа, породы которой имеют гиалопилитовую структуру, также содержит в надкларковых концентрациях группу тяжёлых РЗЭ – La, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Tm, Yb, а также Be, Ag, Pd, Cs, Re, Ir, Au, Bi, Hg.

Анализируя график РЗЭ, нормированных к хондриту, можно сказать, что для трахидолеритов яляхского комплекса характерно преобладание легких элементов над тяжелыми.



Электронное изображение шлифа на растровом электронном микроскопе (вверху) и получаемый энерго-дисперсионный рентгеновский спектр плагиоклаза (внизу) [1]

Для выяснения геодинамической природы изучаемых пород применялись диаграммы Дж. Пирса и Дж. Канна [3]. На части диаграмм (Ti–Zr–Y и Th–Hf–Ta) фигуративные точки попали в область известково-щелочных базальтов, близко к границе с областью внутриплитных базальтов. На других диаграммах (Fe<sub>общ</sub>-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O) фигуративные точки расположились в области внутриплитных базальтов, на диаграмме Ti/Cr-Ni породы идентифицируются как толеитовые базальты зон спрединга.

Судя по минеральному составу, петрографии и петрохимии исследуемых образцов, можно сказать, что данные породы являются трахидолеритами и относятся к внутриплитным базальтам континентальной зоны спрединга.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии / Рид С. Дж. Б. – М.: Техносфера, 2008. 232 с.
2. Малахов И. А. Расчёт формул минералов и использование их типохимизма для выявления генетической природы и формационной принадлежности пород: учеб. пособие. Екатеринбург: УГГГА, 2002. 228 с.
3. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие / Е.В. Скляров и др.; Под ред. Е. В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
4. Трёгер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов: справочник. Пер. с нем. М.: Недра, 1980. 208 с. Пер. изд. ФРГ, 1971.
5. Душин В. А. Внутриплитный магматизм и минерагения северной части Уральского орогена // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: СО АН РФ, 2003.
6. Душин В. А. Некоторые особенности геологии и эндогенной минерагении мезозойского этапа на Урале // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. IX Чтение А. А. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003.

## ОСОБЕННОСТИ ВОДОРΟΣЛЕВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ИНЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БЕЛОРЕЦКИЙ РАЙОН РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН)

*ХАБИБУЛЛИН Р. В.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Инзерское месторождение водорослевых известняков расположено в Республике Башкортостан в Белорецком районе, в 10 км северо-западнее от станции Инзер Южно-Уральской железной дороги и в 6 км от пос. Инзер, по шоссе Белорецк-Кармаскалы. Месторождение было выявлено в 1980 г. и изучалось геологами ОАО «Диор» (Сергеев В. И., Голота В. В.). В геологическом строении месторождения принимают участие рифейские отложения бедярышской подсвиты зильмердакской свиты и нижней подсвиты катавской свиты. Полезная толща водорослевых известняков залегает в нижней части катавской свиты и представляет собой биостромовый и биогермный горизонт мощностью до 50 м. Водорослевые известняки подстилаются полосчатыми алевропелитами, зеленовато-серыми мергелями и перекрываются грубослоистыми «струйчатыми» мергелями сургучно-красного цвета.

Продуктивный горизонт представлен микрозернистыми крепкими органогенными известняками, массивной текстуры со скорлуповатым или ступенчатым изломом. В полезной толще водорослевых известняков выделяются три разновидности: известняки красновато-коричневых оттенков, известняки розовато-серых тонов и известняки зеленовато-серые. Эти три разновидности имеют множество переходных разновидностей с нечеткими границами и содержанием глинисто-пелитового материала. Известняки зеленоватых оттенков характеризуются малым содержанием пелитового материала. Красновато-коричневые разновидности известняков более мергелистые и содержат значительное количество пелитового материала.

Результаты микроскопических исследований показали, что в минеральном составе водорослевых известняков преобладает кальцит, слагающий основную ткань породы. На фоне тонкозернистой массы наблюдаются прожилки перекристаллизованного кальцита с нерезкими постепенными границами. Рентгеноструктурные исследования (аналитик Н. Г. Сапожникова, УНЦ ФГиГ УГГУ) подтверждают данные микроскопических исследований: известняки сложены кальцитом иногда с незначительным содержанием марганца реликтами кварца.

Известняк на месторождении представляет один декоративный вид. Основной фон складывается из двух цветов: сургучно-красный и зеленовато-серый, разновидности представлены многочисленными оттенками этих цветов. При насыщенном светлом фоне и четком рисунке строматолитовых построек, известняки высокодекоративные. Наличие прожилков кальцита белого цвета не влияет отрицательно на декоративность камня.

Водорослевые известняки Инзерского месторождения относятся к декоративным и могут быть использованы как материал для облицовки интерьеров, стен зданий и сооружений, а также в сфере ритуальных услуг; мелкие плиты могут применяться для изготовления поделок-сувениров и предметов культурно-бытового назначения.

В то же время результаты лабораторно-технологических испытаний показали, что водорослевые известняки Инзерского месторождения по физико-механическим показателям пригодны для производства облицовочных изделий для полов и лестниц.

## СРАВНЕНИЕ МИНЕРАЛОГИИ ПРОЯВЛЕНИЙ РУБИНОВ В МРАМОРАХ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

ТОМИЛИНА А. В.<sup>1</sup>, СИВКОВ М. Н.<sup>1</sup>, ХРАМОВ А. А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

<sup>2</sup>ФГБУН «Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН»

В 1979 году прошлого столетия рубиновая минерализация была выявлена в мраморах Кочкарского метаморфического комплекса на Южном Урале. На основании обширного фактического материала по рубиноносным объектам данного метаморфического комплекса А. Ю. Кисиным были разработаны принципы регионального прогнозирования рубиновой минерализации в мраморах [2]. Региональные признаки выделяют следующие критерии: приуроченность к карбонатным породам верхнего структурного этажа гнейсово-мигматитовых комплексов (по терминологии Г. А. Кейльмана [1]), широкое распространение карбонатных пород, развитие в гнейсово-мигматитовых комплексах полей миароловых пегматитов с драгоценными камнями переходной редкометально-хрусталеносной субформации. Данные признаки себя хорошо зарекомендовали и позволили ученому прогнозировать и обнаружить рубины в Мурзинско-Адуйском, Джабык-Карагайском и Суундукском метаморфических комплексах. Данный факт позволяет говорить об уральской рубиноносной провинции.

По-иному обстоит дело с локальными признаками прогнозирования, позволяющими в пределах потенциально рубиноносных комплексов выделять отдельные участки. По данному вопросу А. Ю. Кисин наметил круг частных задач, решение которых, возможно, позволит разработать принципы локального прогноза. Из намеченных задач приведем следующие: роль метаморфизма карбонатных пород; роль флюидов при перекристаллизации известняков или иных карбонатных пород; роль содержания магния в мраморах (рубинсодержащие мраморы содержат MgO от 0,1 до нескольких процентов); роль зараженности сероводородом мраморов при рубинообразовании; роль мощности мраморной толщи, при залегании среди силикатных пород (критическая мощность оценена приблизительно в 10 м на примере Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса).

Решение данной задачи авторы считают целесообразным начать с сопоставления и обобщения минералогии рубиноносных объектов (см. таблицу), в том числе и в свете последних полученных данных [4], что, возможно, даст ключ к выявлению условий, достаточных для процесса рубинообразования.

Для достижения поставленной цели проведено петрографическое описание шлифов и сбор данных из библиографических источников. Для сравнения на данном этапе изучения были взяты материалы по Липовскому, Кучинскому, Потемкинскому, Андрее-Юльевскому и Светлинскому участкам. Каменный материал был собран Томилиной Аленой в карьерах № 4 и № 8 Липовского месторождения из зоны рубиновой минерализации и ее ближайшего окружения, а также был изучен первичный материал из фондов Института геологии и геохимии УрО РАН.

В результате проделанной работы\* можно заключить, что минералогия изученных участков в целом сходна. Некоторые минералы, вероятно, были не выявлены в силу неполной изученности участков и неполноты исследуемого материала, что авторы и планируют восполнить в будущем. Тем не менее, такие минералы как пирротин и рутил были выявлены на всех участках рубиновой минерализации, а такие минералы как графит, турмалин, хромсодержащий мусковит, тремолит, диопсид и пирит были выявлены на большинстве исследуемых участков. Данный факт может указывать на схожесть обстановки формирования исследованных пород.

---

\* Работа выполнена в рамках проекта Президиума РАН 12-П-5-2015 «Разработка теоретических основ формирования руд благородных, цветных, редких, черных металлов и драгоценных камней с целью оптимизации поисково-оценочного комплекса на эти виды сырья в Уральском регионе»

Сводная таблица по минералогии рубиноносных участков Урала

Минерал	1	2	3	4	5	6
Розовая шпинель		+				
Пирит	+	+	+	+		+
Диопсид	+	+	+	+		+
Паргасит		+		+		+
Тремолит	+	+	+	+		+
Флогопит	+	+	+			
Мусковит	+	+		+	+	+
Рутил	+	+	+	+	+	+
Турмалин	+	+	+	+		+
Ангидрит		+	+			
Графит	+	+		+	+	+
Форстерит	+	+	+			
Хлорит	+	+				
Гранат	+	+		+		+
Пирротин	+	+	+	+	+	+
Флюорит		+	+			
Самородная сера		+	+			
Норбернгит		+				

Примечание: 1 – Липовский участок; 2 – Кучинский участок; 3 – Светлинский участок; 4 – Андрее-Юльевский участок; 5 – Потемкинский участок; 6 – Еленинский участок. Знаком «+» обозначено наличие минерала на проявлении.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.
2. Кисин А. Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: 1991. 130 с.
3. Кисин А. Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости: дис. ... доктора геол.-минерал. наук. Пермь, 2009. 454 с. (Рукопись).
4. Томилина А. В., Сивков М. Н., Храмов А. А. К минералогии мраморов Липовского месторождения силикатных никелевых руд (Режевской минералогический заказник) // Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2012. Вып. 15. С. 128-134.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ПРОЯВЛЕНИЯ МАН-9 (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*КОЛГАНОВ Е. Р.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Проявление МАН-9 отнесено к формации железистых кварцитов. Оно расположено на восточном склоне Приполярного Урала, в 32 км юго-западной от пос. Приполярный (Ханты-Маньсийский АО), в верховьях рек Маньняйс и Укью и приурочено к аэромагнитной аномалии интенсивностью до 3000 нТл. В геологическом отношении проявление находится в восточном экзоконтакте гранитного массива Мань-Хамбо среди осадочно-метаморфических пород маньхобеинской свиты (RF<sub>1</sub>?mh) и локализовано в зоне глубинных разломов субмеридионального направления, где проявлены метасоматиты формации редкометальных апогранитных альбититов. Магнетитовое оруденение развито в альбит-хлорит-серицит-кварцевых сланцах и грейзеноподобных метасоматитах по ним. Рудная минерализация носит прожилково-вкрапленный и массивный характер. Магнетит размером 0,007-0,2 мм образует прожилки и шпировидные скопления в серицит-кварцевых сланцах (метасоматитических вторичных кварцитах?). Тонкие идиоморфные включения магнетита часто присутствуют в кварце, полевых шпатах, сериците, амфиболе, эпидоте, редко (до 0,1 %) встречаются: ильменит, халькопирит, шеелит, циркон, ортит, апатит, флюорит. Технологическими исследованиями установлена возможность получения качественного железного концентрата с содержанием Fe – 71,0 %, пригодного для производства губчатого железа, которое затем используется в качественной металлургии (электропечь, порошковая металлургия и т.д.). (Душин В. А. и др., 2011)

Работами последних лет в железных рудах проявления МАН-9 отмечено высокое содержание радиоактивных редких металлов  $\sum \text{Ln} + \text{Y} - 456$  г/т, Cs - 365 г/т, Th – 36 г/т, U – 3,5 г/т, Nb – 31 г/т, Au – 0,057 г/т [2].

Наиболее мощные зоны магнетитового оруденения приурочены к синклиналим структурам субмеридионального простирания, выполненным отложениями верхней части маньхамбовской свиты, смятыми в дисгармоничные складки. Параметры рудных тел небольшие: мощность 3-5 м, протяженность по падению первые сотни метров; форма линзовидно-пластообразная, залегание согласное с вмещающими породами. Рудные тела сложены чередующимися плейчататыми прослоями (мощность от первых десятков сантиметров) слабо сланцеватых железистых кварцитов (богатых руд) и биотитовых плагиогнейсов с убогой тонкозернистой вкрапленностью магнетита, массовые доли которых практически равны. Руды характеризуются полосчатой, микроплейчатой, участками сланцеватой текстурой и разнозернистой, тонко-мелкозернистой, участками порфиروبластовой структурой [3].

С целью определения редкоземельных и редкометалльных элементов был проведено минералогическое описание протолок (раздробленной и промытой породы) руды по существующей методике [4], под бинокулярным микроскопом.

Магнитная фракция представлена большей своей частью обломками породы с магнетитом, самостоятельно зерна магнетита без сколов с другими породами встречались редко. Также в эту фракцию в небольшом количестве попали минералы, не характерные для неё, в силу своей магнитности, магнетит захватил с собой кварц, слюды, хлорит, пирит. Были обнаружены и окисленные разновидности пирита, которые могут приобретать магнитные свойства и попадать в электромагнитные и магнитные фракции.

Электромагнитная фракция представлена в основном ортитом (92 %). Размер зерен 0,5-1,1 мм. После дробления ортит образует зерна неправильной угловатой формы с неровным изломом, смоляно-черного цвета, с полуметаллическим блеском, просвечивающий в краях зеленовато-бурым цветом. Черта бесцветная. Блеск полуметаллический, сильный смоляной. Имеет неровную, изъеденную поверхность, в углублениях которой сохраняются охристые или бурые вторичные изменения. Спаянность неясная. Хрупок, раздавливается с хрустом.

Амфибол (3 %). Размер зерен 0,2-0,5 мм. Образует удлиненно-призматические зерна неправильной формы. Цвет черный. Блеск стеклянный. Прослеживается спайность в виде грубой вертикальной штриховки на гранях по удлинению зерна. Излом неровный, на концах зерна имеют неправильный «дошчатый» или занозистый излом. При раздавливании зерна образуются тонкие игольчатые или пластинчатые обломки ясного зеленого цвета.

Сфен (1 %). Размер зерен около 0,1 мм. После дробления сфен даёт осколки в виде остроугольных неправильных зерен с неровным или слабо раковистым изломом, со стеклянным, жирным блеском. Цвет желтый. Спаянность не наблюдается.

Также в иммерсионных препаратах по оптическим константам были выявлены единичные зерна гематита, граната.

В тяжелой неэлектромагнитной фракции выявлен в основном пирит (78 %). Размер зерен 0,1-1 мм. Цвет светло-желтый, латунно-желтый. Наблюдаются зерна с пестрой побегалостью и красновато-желто-бурой пленкой гидроокислов железа. Так как образец был раздроблен, пирит дает угловатые зерна неправильной формы с неровным или раковистым изломом, сильным металлическим блеском на свежем изломе. Черта и порошок черный.

Апатит (10 %). Размер зерен 0,1-0,6 мм. В измельченной руде апатит находится в виде осколков неправильной формы с неровным, раковистым изломом. Бесцветен, прозрачный. Блеск стеклянный. Хрупкий. Спайность не наблюдается.

Шеелит (10 %). Размер зерен 0,1-0,5 мм. В дробленной руде наблюдаются зерна неправильной формы. Цвет бесцветный, белый. Матовый, жирный блеск.

Молибденит (5 %). Размер зерен 0,2-0,6 мм. Хорошо определяется по свинцово-серому цвету с едва уловимым голубоватым оттенком, жирноватому металлическому блеску. Форма зерен в виде листоватых пластинок неправильной формы. Поверхность чешуек неровная, ямчатая, листовато-ступенчатая. При слабом нажиме иглой расплющивается в тонкие блестящие чешуйки. В тонких листочках очень гибкий.

Также в иммерсионных препаратах по оптическим константам были выявлены единичные зерна халькопирита, рутила.

В легкой фракции преобладает кварц (94 %). Размер зерен 0,1-1 мм. Бесцветный. Блеск стеклянный. Прозрачен. При дроблении дает угловатые зерна неправильной формы с неровным полураковистым или занозистым изломом. Высокая твердость. Спайность отсутствует.

В небольшом процентном соотношении также присутствуют слюды (биотит, мусковит) и хлорит, выявленные по чешуйчатой или пластичной форме, совершенной спайности и способности при раздавливании расщепляться по спайности параллельно пинакoidу, плагиоклазу, с зернами белого цвета, неправильной формы с неровным изломом.

Из выявленных минералов накопителем редкоземельных и редкометалльных элементов является ортит, в нем могут обнаруживаться окислы  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Y}_2\text{O}_3$ , иногда  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ ,  $\text{ThO}_2$ ,  $\text{BeO}$ . [1]

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии: учеб. пособие, 2-е издание., испр. и доп. М.: КДУ, 2010. 736 с.
2. Душин В. А., Козьмин В. С., Бурмако П. Л. [и др.]. Минерально-сырьевой потенциал редкоземельных металлов Маньхембовского блока (Приполярный Урал) // Известия вузов. Горный журнал. 2012. № 2. С. 178-183.
3. Файнштейн Г. Г. Прогнозная оценка качества магнетитового сырья методами технологической минералогии на ранних стадиях геологического изучения рудопроявлений (на примере объектов Приполярного и Среднего Урала): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., ФГУП «ВИМС», 2009. 24 с.
4. Чуева М. Н. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Госгеолиздат, 1950. 180 с.

## СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГОРОБЛАГОДАТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ИНДИКАТОР ФИЗИКО- ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДЫ

*КУЗНЕЦОВ А. Ж.*

ФГБУН «Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН»

Все скарново-магнетитовые месторождения Урала содержат сульфидную минерализацию, к которой приурочены, имеющие промышленные значение, золото, серебро, медь, кобальт. Сульфиды представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, иногда кобальтином. В незначительных количествах встречаются сфалерит, галенит, марказит; еще реже – блеклые руды, борнит, арсенопирит, кубанит [1].

В пределах Гороблагодатского месторождения сульфидная минерализация встречается в скарнах и в магнетитовых рудах, а также во вмещающих вулканогенно-осадочных породах. Представлена она пиритом, халькопиритом, сфалеритом и пирротином. Другие серосодержащие минералы имеют ограниченное развитие. Распределение сульфидов исключительно неравномерно, но с общей закономерностью, выраженной в повышение их количества в удалении от Кушвинского сиенитового интрузива [2].

Наибольшим распространением, среди выше отмеченных сульфидов, пользуется пирит. Судя по его взаимоотношениям с другими минералами, он устойчив в разных ассоциациях и является индикатором изменений физико-химических условий среды.

Отметим три основных ассоциации: халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая, пирротин-пиритовая.

В ассоциации с халькопиритом пирит образует скопления в форме линз и слоев. Как и линзы, слоистость в рудах совпадает с ориентировкой наложения вмещающих вулканогенно-осадочных пород, подтверждая представления о первично вулканогенно-осадочном формировании магнетитовых залежей. Слойки имеют выдержанную мощность, нечеткие очертания, придавая руде соответствующий текстурный рисунок с переходами от сульфидно-магнетитовых к магнетитовым рудам, что указывает на закономерную смену обстановки накопления руды, на постепенное изменение pH и Eh среды в бассейне рудоотложения [3].

В сплошных рудах встречается пирит в ассоциации сфалеритом (рис. 1). Такие агрегаты образуют сростки, напоминающие структуры распада твердых растворов, где сфалерит в форме «эмульсионных» включений размещен среди пиритового матрикса.

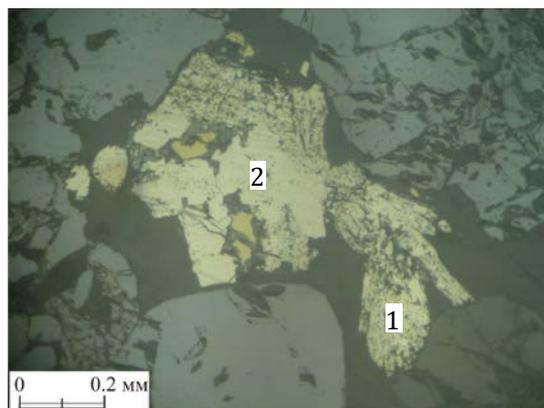


Рис. 1. Сноповидные скопления вытянутых зерен пирита с включениями сфалерита. Гороблагодатское месторождение, карьер «Центральный». Обр. 360 г:

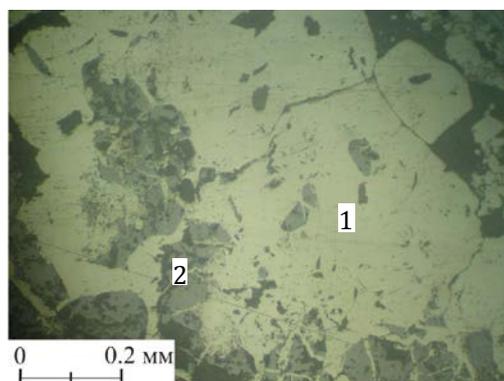
Зерна пирита вытянутой формы с тонкими включениями сфалерита (1), напоминающими структуры распада твердых растворов. В центре фото – перекристаллизованный пирит с включениями зерен сфалерита и халькопирита (2)

В рудах, где среди магнетита встречаются гнезда эпидот-хлоритового состава, такого рода (пирит-сфалеритовые) агрегаты перекристаллизуются с выделением самостоятельных зерен. Здесь же в виде зерен или эмульсионных включений в сфалерите встречается халькопирит. Образование структур распада твердых растворов различного состава обусловлено, по мнению П. Рамдора [4], термальным метаморфизмом. П. Рамдором экспериментально установлено, что при нагревании природных руд и при последующем медленном понижении температуры происходит распад твердого раствора.

Пирит в ассоциации с пирротинном обнаружен в пространственной связи с дайками сиенит-порфиоров и микросиенитов. Вблизи контактов даек с магнетитовыми рудами, установлено, что пирит или полностью отсутствует, или претерпел существенные преобразования с переотложением его на удалении. Переотложенный пирит имеет шестоватую форму с включениями пирротина. Можно предположить, что наблюдаемая зональность в пространстве от даек и Кушвинского сиенитового интрузива к периферии обусловлено, вероятно, температурным градиентом и сменой обстановки среды [2].

При проявлении хрупкой деформации в рудах, сульфидная минерализация локализуется по плоскостям скольжения трещин. Представлена она исключительно пирритом, агрегаты которого характеризуются многочисленными включениями магнетита, часто с признаками растворения последнего и образования «теневых» структур (рис. 2).

Рис. 2. Агрегат пирита (1) с включениями магнетита (2) и признаками растворения последнего, с образованием «теневых» структур. Гороблагодатское месторождение, карьер «Центральный». Обр. 324 б



Таким образом, сульфидная минерализация несет информацию не только о возможной природе образования магнетитовых руд Гороблагодатского месторождения, но и данные, о преобразованиях на уровне контактового и регионального метаморфизма.

По комплексу диагностических признаков (форме и условиям залегания, структурным особенностям) для каждого этапа формирования месторождения можно выделить несколько генераций сульфидов сингенетических и эпигенетических процессам рудообразования:

- хемогенно-осадочные с прерывистым и непрерывным характером накопления; (вулканогенно-осадочный этап)
- термального метаморфизма (этап контактового и регионального метаморфизма)
- ассимилированные магматические (интрузивный этап).

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Геология СССР. Том XII. Полезные ископаемые. / Под. ред. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1973. 632 с.
2. Кузнецов А.Ж. Пиритовая минерализация в рудах Гороблагодатского железорудного месторождения на Среднем Урале // Металлогения древних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах: Материалы Девятой научной студенческой школы. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 136-139.
3. Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966. 290 с.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростание. М.: Недра, 1962. 1132 с.

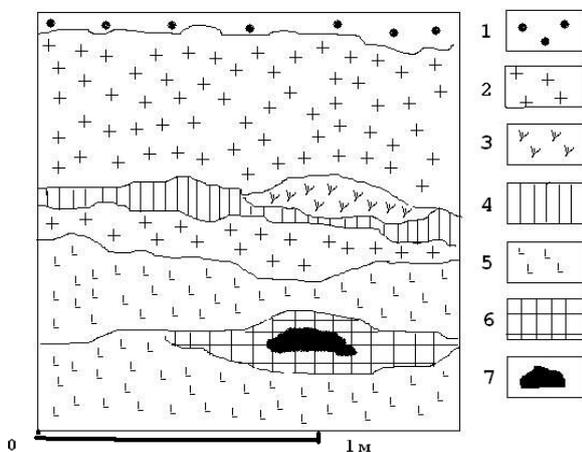
## ГРАНИТНЫЙ ПЕГМАТИТ С АКЦЕССОРНЫМ ХРИЗОБЕРИЛЛОМ ИЗ КАРЬЕРА № 6 ЛИПОВСКОГО СИЛИКАТНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*ХАНИН Д. А.<sup>1</sup>, ЗАХАРОВ А. В.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

<sup>2</sup>ФГБУН «Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН»

Хризоберилл на Липовском месторождении силикатного никеля был обнаружен в гранитных пегматитах и частично изучен В. И. Кайновым в конце прошлого века [1]. Нами акцессорный хризоберилл обнаружен в пегматитовой жиле при зачистке уступа юго-западного борта карьера № 6. Жила прослеживается на расстояние 50 м, параллельно борту карьера, мощность её колеблется от 2 до 2,5 м. Жила пологопадающая с углом падения 15-20 градусов на юго-запад. Строение жилы – зональное (см. рисунок). Верхняя часть пегматитового тела сложена аплитом, мощностью до 0,5 м. Состав преимущественно плагиоклаз-кварцевый с незначительным содержанием слюды. Постепенно аплитовая зона сменяется двуполевошпатовым пегматитом, содержащим также незначительное количество слюды, размер зерен слюды нередко превышает 1 см. Здесь также наблюдаются крупные до 20 мм зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В пегматите встречаются небольшие линзы, состоящие из «ельчатых» агрегатов слюды. Пегматит далее сменяется зоной аплита, но более угнетенной, по сравнению с верхней частью. Мощность его составляет 10-15 см. Центральная часть сложена графическим пегматитом с большим содержанием крупных кристаллов граната до 1 см. Форма кристаллов граната преимущественно тетрагонтриоктаэдр. Ближе к центральной части встречаются отдельные зерна хризоберилла салатного цвета. Мощность графической зоны достигает одного метра. Под слюдяными гнездами в массе графического пегматита наблюдаются почти мономинеральные скопления мелкозернистого альбита, с врастающим в него мусковитом. Форма таких скоплений – линзовидная, часто с выположенной нижней частью. Размер их пропорционален размеру слюдяных гнезд, расположенных выше. Контакт альбитовой зоны и графического пегматита прослеживается кристаллами граната, которые располагаются небольшими пунктирными цепочками. Окраска их при этом более темная, нежели в графической зоне. В центральной части многих альбитовых образований наблюдаются кварцевые ядра, размером до 15 см в поперечнике. Они сложны дымчатым кварцем с включениями кристаллов хризоберилла, реже совместно с аквамаринном и исключительно редко только с одним аквамаринном (из 20 ядер только 1 содержало исключительно аквамарин и располагалось выше остальных).



Схематическое строение верхней части  
пегматитовой жилы «Хризоберилловая»:

1 – почвенный покров; 2 – аплит; 3 – слюдяное ядро; 4 – пегматит без графики; 5 – графический пегматит; 6 – скопления альбита; 7 – кварцевое ядро

Ниже лежит зона графического пегматита, мощностью до 0,5 м. Она сменяется кварцевыми линзами, разьединенными пегматитом или небольшими слюдяными оторочками. На контакте с флогопитовой оторочкой наблюдаются кристаллы черного турмалина, длиной до 10 см. Ниже идет зона слюдитов мощностью от 5 до 15 см, в ней попадаются отдельные хорошо образованные кристаллы турмалина, размером не более 2-3 см. Подстилает все это зона, состоящая из антофиллита и халцедона. Антофиллит образует отдельные расщепленные агрегаты или иголки, врастающие в кварц.

Хризоберилл в описанных выше участках наблюдался в виде редких идиоморфных кристаллов, двойников и незакономерных сростков. Максимальный размер кристаллов достигал 25 мм. Преимущественно кристаллы хризоберилла характеризуются уплощенным или призматическим габитусом. Наиболее развитыми гранями у кристаллов являются грани пинакоида  $a\{100\}$  за счет, которого кристаллы приобретают уплощенный облик. Развитие граней призм придаёт кристаллам призматический габитус. Помимо отдельных кристаллов также были распространены уплощенные двойники, размером так же около 20 мм. Рентгенометрическое исследование кристаллов хризоберилла (ДРОН-2.0, УГГУ, аналитик Ханин Д.А) показало полное сходство межплоскостных расстояний (4.01, 3.24, 2.56, 2.26, 2.09, 2.08, 1.619 Å) и параметров элементарной ячейки с эталоном хризоберилла из картотеки ASTM (card 11-448). Хризоберилл является типоморфным минералом для определения условий минералообразования. Из-за особенностей своего химического состава минерал является индикатором повышенной глинозёмистости и относительно низкой кремнекислотности в системе [3].

Помимо хризоберилла в жиле также были установлены акцессорный колумбит и выделения вторичного литиофорита. Колумбит был встречен в одном из кварцевых ядер. Размер зерна составлял 3 мм. Литиофорит встречается во всем объеме пегматитового тела в виде отдельных землистых масс, нарастающих на зёрна полевого шпата. Размер таких выделений обычно не превышает 1-2 мм. Блеск матовый. Цвет синева-чёрный, черта серовато-бурая при растирании желтеет. Рентгенометрическое исследование литиофорита (УРС 0.5, УГГУ, аналитик Ханин Д. А.) показало полное сходство межплоскостных расстояний (9.39, 4.72, 3.12, 2.37, 2.03, 1.879, 1.576, 1.447, 1.389 Å) и параметров элементарной ячейки с эталоном литиофорита из картотеки ASTM (card 16-364). Точная диагностика минерала затруднительна из-за сложности определения лития. Это является первой находкой литиофорита для Липовского месторождения [2], и его изучение необходимо продолжить.

Таким образом, на Липовском жильном поле нами обнаружено еще одно пегматитовое тело с акцессорным хризобериллом. Попутно установлен новый минерал для данного объекта – литиофорит. Наиболее эффектный образец с кристаллами хризоберилла был передан нами в экспозицию музея Режевского природно-минералогического заказника.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды. Миасс-Екатеринбург. 2000. Ч. 1. 312 с.
2. Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды. Миасс-Екатеринбург. 2007. Ч. 2. 288 с.
3. Шпанов Е. П. Хризоберилл // Типоморфизм минералов: справочник. 1989. С. 501-504.

## О ВОЗРАСТЕ ХАРТМАНЮШОРСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

*ДЁМИНА Л. А., САДАКОВ Г. В., ЧЕСКИДОВ П. С.*  
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Хартманюшорский разлом проходит вдоль долины одноименного ручья и относится к серии северо-восточных разрывных нарушений, образующих структурный рисунок крупного Яршор-Лаптаюганского тектонического блока. Блок выделяется специфической металлогенией. В его пределах установлен ряд проявлений золоторудной, молибденовой и редкометальной минерализации.

В зоне разлома были выполнены детальные геологические исследования: картирование старого щебёночного карьера в левом борту, документация опорного разреза, обнаженного в среднем течении ручья в склоне левого берега, а также анализ массовых замеров мелкой трещиноватости, развитой в гипербазитах и вмещающих их породах.

Разлом проходит в породах лаптаюганской свиты раннего протерозоя, сложенной гнейсами и амфиболитами, в значительной степени мигматитизированными. Метаморфическую полосчатость пород он пересекает под острым углом.

Ориентировка полосчатости в мигматитах в целом субмеридиональная. Толща смята в мелкие островершинные складки с крутым падением крыльев и с северо-восточной ориентировкой осей.

Хартманюшорский разлом является магмовыводящим и долгоживущим, о чем свидетельствует разный возраст сопряженных с ним магматических комплексов. Среди них выделяются гранитоиды позднедевонско-раннекаменноугольного полярноуральского комплекса и гипербазиты хартманюшорского комплекса, возраст которых на сегодняшний день остается дискуссионным. Одни исследователи относят его к рифейскому минисейшорскому комплексу, другие, в том числе В. А. Душин, считают его аналогом ордовикского ампельшорского комплекса.

Ориентировка трещин кливажа, интенсивно развитых в разрезе ручья, показывает, что разлом имеет крутое восточное падение под углом 60-70°. Выход тел гранитоидов древнего евьюганского комплекса в правом берегу ручья и их отсутствие в левом берегу позволяет предположить, что правый борт долины является относительно приподнятым, а левый, соответственно, опущенным. Этот факт говорит о том, что вертикальная составляющая смещений по разлому носит сбросовый характер (висячий правый борт опущен).

О направлении горизонтальных смещений также можно судить по расположению магматических тел в зоне разлома. Выходы гипербазитов в долине ручья образуют две компактные группы, обнажающиеся по разным берегам. При этом правобережная группа располагается севернее левобережной. С учетом вскрытых разрезом мелких тел в левом борту, смещение составляет порядка 5 км.

Дайка гранитов полярноуральского комплекса, разорванная разломом, картируется на правом берегу ручья на расстоянии 4,5 км от своей левобережной части.

Эти явления указывают на смещение по типу правого сдвига с амплитудой 4,5-5 км.

Таким образом, по кинематическому типу основных направлений движения Хартманюшорский разлом является правым сдвиго-сбросом.

Однако известно, что долгоживущие и неоднократно активизировавшиеся нарушения испытывают в своей геологической истории разнонаправленные смещения. Как правило, при ослаблении напряжений начинают действовать силы упругости, и в породах наблюдается явление релаксации – возникают движения, по направлению обратные первоначальным. Детали геологической истории разрывных структур позволяет реставрировать анализ мелкой трещиноватости горных пород.

Замеры трещин выполнялись на трех станциях. Одна из них располагалась в крупном коренном скальном выходе апоперидотитовых серпентинитов в правом берегу ручья, две другие – во вмещающих их биотитовых гнейсах на разных берегах.

Замеры анализировались с помощью круговых диаграмм по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана.

Вначале на диаграммах были оконтурены полюса плотности трещиноватости. Расположение полюсов позволяет определить основные плоскости смещения и направление осей тектонических деформаций.

Реставрация плана тектонических деформаций показала по всем трем станциям запад-северо-западную ориентировку оси сжатия и, соответственно, север-северо-восточную – оси растяжения. Такой характер силового поля отражает уральское (субмеридиональное) структурное направление и говорит об ордовикском возрасте хартманюшорского комплекса гипербазитов.

Для определения кинематики разлома на круговых диаграммах были отстроены полюса мощности трещин. Смещение на диаграммах полюсов мощности относительно полюсов плотности трещиноватости по азимуту падения отражает направление движений по трещинам в плане, а по углу падения – в разрезе. Анализ этих перемещений позволяет судить о кинематике разлома.

На левом берегу ручья, в гнейсах, удаленных от гипербазитовых тел, расположение полюсов основных систем трещин полностью соответствует установленному по геологии района кинематическому типу – правый сдвиг-сброс. На правом берегу ручья, как в серпентинитах, так и во вмещающих их гнейсах, преобладают обратные направления – левый сдвиг-взброс.

Отсюда следует вывод о том, что внедрение ультраосновных пластин происходит на позднем этапе становления разлома. Действительно, в момент максимального сжатия проникновение магмы затруднено, но при ослаблении напряжений, при релаксации, разлом становится магмовыводящим.

Таким образом, проведенные исследования показали, что Хартманюшорский разлом – глубинная долгоживущая магмовыводящая структура уральского заложения.

Простирается разлом субмеридиональное (аз.  $30^\circ$ ), падение восточное под углом  $60-70^\circ$ . По преобладающему направлению смещений он относится к правому сдвиго-сбросу с горизонтальной амплитудой 4,5-5 км.

Формирование разлома сопровождалось внедрением пластин альпинотипных гипербазитов разных размеров (от первых десятков метров до 1 км). Пластины имеют зональное строение и выполнены базит-гипербазитовой ассоциацией пород.

В конце палеозоя в связи с коллизионными процессами произошла активизация разлома, о чем говорит внедрение молодых гранитов позднедевонско-раннекаменноугольного поляруральского комплекса.

Заложение Хартманюшорской ветви и серии субпараллельных ей нарушений привело к образованию золото-молибден-редкометального Яршор-Лаптаюганского блока.

## ГАЗЕТИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ

*БАЯРТСАЙХАН Д., РЫБАЛКО В. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Газетинский массив расположен на Среднем Урале в 55 км от г. Екатеринбурга в юго-восточном направлении. Название данного массива претерпело изменение. Первоначально он значился в геологической литературе под названием «Коллоткинский». Впоследствии он получил название «Газетинский» от егерского пункта «Газета».

Массив в плане имеет перевёрнутую трапецевидную форму площадью около 110 кв. км. Вмещающие породы представлены силурийскими образованиями коллоткинской свиты с линзовидными телами гипербазитов в восточном экзоконтакте данного интрузива. Западный и южный контакты имеют тектонический характер. Обнаженность района – плохая. На дневной поверхности массив имеет двухгорбовое строение, разделяющиеся в средней части линейной впадиной, заболоченной с реликтовыми озёрами. Здесь производилась в прошлом веке добыча торфа.

Планомерное изучение массива начато Уральской экспедицией Академии наук с сотрудниками Уральского геологического управления с 1939 по 1943 год. Результаты исследований были опубликованы в 1947 году (автор Б. М. Куплетский). В монографии [2] приведены данные по петрографии и химическому составу горных пород, в том числе по редкометалльному оруденению нескольких гранитоидных массивов. Уже в тот период имелась информация о «Изумрудных копиях» в районе Газетинского массива, хотя местонахождения их оставалось неопределённым.

Дальнейшее изучение интрузивных тел продолжалось при составлении Государственных геологических карт масштаба 1: 200 000 (первого и второго поколения). В этот период были составлены карты полезных ископаемых, где нашли отражения новые рудопроявления, в том числе минералов группы бериллов [1]. Газетинский массив на этих картах выглядит как безрудный объект.

Для получения дополнительной информации был выбран Газетинский гранитоидный массив, где проведены полевые работы с отбором образцов и проб. В дальнейшем произведены лабораторные исследования, сбор и анализ информации по данным предыдущих исследователей. Благоприятным фактором для получения информации послужило наличие двух новых карьеров, условно называемых «Западным» и «Восточным». На основе полученных данных были сделаны следующие выводы.

1. Двухфазное (гранодиорит-гранитное) формирование массива не соответствует фактическому материалу. Породы, похожие на гранодиориты, имеют изменчивый состав вплоть до слюдитов. Неоднородность пород доказана самими авторами. Эти породы (псевдогранодиориты) распространены на значительной части массива, но масштабы их незначительные. Данные образования вероятнее всего являются продуктами гибридизма и контаминации.

2. Газетинский гранитоидный массив сложен набором пород кислого состава, что подтверждается химическими анализами (содержание кремнезёма 74-76 %). Наиболее ранними (основными) породами являются мелкозернистые светло-серые, розовато-серые граниты с мелкочешуйчатым строением. Кроме биотита в породах содержится мусковит, плагиоклаз ряда альбит-олигоклаз, микроклин с решетчатым погасанием. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, гранатом, магнетитом, рутилом. Характерно присутствие не типичных акцессориев – это флюорит, турмалин, корунд, кордиерит.

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  точки составов пород попадают в поле лейкогранитов. Отношение  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  близкое к единице (1,1-1,3).

В западном карьере отчётливо видно, что аляскитовые граниты имеют инъекционные контакты с биотитовыми гранитами, а пегматиты завершают становление массива. Причём минеральный состав их идентичен, отличие заключается в структурно-текстурных

особенностях. Для перечисленных пород типичными признаками являются наличие микроклин-пертитов, мирмекитов, антипертитов.

3. Строение Газетинского массива имеет сложную морфологию. По интерпретации гравиметровых данных, он имеет характер асимметричного лакколита с крутопадающим мощностью около 5 км «стволом» в юго-восточном эндоконтакте и постепенным выполаживанием в западном и северном направлениях. Остаётся добавить, что в массиве имеет место микротектоника. В обоих карьерах наблюдались «прорывы» в биотитовых гранитах – т. е. подводящие каналы с вертикальными стенками, преобразующимися в субгоризонтальный пакет лейкогранитов с пегматитами. Крутопадающие тела пегматитов отмечались в керне при разведке на Восточном объекте. Кроме того, пегматитовые тела в массиве имеют разноориентированные простирания и даже пересекают друг друга. Можно предполагать, что на завершающей стадии магматизма сложилась взрывная обстановка, превратившая массив в лакколитоподобную гипербрекчию.

4. В отношении полезных ископаемых, связанных с Газетинским массивом, необходимо рассматривать его как крупнейшее месторождение строительных материалов [3]. Ныне в больших масштабах производится добыча гранитов на Восточном карьере (Северогазетинское месторождение). Верхняя часть разрезов, затронутых выветриванием, представлена плитчатыми гранитами (плитняками), пока разрабатываемыми кустарным способом. Мощность полезного горизонта варьирует от 0,7 до 13 м (в среднем 3,92 м).

Материалов для прогноза рудных ископаемых мало. Была сделана попытка о сугубо предварительном прогнозе на данное сырьё. С этой целью были рассмотрены материалы приближенно-спектрального анализа из проб, отобранных при разведке Восточного карьера, и проб из Западного (законсервированного) месторождения. В пробах из обоих карьеров установлено повышенное содержание молибдена (кларки концентраций 4,6-6,8), меди (кк = 1,6-6,3), хрома (кк=2,2-10,5), свинца (кк=1,7-2,4). Учитывая наличие молибденового проявления на восточном эндоконтакте Газетинского массива, наиболее перспективными являются медно-молибденовые руды.

#### **БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Кузовков Т. Г. Карта полезных ископаемых и закономерности их размещения. Серия Среднеуральская. Лист О – 41 – XXXII. Изд-е второе. Екатеринбург, 1999.
2. Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометалльное оруденение. М., 1947.
3. Тарасенко В. А. Дипломная работа на тему «Разведочные работы на строительный камень на Северогазетинском участке». Екатеринбург, 2009.

## БАЗАЛЬТЫ РЕСПУБЛИКИ АЛТАЙ: ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

РАЗВА О. С.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Изученная территория располагается в центральной части Горного Алтая, в пределах Бийско-Катунской структурно-формационной зоны (СФЗ), характеризующейся очень сложным геологическим строением. На территории района работ преимущественно развиты осадочные и вулканогенные породы. Последние представлены базальтами чемальской ( $C_{1cm}$ ), манжерокской ( $C_{1mn}$ ), усть-семиной ( $C_{2us}$ ), саганской ( $D2sg$ ) свит. Почти все они испытали существенные изменения после своего формирования в течение геологической истории [1].

Внешне базальты массивные, с чёрной окраской и зеленоватым оттенком. Базальты имеют разнообразные структуры: афировые, мелко- и среднезернистые, порфиоровые, также могут иметь тонкозернистую, местами скрытокристаллическую, равномернозернистую структуру. Текстура базальтов – в основном плотная, реже пористая, кристаллы не видны невооруженным глазом. Преобладают порфиоровые и афировые базальты. Встречаются как массивные, так и миндалекаменные разновидности. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом. Порфиоровые вкрапленники представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Вкрапленники клинопироксена достигают 0,3-1,0 мм в диаметре, бесцветные, плеохроизм не отмечается. Оливин, пироксен и вулканическое стекло частично или полностью замещены хлоритом и эпидотом, а плагиоклаз часто альбитизирован. Основная масса состоит из клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и имеет структуру от мелкопорфировой до интерсертальной. Хотя базальты чаще всего изменены постмагматическими процессами и содержат большое количество вторичных минералов, таких как эпидот, хлорит и альбит, их первичная магматическая структура сохранилась достаточно хорошо. Рудные минералы, в основном, присутствуют в виде аксессуарных фаз.

С целью выявления возможности идентификации разновозрастных базальтов по геохимическим данным, нами был проведен дискриминантный анализ результатов рентгенофлуоресцентного исследования образцов пород. Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) выполнен на установке Inнов-X50, предназначенной для экспрессных исследований элементного состава пород в полевых и лабораторных условиях. Наиболее информативными признаны элементы Cu, Bi, Te, Ti, Zn, Ba, As, Sb, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, B, V, распределение которых в базальтах и использовано при дискриминантном анализе.

Дискриминантный анализ выполнен в программе Statistica фирмы Soft. Оптимальным в данном случае нам представляется анализ *канонических корреляций* (функции будут независимыми или *ортогональными*). Анализ *канонических корреляций* определяет последовательно канонические *корни* и функции. Из рис. 1 видно, что по результатам дискриминантного анализа разновозрастные базальты статистически надежно разделяются на 3 группы в координатах многомерных канонических переменных «Корень 1» и «Корень 2».

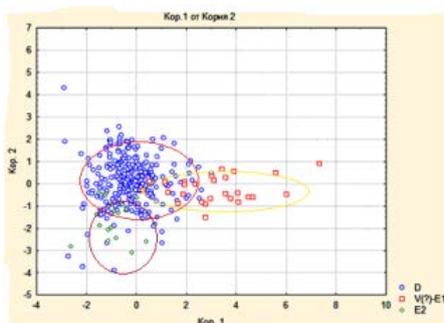


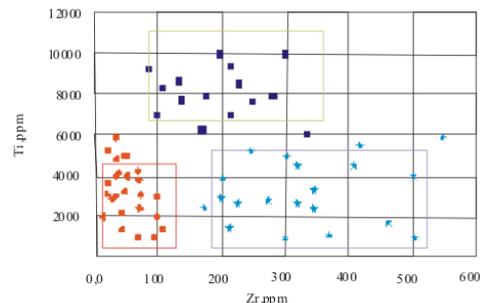
Рис. 1. Дискриминантный анализ

Достаточно определенные выводы о геодинамических обстановках формирования базальтов можно сделать, используя известные дискриминационные диаграммы. Например, на диаграмме Ti-Zr изученные базальты отчетливо разделяются на 3 группы. Первая группа тяготеет к области базальтов типа OIB (внутриплитные океанические базальты), для которых характерны ассоциация с кремнисто-карбонатными брекчированными отложениями склоновых фаций, а также

обогащение титаном и ниобием. Вторая группа относится к типу островных дуг IAB, здесь распределение элементов типично для базальтоидов субдукционных обстановок, а именно - минимумы нормированных концентраций Th, Nb, Ta, Zr, Hf и Ti и максимумы – Ba, K, Pb и Sr. Базальты 3 группы относятся к типу MORB, они образовались в обстановке срединно-океанического рифта, что подтверждается их ассоциацией с пелагическими, тонкозернистыми терригенными и кремнистыми осадками, наличием дайкового комплекса, как правило, низкими содержаниями Ti [3].

Рис. 2. Дискриминантные диаграммы Ti-Zr для базальтов:

красный кант – IAB, желтый кант – MORB, синий кант – OIB.  
Круглые значки – базальты V(?)–С<sub>1</sub>, квадратные – базальты С<sub>2</sub>,  
звездочки – базальты D<sub>2</sub>



Внутриплитные океанические базальты (OIB) отличаются от базальтов океанических рифтов (MORB) большей обогащенностью редкоземельными элементами и микроэлементами, а также значительно большей изменчивостью изотопного и микроэлементного составов. Если рифтовые базальты считаются образцами обедненной и однородной верхней мантии, оставшейся после длительной экстракции континентального материала ранней Земли, то базальты океанических островов требуют меньшего уровня частичного плавления в глубинных астеносферных зонах выплавления, с менее обедненным (но неоднородным) мантийным источником [2]. Большое количество подводных гор были сформированы около срединно-океанических спрединговых центров и несут в себе признаки слегка обогащенных базальтов срединно-океанических рифтов (MORB). Другая группа океанических островов сформирована как часть островных дуг (IAB) на надвинутых плитах «океан – океан» зон субдукции [3].

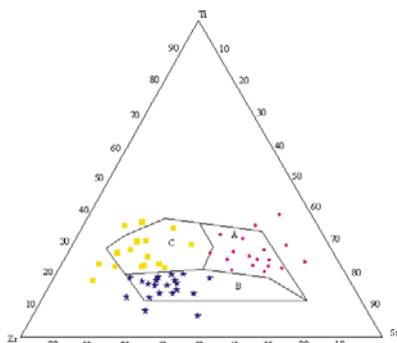


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Ti-Zr-Sr:

A – островодужные базальты С<sub>1</sub>; B – известково-щелочные базальты С<sub>2</sub>; C – базальты срединно-океанических хребтов D<sub>2</sub>

На дискриминационной диаграмме Ti-Zr-Sr изученные базальты также разделились на 3 группы, относящиеся к различным геодинамическим обстановкам (рис. 3).

Таким образом, по геохимическим данным достаточно надежно реставрируются геодинамические обстановки образования базальтов на данной территории: OIB – чемальская (С<sub>1cm</sub>), манжерокская (С<sub>1mn</sub>) свиты; MORB – саганская (D<sub>2sg</sub>), IAB – усть-семиинская (С<sub>2us</sub>) свиты. С помощью дискриминантного анализа и дискриминационных диаграмм можно судить о распространении базальтов в пространстве и отнесении их к определенным свитам. Используя экспрессный РФА-анализатор, такой анализ можно проводить непосредственно в полевых условиях.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Буслов М. М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. С. 89-94.
2. Гусев Н. И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 32-54.
3. Сляров Е. В., Гладкогуб Д. П. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет инжиниринг. 2001. С. 76-88.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ РАЗВЕДКИ И ЭКСПЛУАТАЦИИ НА БЕРЕЗОВСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗА ПЕРИОД С 1976 ПО 2009 ГОДЫ

*УТОЧКИНА Н. В.<sup>1</sup>, ЗЕНКОВ В. Г.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

<sup>2</sup>ООО «Березовское рудоуправление»

Сопоставление данных разведки и эксплуатации необходимо для составления ТЭО при разработке разведочных кондиций для любого освоенного месторождения. По Березовскому золоторудному месторождению первое сопоставление было проведено в 1974 году при генеральном пересчете запасов и разработке постоянных разведочных кондиций. В 2002 году очередное сопоставление было связано с разработкой временных эксплуатационных кондиций на 2003-2007 годы. Отклонения показателей в среднем были в пределах допустимых для месторождений 3-й группы с запасами категории С<sub>1</sub>.

Основными недостатками предыдущих сопоставлений были: общий характер сопоставлений, что не позволяло применять полученные результаты к конкретным рудным телам; отсутствовали схемы расположения сопоставляемых блоков (этажей); не представлялись табличные и графические материалы с анализом отклонений по блокам, сгруппированных по тем или иным признакам (например, по системам отработки); отсутствовали итоговые результаты анализа по рудному телу и месторождению в целом; не выяснялись причины наибольших отклонений того или иного показателя, а также высоких значений разубоживания и потерь [1].

В 2011 г. при разработке ТЭО постоянных разведочных кондиций во исполнение решения ГКЗ МПР РФ (протокол № 132 к от 27.06.2003 г.) было проведено сопоставление данных разведки и эксплуатации за период с 1976 по 2009 гг. В анализе участвовало 119 геологических блоков по 7 основным дайкам месторождения. Доля добычи из этих блоков составила 77,6 % к добытым запасам в целом по месторождению. Для анализа результатов сопоставления были проанализированы геологические характеристики запасов на 1.01.1976 г. и на 1.01.2010 г. (с учетом эксплуатации). Основные геологические показатели практически не изменились. Средняя мощность рудных тел составила соответственно 9,4 и 9,5 м, среднее содержание – 2,03 и 2,18 г/т, горизонтальный запас – 50,0 и 50,3 г/м<sup>2</sup>. Для анализов результатов сопоставления рассматривались горно-геологические условия: системы отработки, глубина отработки и высота блоков по разведке и подсчет запасов [2].

По системам отработки этажно-камерная оказалась более эффективной, нежели системы с магазинированием руды. С 1988 г. системы с магазинированием уже не применяются. По глубине отработки отклонения качественных показателей (мощности тел, среднего содержания) на меньших глубинах (средневзвешенная глубина 276 м) несколько меньше, чем на больших (492 м). То же самое касается потерь и разубоживания. По высоте блоков отклонения показателей, а также потерь и разубоживания, в пользу блоков высотой 50 м по сравнению с блоками высотой 100 м.

Отошедшие коэффициенты по основным показателям приведены в таблице (по дайкам: в числителе – от-до, в знаменателе – в среднем) [3].

Отошедшие коэффициенты по параметрам рудных тел, потери и разубоживание за период 1976-2009 гг.

Рудные тела	Количество блоков	Параметры и показатели						
		руда	золото	площадь	мощность	сред, содержание	потери, %	разубоживание, %
Дайки	119	0,98-1,44 1,20	0,92-1,34 1,21	0,99-1,44 1,20	0,87-1,07 1,01	0,98-1,14 1,08	4,7-24,9 17,4	9,8-34,0 15,7
Красичные жилы	5	1,26	0,88	1,20	1,35	0,63	0,84	13,7

Постоянный переотход среднего содержания объясняется тем, что опробование производится селективно: отдельно кварцевые жилы и вмещающие их березиты. К тому же березиты опробуются не бороздовым, а точечным способом. Как выяснилось, фактическое содержание золота в березитах вдвое выше содержания, определенного по точечным пробам.

В целом по всем параметрам и показателям отклонения не превышают допустимых погрешностей для запасов категории С\ (Кузьмин, 1967, Крейтер, 1969), что позволяет сделать следующие выводы:

- Запасы, подсчитанные по данным разведки, близки фактическим;
- Потери и разубоживание находятся в пределах расчетных, согласованных с соответствующими органами:
- Наблюдается четкая тенденция снижения со временем потерь и разубоживания;
- По всем рудным телам наблюдаются положительные коэффициенты по среднему содержанию золота;
- Применяемая методика разведки и подсчета запасов вполне соответствует данному объекту.

Рекомендации, направленные на повышение достоверности разведочных данных:

- вести сплошное (сквозное) опробование даек бороздовым способом (включая кварцевые жилы и вмещающие их березиты), так как дайки Березовского месторождения фактически представляют собой линейный штокверк;
- при разведке и подсчете запасов принимать оптимальную высоту геологического блока в 50 м.

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кокорин Н. П., Борисов А. Н. [и др.]. Отчет об оценочных работах на рудное золото «красичным» жилам на флангах Березовского месторождения. В. Пышма, 2005.
2. Маслов В. В., Высоцкая Т. А. Инструкция по геологической документации и опробованию горных выработок и буровых скважин на Березовском золоторудном месторождении. В. Пышма, 1960.
3. Энтин М. Л., Иванов А. Г. Временные требования к сопоставлению данных разведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых. М., 1986.

## ТИПИЗАЦИЯ ТЕКСТУР ПЛАСТА Ю<sub>1</sub><sup>1-2</sup> НА ПРИМЕРЕ СКВ. 14 КАЗАНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*ЧЕРДАНЦЕВА Д. А.*

Национальный исследовательский Томский политехнический университет.  
Институт природных ресурсов

В юго-восточных районах Западной Сибири наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют отложения горизонта Ю<sub>1</sub> васюганской свиты, с которыми здесь связано большинство открытых месторождений нефти и газа.

В настоящее время изученность территорий, на которых развита классическая васюганская свита, настолько высока, что практически не остается шансов на открытие крупных и средних месторождений нефти и газа, связанных с антиклинальными структурами. По мере возрастания дефицита нефтепоисковых объектов все большее внимание исследователей обращается к периферийным частям Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, запасы нефти на которых, хотя и не сопоставимы с запасами центральной части бассейна, представляют несомненный интерес для воспроизводства минерально-сырьевой базы региона [3].

Согласно нефтегазоносному районированию Казанское месторождение расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и входит в состав Васюганской нефтегазоносной области. Разведанные запасы газа на месторождении приурочены к пластам Ю<sub>1</sub><sup>1-2</sup> (с нефтяной оторочкой) и Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> горизонта Ю<sub>1</sub> васюганской свиты.

Автором изучались 16 образцов пород из скважины 14 (рис.) пластов Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> с глубиной отбора керна 2481,3-2511,2 м.

Отложения пластов представлены средне-мелкозернистыми светло-серыми песчаниками, преимущественно хорошо сортированными со степенью окатанности зерен от 0,2-0,5 (по У. Крамбейну и Л. Слоссу). Песчаники сложены зернами кварца (60-75 %) и полевых шпатов (включая кпш и плагиоклазы – до 15-35 %), реже встречаются обломки кварцитов, метаандезитов, метабазальтов, серицит- и кварц-серицитовых сланцев (до 10-15 %). В количестве первых процентов фиксируются пластинки мусковита, частично замещенные хлоритом. Цемент песчаных пород (5-30 %) пленочный, поровый закрытого и открытого типа глинистый, глинисто-гидрослюдистый, каолинистый, хлоритовый; коррозионный, базальный карбонатный. Песчаники чередуются в разрезе с алевролитами мелкозернистыми серыми. В породах часто наблюдаются тонкие прослои углистого, глинистого и сидеритового материала.

Выделения типов и видов текстур и слоистости пород опирались на труды [1, 2]. Изучение текстурных особенностей пород скв. 14 позволило провести их типизацию.

Текстуры:

1. Неслоистая: однородная (массивная) и узловатая (включение линзочек глинистого материала толщиной до 3мм в средне-мелкозернистых песчаниках);

2. Неяснослоистая: градационная (изменение гранулометрического состава зерен в песчанике);

3. Нарушенная (частично) со следами жизнедеятельности (иллоеды и корневища);

Слоистость:

4. Косо-волнистая слабосрезанная и флазерная (подчеркивается включениями углистого вещества в алевролитовых прослоях в песчаниках);

5. Линзовидная (линзовидно-волнистая) слабо- и сильносмещенная (обусловлена наличием углисто-глинистых включений);

6. Пологоволнистая непараллельная сильносмещенная (чередование песчаных и алевролитовых слоев);

7. Горизонтальная неравномерная (неоднородная) (подчеркивается наличием углистого вещества в тонких прослойках алевролитового материала в мелкозернистых песчаниках).

Следует отметить, что встречаются однородные или микрослоистые песчаники, но чаще отмечаются с прослоями углисто-глинистого материала или линзочками глинистого вещества.

Алевролиты серые с характерной пологоволнистой, реже линзовидно-волнистой и градационной слоистостью, обусловленной чередованием песчаного и глинистого материала. Толщина отдельных слоев достигает 1-1,5 см. Часто наблюдаются конкреции и стяжения пирита диаметром до 2 мм. В песчаниках и алевролитах встречаются прослои углистого вещества темно-серого до черного (мощностью до 1 см), слоистость часто нарушена биотурбацией (ходы роющих организмов).

а) Обр. 14-1. Фрагмент однородной массивной текстуры мелко-среднезернистого песчаника;

б) Обр. 14-3. Фрагмент неравномерной горизонтальной слоистости в песчанике, слоистость подчеркивается включениями углистого материала;

в) Обр. 14-5. Фрагмент неяснослоистой текстуры песчаника с углистыми включениями;

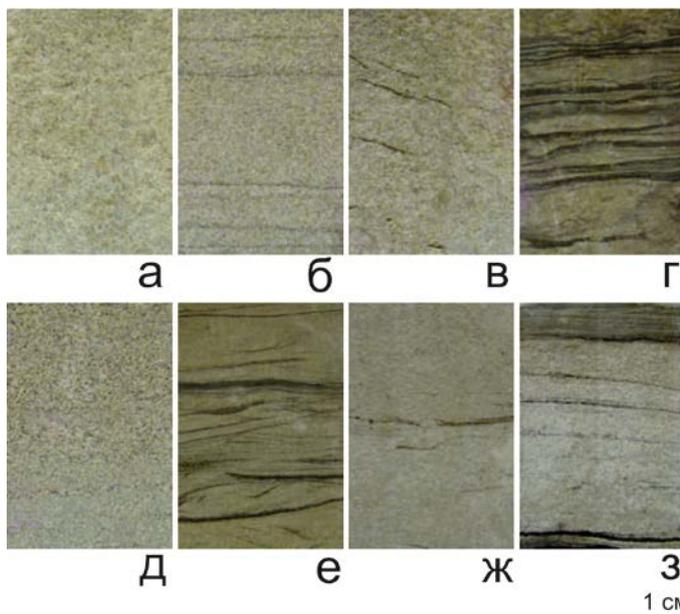
г) Обр. 14-7. Фрагмент пологоволнистой непараллельной сильносмещенной слоистости алевропесчаника;

д) Обр. 14-10. Фрагмент градационной слоистости средне-мелкозернистого песчаника;

е) Обр. 14-14. Фрагмент косоволнистой слоистости в песчанике, обусловленной наличием углисто-глинистых включений;

ж) Обр. 14-15. Фрагмент неяснослоистой текстуры мелкозернистого песчаника с горизонтальными включениями углистого вещества и стяжениями пирита;

з) Обр. 14-16. Фрагмент пологоволнистой слоистости в песчанике с углистыми включениями.



Вышеперечисленные структурно-текстурные характеристики пород указывают на наличие в разрезе двух обстановок осадконакопления: континентальной и прибрежно-шельфовой (переходной). Для юрской седиментации характерны открытые внутриконтинентальные озера, служившие приемным водоемом для транзитного кластического материала. Так, в скв. 14 континентальные отложения представлены алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, по-видимому, озерной подгруппой макрофазией отложений открытых озерных водоемов.

Накопление же средне-мелкозернистых песчаников с хорошей сортировкой материала и повышенным содержанием карбоната, по-видимому, происходило в условиях прибрежно-шельфового осадконакопления в зонах заливно-лагунного побережья и полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья. Под бассейном здесь понимается обширный пресноводный внутриконтинентальный водоем с выровненным дном и глубинами до первых десятков метров. Следует отметить, что юрские внутри(эпи)континентальные «моря-озера» имели конфигурацию замкнутых или полузамкнутых водоемов и отложения их по сути не имеют актуалистических аналогов. В принципе это вызвано специфическими и более «благоприятными» для осадконакопления условиями, в полной мере присущими юрской эпохе [1].

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеев В. П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
2. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Труды Геологического института, вып. 59. М.: АН СССР, 1962. 543 с.
3. Конторович В. А., Калинина Л. М. Условия формирования и модель геологического строения келловей-оксфордских отложений в зоне замещения морских отложений континентальными (на примере Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления) // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 2-3.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЗАПОЛЯРНОЙ СВИТЫ (ПЛАСТЫ БУ<sub>10-11</sub>, БУ<sub>15</sub><sup>1</sup>, БУ<sub>15</sub><sup>2</sup>) ПЯКЯХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*ХОЛМОГОРОВА М. С.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Гранулометрический анализ является одним из важнейших методов изучения осадочных пород. Его результаты обработки данных позволяют получить характеристику зернового состава, без которой невозможно правильно дать название породы, а также несут в себе ценную информацию об условиях формирования и локализации изучаемых пород.

В настоящее время существует несколько способов проведения гранулометрического анализа терригенных отложений. Данная исследовательская работа основана на измерении размера зерен в шлифах.

Объектом исследования послужили нижнемеловые отложения заполярной свиты (пласты БУ<sub>10-11</sub>, БУ<sub>15</sub><sup>1</sup>, БУ<sub>15</sub><sup>2</sup>) скважины 2020Р Пякяхинского месторождения.

Пякяхинское газоконденсатное месторождение расположено в западной части Сидоровского нефтегазоносного района Пур-Тазовской нефтегазоносной области и приурочено к центральной части Большехетской впадины.

В пределах Большехетской впадины выделяются три структурных этажа, различающиеся по возрасту, характеру складчатости и степени метаморфизма. Нижний этаж слагают сложно дислоцированные и метаморфизированные допалеозойские, реже нижнепалеозойские образования фундамента Западно-Сибирской плиты. Глубина залегания фундамента увеличивается в сторону наиболее погруженного Уренгойского желоба. Средний этаж включает формации палеозойского возраста, в основании которых местами присутствуют верхнерифейские и вендские отложения. Эти толщи характеризуются слабой дислоцированностью и низкой степенью метаморфизма. Венд сложен предположительно терригенно-карбонатными формациями, нижний и средний палеозой – преимущественно карбонатными толщами, верхний палеозой – в основном угленосными породами (тунгусская серия), которые несогласно перекрываются отложениями тампейской серии триасового возраста. Верхний этаж слагает плитный чехол Западной Сибири, представленный терригенными отложениями мезозойско-кайнозойского возраста [2].

Гранулометрический анализ выполнен по 6 образцам, которые были взяты с глубин 2964, 2969 (обр.20-24, 20-26, пласт БУ<sub>10-11</sub>), 3126 (обр.20-30, пласт БУ<sub>15</sub><sup>1</sup>), 3140, 3142, 3148 (обр.20-33, 20-34, 20-35, пласт БУ<sub>15</sub><sup>2</sup>) м. Полученные результаты состава пород дают информацию о классе песчаников (по В. Д. Шутову) [4], все образцы можно отнести к аркозовым. Размерность зерен в шлифах варьирует от тонко- до средне-мелкозернистого песчаника.

При выполнении гранулометрического анализа применялась логарифмическая шкала ф. Полученные результаты отображены в табличной форме, построены гистограммы, представляющие собой систему смежных треугольников, основания которых пропорциональны размерам фракций, а их высоты – объемам фракций, а также кумулятивные кривые, и произведен расчет гранулометрических коэффициентов графическим способом, по методу Р. Фолка и У. Варда.

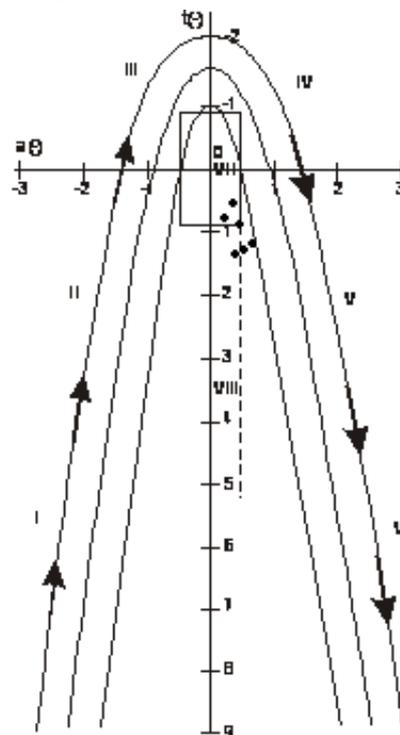
Как видно из построенных гистограмм, в интервале 4-5 ф отмечается небольшой локальный минимум, что в первую очередь может быть связано с наличием первого дефицита фракции на рубеже этих совокупностей.

Расчеты, выполненные с помощью данного метода, показывают, что отложения пластов БУ<sub>10-11</sub>, БУ<sub>15</sub><sup>1</sup>, БУ<sub>15</sub><sup>2</sup> представлены средне-, мелко- и тонкозернистыми песчаниками с хорошей сортировкой. Характеризуются преимущественно одномодальными кривыми с положительными значениями асимметрии ( $A = 0,31-0,67$ ) и незначительными вариациями эксцесса ( $E = 0,67-1,32$ ). Положительные значения асимметрии, полученные у всех образцов, указывают на обильный привнос материала крупнозернистых классов, следовательно,

модальный размер в эмпирическом распределении больше среднего размера гранулометрического состава. В этих распределениях преобладают классы с большой размерностью частиц, а тонкозернистые составляют так называемые «хвосты» распределений. Положительные значения меры эксцесса шлифов указывают на стабильность переработки и пересортировки обломочного материала на относительном уровне, определяющемся средним размером диаметра зерен.

Анализ гранулометрического состава пород является важной частью всех палеогеографических реконструкций для терригенных отложений, так как особенности распределения частиц по размерам отражают динамику среды седиментации. Отсюда С. И. Романовским сформулирована основная задача гранулометрии в седиментологии: «по набору эмпирических характеристик (в частности, оценок параметров распределения гранулометрического состава) восстановить обстановку или условия осадконакопления» [3].

Динамогенетическая диаграмма Г. Ф. Рожкова «асимметрия – эксцесс (a-t)» построена на принципе механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях [1]. Как видно из графика (см. рисунок), точки сконцентрировались в правой части диаграммы, в полях VIII (обр. 20-33, 20-34, 20-35) и VII (обр. 20-24, 20-26, 20-30) (нижняя правая четверть), которые отвечают прибрежным условиям осадконакопления с активным гидродинамическим режимом на мелководье.



Динамогенетическая диаграмма Г. Ф. Рожкова

Выполненные анализы дают необходимый материал для оценки изменения состава и характеристик осадочных пород по разрезу меловых отложений. Проведенные исследования по представленным образцам подтверждают результаты, полученные при первичной визуальной диагностике керна.

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеев В. П. Литолого-фациальный анализ: учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во УГТГА, 2003. 147 с.
2. Найденов Л. Ф., Агалаков С. Е., Бакуев О. В. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности неокомских отложений Большехетской впадины и Мессояхского пояса мегавала // Нефтяное хозяйство, 2010. № 12. С. 83-85.
3. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
4. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 86-103.

## НИЗКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

*МОИСЕЕВ Д. В.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В данной работе рассматриваются особенности углеродсодержащих осадочных ассоциаций нижнего рифея Южного Урала.

В эталонном разрезе рифея Башкирского мегантиклинория (БМА) низкоуглеродистые глинистые сланцы (НГС) широко развиты и образуют несколько уровней [4]. В большей степени ими насыщен разрез нижнего и среднего рифея. НГС входят в состав всех свит нижнего рифея. Наибольший интерес для нас представляет бакальская свита.

В бакальской свите известно несколько уровней, где присутствуют достаточно мощные однородные пласты и пачки НГС. Одним из таких уровней является макаровская пачка, начинающая разрез бакальской свиты. Она состоит из пяти горизонтов, связанных постепенными переходами. Первый из них сложен, в основном, кварцитовидными алевропесчаниками с прослоями светло-серых алевролитов с ритмичной линзовидной слоистостью. Мощность горизонта около 50 м. Второй горизонт представлен переслаиванием алевролитов, НГС и филлитовидных сланцев с массивной или тонковолнистослоистой текстурой; мощность его до 130 м. Третий горизонт содержит алевролиты с маломощными прослоями НГС и карбонатных алеврито-глинистых сланцев с массивной и «червячковой» текстурой, глинистых и мергелистых известняков и доломитов мощностью до нескольких метров; мощность горизонта до 200 м. Четвертый горизонт, имеющий мощность до 200 м, объединяет монотонную толщу глинистых алевролитов и НГС с массивной или тонокгоризонтальнослоистой текстурой. Для этого горизонта характерно также присутствие прослоев кровельных сланцев. Пятый горизонт представлен алевролитами, алевропесчаниками с прослоями кварцитовидных мелкозернистых песчаников; в верхней части преобладают глинистые алевролиты и НГС. Мощность пятого горизонта составляет 70 м. Мощные пачки монотонных НГС встречаются во втором и третьем горизонтах и наблюдаются в ряде обнажений на периферии Бакальского рудного поля вдоль рек Б. Бакал, М. Сатка, на склонах горы Срытой и хр. Макарушкин [2].

Малобакальская подсвита, представленная чередованием алевролитов-глинистых и карбонатных пачек, также содержит пакеты массивных и тонкослоистых НГС, максимальная мощность которых достигает 60 м.

Вторым уровнем в разрезе бакальской свиты, на котором присутствуют мощные пласты монотонных тонкозернистых НГС, является иркусканская пачка малобакальской подсвиты. Нижняя часть пачки представлена монотонными алевропелитовыми сланцами черного цвета с массивной и тонкой горизонтально-слоистой микротекстурой. В южном борту Новобакальского карьера толща НГС перекрывает сидеритовую залежь и имеет мощность до 100 м. В западной части карьера тело НГС ограничено крупной диабазовой дайкой, образующей в черных сланцах зону контактовых роговиков мощностью 90-100 м, в восточной - серией взбросов, отделяющих рассматриваемый блок от вышележащих отложений бакальской свиты. Толща НГС залегает субгоризонтально с пологим погружением к югу. Для нее характерно блочное строение и присутствие ряда крутопадающих разломов. Около последних в НГС наблюдается тонкая плитчатость и зеркала скольжения, обогащенные углеродом. Для основной массы сланцев здесь характерна крупная призматическая отдельность. Литологический состав пород исключительно выдержан – это черные горизонтально-полосчатые НГС, ширина полос от нескольких миллиметров до 8 см, в среднем – 2-4 см. Границы полос отчетливые, полосы различаются по интенсивности окраски. Связано это, видимо, с различным содержанием кварцевого и карбонатного материала в слойках. Под микроскопом сланцы имеют пелитовую структуру; алевритовая кварцевая примесь составляет

0-10 %, местами встречаются микроконкреции и ромбоэдры доломита и сидерита размером до 0,05 мм.

Вещественный состав НГС бакальской свиты, по данным комплексного физико-химического изучения, достаточно однотипен.

Основная алюмосиликатная часть глинистых пород сложена тонкодисперсным агрегатом тонкочешуйчатого мусковита (серицита), гидрослюда и хлорита в различных количественных соотношениях, алевритовыми зёрнами кварца (от 0 до 20-30 %) и, редко, полевого шпата (в основном, для макаровской подсвиты). Встречается также карбонатная примесь, как рассеянная в основной массе, так и образующая прослойки или микроконкреционные образования. Обогащение ею наблюдается в основном на границах с пластами карбонатных пород. Пелитовый материал насыщен тонкорассеянным углеродистым веществом (содержание 0,4-1 %), придающим породе цвет от темно-серого до черного. Для основной массы сланцев характерно ориентированное погасание, не совпадающее со слоистостью пород и подчеркивающее направление рассланцевания. Слюда (серицит, гидрослюда) наблюдается в тонком, с нечеткими границами сростания с хлоритом (размер зерен менее 0,01 мм), что затрудняет оценку относительного количества минералов под микроскопом. Интерференционная окраска слюды серо-желтая и желтая, а у обломочных чешуек слюды размером до 0,05 мм – зелено-синяя.

Углеродистое вещество (УВ), ассоциирующее с пелитовым материалом, присутствует в тонкорассеянном состоянии. Оно равномерно пропитывает основную массу либо образует скопления в виде тонких нитевидных пологих прожилков толщиной около 0,02 мм. Анализ около 150 проб глинистых пород из различных уровней всех стратонів рифейского разреза показал, что содержание органического углерода в породах нижнего и среднего рифея варьируется в пределах 0,6-1,3 %, составляя в среднем около 1 %, что позволяет отнести данные образования к НГС [3]. Иногда прожилки УВ ориентированы под углом 60-70° к слоистости и образуют тонкую сетку. Кроме того, УВ образует пятна-скопления размером до 0,05 мм в основной массе. На основании термического анализа можно сделать вывод, что УВ НГС бакальской свиты нижнего рифея по степени преобразования сопоставимо с шунгитом (тонкорассеянным рентгено-аморфным углеродом), присутствующим в глинистых породах нижнего протерозоя Карелии [1].

### **БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Крупенин М. Т., Маслов А. В. [и др.]. Низкоуглеродистые глинистые сланцы нижнего рифея Южного Урала как сырьё для получения пористого щебня // Литология и полезные ископаемые, 2000. С. 308-319.
2. Маслов А. В., Крупенин М. Т. Обстановки накопления углеродсодержащих осадочных ассоциаций рифея западного склона Южного Урала и основные черты их металлогении // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000.
3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.
4. Маслов А. В., Крупенин М. Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск, 1991. 171 с.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА КУРГАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

*САПУРИН С. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Главной целью исследований являлось изучение особенностей химического и изотопного состава пород, слагающих фаменскую часть разреза верхнедевонско-нижнекаменноугольной карбонатной платформы на востоке Курганской области, и уточнение по ним обстановок осадконакопления.

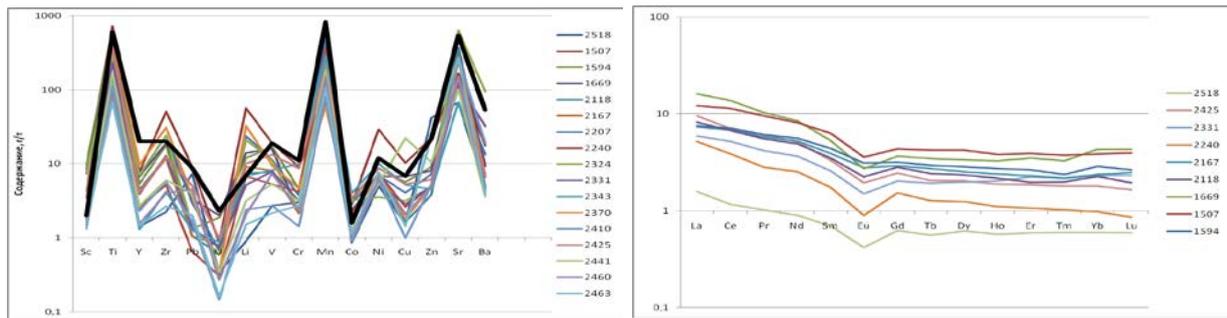
В тектоническом отношении территория расположена в зоне сочленения Уральских и Казахстанских структур, в пределах Вагай-Ишимской впадины и Тобол-Убаганского поднятия Боровской зоны. Упомянутая платформа входит в состав доюрского фундамента, перекрытого Западно-Сибирским осадочным чехлом [5]. Отложения, слагающие фаменскую карбонатную толщу, в районе работ вскрыты рядом параметрических и поисковых скважин. Наиболее полно разрез охарактеризован керном параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1), на данных анализа которого базируется большая часть работы.

Толща сложена органогенно-обломочными относительно светлыми известняками (пеллоидно-биокластовыми вакстоунами, пакстоунами, грейнстоунами, встречаются криноидные рудстоуны) с прослоями и пачками доломитов, как светлых, так и темных, в том числе коричневатых [4]. Процент доломитизированных известняков растёт вниз по разрезу. Глинистость в среднем не очень высокая, однако прослои аргиллитов нередко присутствуют, имеется глинистое вещество и в матриксе пород. Также для пород характерно наличие трещин, стилолитовых и парастилолитовых швов со следами битумного вещества.

По ходу исследований были обработаны данные анализа породообразующих элементов, построены и проанализированы спектры распределения малых и редкоземельных элементов, определены корреляционные связи между ними (с привлечением методов математической статистики); дана интерпретация результатов анализа стабильных изотопов углерода и кислорода.

В целом, к карбонатным породам не применяются развитые методики интерпретации состава породообразующих элементов, в отличие от терригенных и глинистых пород. Основные петрогенные оксиды являются мало информативными, так как чувствительность метода и ограниченный набор породообразующих элементов не дают возможности разделять отложения различных фациальных и геохимических обстановок накопления [2]. Анализ подтвердил, что помимо доломитизации отмечаются небольшое окремнение и ожелезнение пород.

Изучение распределения малых элементов в различных породах и в карбонатах в частности проводится для двух условно выделенных групп [3]. В первую входят основные типоморфные элементы (Ti, Mn, Sr, Ba), характер миграции и способность к осаждению которых дает представление о физико-химических особенностях обстановок накопления, таких как относительная глубина накопления, удаленность от суши, окислительно-восстановительные условия, активность водного режима, скорость накопления. Ко второй группе относятся элементы-примеси, которые характеризуют состав пород питающих провинций, участвовавших в формировании карбонатных толщ. Они разделяются по специализациям – кислая, средняя, основная и т.д. Следует отметить, что изучение распределения каждого из этих элементов рассматривается во взаимосвязи друг с другом и выводы об обстановках седиментогенеза делаются только на основании всей совокупности выявленных особенностей их накопления. Представления об обстановках также можно получить изучая закономерности в распределении редкоземельных элементов. В данном случае они в большинстве своём (за исключением некоторых) также характеризуют источник сноса. В ходе работы были построены и проинтерпретированы кривые распределения малых и редкоземельных элементов (см. рисунок).



Кривые распределения малых и редкоземельных элементов:

слева – спайдер-диаграмма распределения малых элементов в доломитизированных известняках скважины КУ-1. Кларковская концентрация в карбонатных породах показана жирной черной линией; справа – нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ

По результатам корреляционного и кластерного анализов были выделены группы химических элементов (так называемые кластеры), внутри которых связи между элементами наиболее сильные (например: теллур, скандий, висмут, ванадий, уран – группа основной специализации). Факторным анализом был выявлен вклад процессов, влияющих в то или иное время на породу. Первым фактором стал привнос аксессуарных минералов в составе терригенной составляющей, вторым – влияние сульфидной минерализации.

Обобщая результаты интерпретации данных геохимии, можно сказать, что карбонатаккумуляция происходила преимущественно в восстановительных условиях, на шельфе, в относительной близости от вулканических островов [6]. Достоверно известно, что к западу от рассматриваемого бассейна начиная с визейского века [1] существовала Валерьяновская островная дуга. По всей видимости, в фаменско-турнейское время на этой территории уже имела место периодическая вулканическая активность, вследствие чего в бассейн неравномерно поступал переотложенный пирокластический материал. Предположительно, большая часть источника сноса имела основной состав, но в некоторых его областях активно разрушались и кислые породы.

Распределение малых элементов и результаты анализа стабильных изотопов говорят также о наложенных процессах, происходивших при литогенезе. В частности, о следах гидротермальных флюидов в виде включений сульфатов и сульфидов. С флюидами связаны и процессы наложенной доломитизации, приведшей к образованию открытых трещин и каверн, по которым наблюдаются плёнки и пятна битумного вещества.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Т. 1. Геологическое строение / Под. ред. А. А. Абдулина. Алма-Ата: Наука, 1984. 232 с.
2. Интерпретация геохимических данных / Под. ред. Е. В. Складова. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Летникова Е. Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера, 2005. № 1. С. 70-81.
4. Мизенс Г. А. (отв. исп.). Выявление перспективных нефтегазоносных комплексов в триас-палеозойских отложениях северной части Туранской НГП (восточные районы Курганской области). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009.
5. Мизенс Г. А., Кокшина Л. В. Условия осадконакопления в среднепалеозойских бассейнах на юго-западе Западной Сибири (зона сочленения уральских и казахстанских структур) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы II Всерос. науч. конф. Новосибирск: Гео, 2010. С. 111-113.
6. Мизенс Г. А., Кучева Н. А., Степанова Т. И. [и др.]. Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 4. С. 20-45.

## ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КИЯЙКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕКАМСКОЙ НГО ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НГП

УРАСИНОВА Ю. А.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В географическом положении Кияйкский участок находится в 20 км северо-западнее г. Ижевска Удмуртской Республики.

Практический интерес с точки зрения нефтеносности представляют терригенные отложения тиманского горизонта верхнего девона и карбонатные отложения верейского горизонта московского яруса среднего карбона. Карбонатные отложения саргаевского и доманиковского горизонтов верхнего девона рассматриваются как потенциально нефтеперспективные. Исследованный автором образец известняка Кияйкского месторождения отобран из отложений фаменского яруса верхнего девона заволжского горизонта (скважина 2002).

В образце керна (рис. 1) отчетливо виден пирит, окаймляющий линзовидные формы кристаллического кальцита; встречаются органогенно-детритовые прослои. Особый интерес представляет текстура осадочного будинажа (boudinage) – текстура, развивающаяся при складкообразовании в слоистой породе, сложенной перемежающимися слоями различной сопротивляемости и проявляющаяся в том, что более жесткие слои оказываются разорванными на ряд валиков (boudin). Генезис будинажа обычно связывают с растяжением породы в направлении, перпендикулярном направлению стресса, причем пластичные прослои испытывали дифференциальные движения, аналогичные течению, а более жесткие лишь частично растягивались, а затем разрывались и превращались в ряд валиков [3].

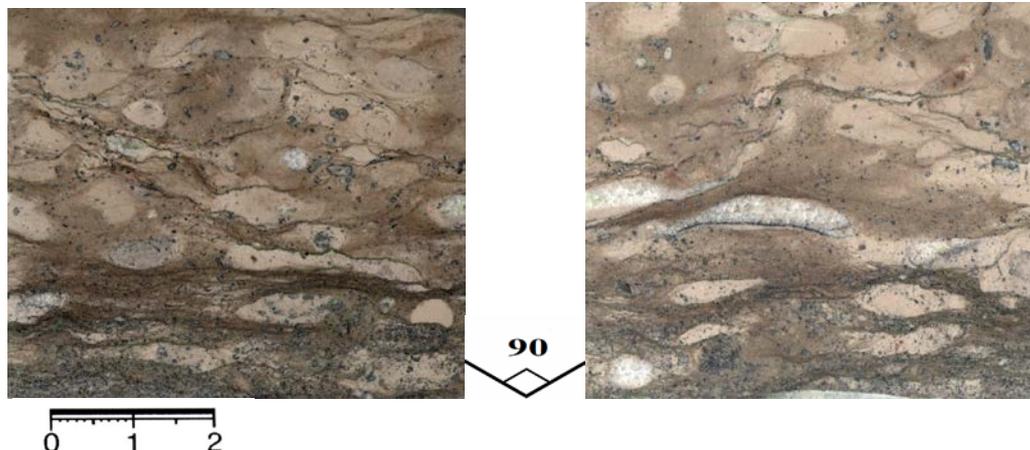


Рис. 1. Образец керна. Известняк с выделениями кальцита и пирита. Скважина 2002. Глубина  $\approx$  1800 м

В шлифе № 1 (рис. 2) можно наблюдать ещё один признак текстуры осадочного будинажа – факоид – линзовидное тело, образовавшееся в результате развальцевания известняков при подводном оползании осадков; представляет собой «закрутыш», ограниченный плоскостями скольжения. Также отчетливо видны зёрна пирита чёрного цвета, который нередко развивается в отложениях нефтяных месторождений; в отдельных частях шлифа структурный тип зерен представлен яснокристаллическим кальцитом, вытянутой формы [1].

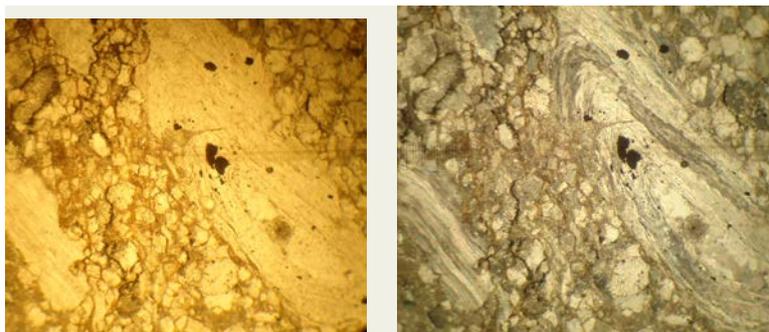


Рис. 2. Шлиф № 1. Факоид. Николи ||, николи +. Увеличение 70

Структурный тип породы в шлифе № 2 (рис. 3) представлен кристаллокластами кальцита, отдельными интракластами, в левой части рисунка, и илом – в его правой части. Разделом между ними являются микростилолитовые швы. Генезис стилолитов трактуется различно. Согласно распространенным представлениям, в результате стилолитизации происходит уплотнение породы, уменьшение ее пористости и проницаемости, т. е. ухудшение коллекторских свойств. Однако доказано, что по стилолитам нередко развиваются открытые прямолинейные трещины либо слабо извилистые, как правило, «срезающие» столбики, зубцы, бугорки. В таких открытых трещинках иногда наблюдается коричневатый или желтый битум (нефть). Следует отметить, что в данном шлифе присутствуют многочисленные зёрна глауконита [4].

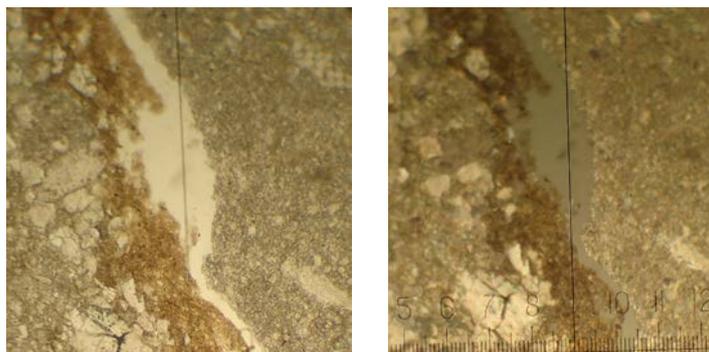


Рис. 3. Шлиф № 2. Микростилолитовые швы. Николи ||, николи +. Увеличение 70

Результат исследований позволяет отнести данный вид карбоната к классу грейнстоун, т. е. зерен более 20-30 % по классификации Р. Данхема, и к классу интракластов, т. е. зерен изометричной формы по классификации Р. Фолка. Таким образом, на основе этих классификаций в данном образце тип известняка – интраспарит [2]. По наличию большого количества минералов аутигенного происхождения и отсутствию как таковых органических остатков данные карбонатные отложения были определены как хемогенный известняк с выделениями кальцита и пирита.

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Платонов М. В., Тугарова М. А. Петрография обломочных и карбонатных пород: учебно-метод. пособие. СПб.: 2004. 72 с.
2. Смехов Е. М. Карбонатные породы — коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 1981. 255 с.
3. Хабаков А. В. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 1968. – 700 с.
4. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. – 102 с.

## ПОСТРОЕНИЕ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ ПЛАСТОВ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ ЯМБУРГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ХАСАНОВА К. А.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

При построении цифровых геологических и гидродинамических моделей залежей, необходимых для расчетов показателей разработки месторождений, необходимо учитывать все многообразие свойств коллекторов. В настоящее время разработан ряд методик комплексного анализа данных керна и геофизических исследований скважин (ГИС) для выделения литологических классов коллекторов и на этой основе более достоверного определения фильтрационно-емкостных свойств пород (ФЕС) [2].

В практике зарубежных исследований интеграция пористости и проницаемости при описании ФЕС коллектора рассматривается с точки зрения концепции гидравлических единиц потока (коллектора) *HU*, позволяющих выделять типы пород с близкой характеристикой порового пространства [1]. В соответствии с формулировкой гидравлическая единица коллектора (потока) определяется как «представительный элементарный объем породы, внутри которого геологические и петрофизические свойства, влияющие на течение жидкости, взаимно согласованы и предсказуемо отличны от свойств других пород» [1]. Кроме петрофизических параметров гидравлические единицы отражают пространственные характеристики, подчеркивая литологическую и фациальную неоднородность коллектора. Однако при этом один и тот же тип коллектора может образовываться в различных фациальных обстановках и наоборот, как правило, в пределах одной фации присутствует несколько гидравлических единиц потока. Возможность гидравлических единиц потока *HU* характеризовать неоднородность ФЕС резервуара в пространстве позволяет выбрать ее в качестве базового элемента при построении математической модели коллектора. Выделение гидравлической единицы потока базируется на расчете параметра индикатора гидравлической единицы *FZI* (Flow zone indicator) по пористости и проницаемости, где  $\phi$  – пористость (porosity, в долях единицы);  $k$  – проницаемость (permeability, в мД).

$$FZI = \frac{0,0314 \cdot \sqrt{\frac{k}{\phi}}}{\left(\frac{\phi}{1-\phi}\right)}.$$

Созданные в методике данного направления процедуры ориентированы на использование имеющихся экспериментальных данных по керну и данных интерпретации ГИС. Коллекторы Ямбургского месторождения, сформированные в различных фациальных условиях, характеризуются высокой неоднородностью фильтрационно-емкостных свойств.

На основе результатов ядерно-магнитного каротажа (ЯМК) выделены литотипы коллекторов ачимовской толщи с близкими характеристиками порового пространства. Коллекторы характеризуются небольшим диапазоном изменения ФЕС. Для определения типов коллекторов следует выявить главный параметр, характеризующий с одной стороны, структуру модели и неоднородность ее ФЕС, а с другой – связь с геологическими, петрофизическими и фациальными характеристиками. С учетом того, что ФЕС отражаются, в основном, в значениях пористости и проницаемости, в качестве основы принят параметр гидравлической единицы потока, *синтезирующий* эти характеристики. Практические процедуры выделения классов коллекторов и построения при таком подходе фильтрационной модели основаны на расчете по формуле и последующей систематизации комплексного параметра *FZI*.

Для исследуемого месторождения рассчитаны величины гидравлических единиц коллектора (потока). Определены диапазоны, которые характеризуются близкими значениями *FZI*. В таблице приведены характеристики *FZI* для пластов Ач<sub>1</sub>, Ач<sub>3</sub> – Ач<sub>5</sub> Ямбургского месторождения.

Характеристика *FZI* для пластов Ач<sub>1</sub>, Ач<sub>3</sub> – Ач<sub>5</sub> Ямбургского месторождения

Гранулометрический состав	Гидравлическая единица потока ( <i>FZI</i> )			Тип коллектора ( <i>HU</i> )
	min	max	средний	
средне-мелкозернистый песчаник	1,65	3,56	2,6	4
мелко-тонкозернистый песчаник	1,10	1,64	1,4	3
тонкозернистый песчаник-мелкозернистый алевролит	0,53	1,10	0,8	2
мелкозернистый алевролит	0,01	0,53	0,3	1

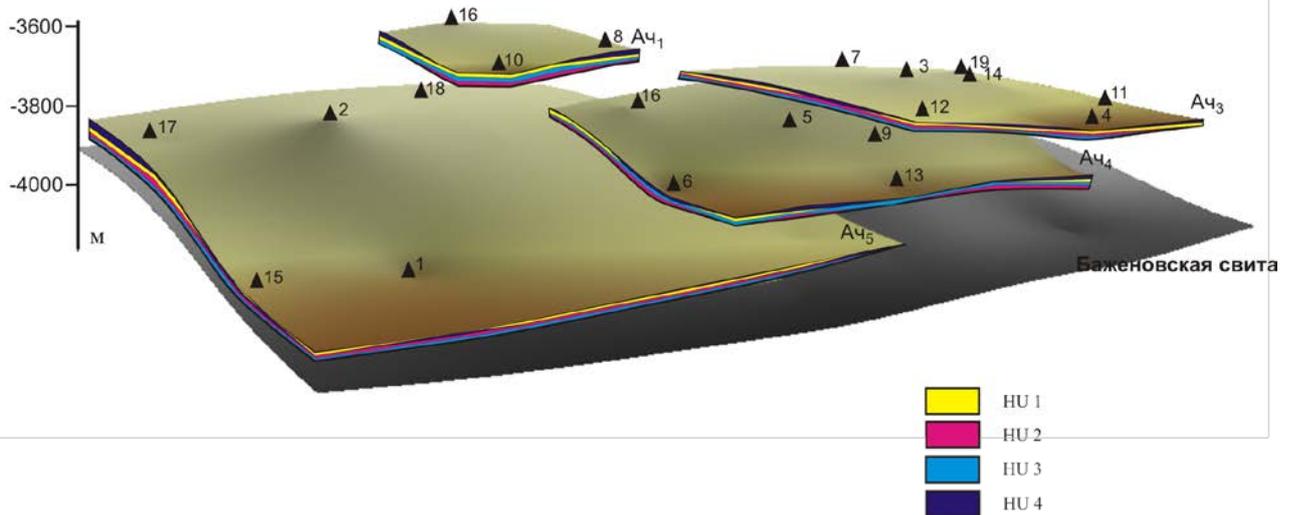
Полученная классификация коллекторов позволяет оценить неоднородности строения продуктивных горизонтов по площади и по разрезу.

Проницаемые породы с высокими фильтрационно-емкостными свойствами (4 тип) преимущественно отмечены в пластах верхней части пластов Ач<sub>1</sub>, Ач<sub>3</sub> – Ач<sub>5</sub>. По описаниям кернового материала это песчаники с косо-волнистой слоистостью, отложившиеся в сильноподвижном мелководье (БМБ).

Также наблюдается увеличение параметра гидравлической единицы потока до 3 типа коллекторов, напротив которого четко фиксируются малоподвижные мелководно-бассейновые осадки (БПА). В целом наблюдаются пониженные значения ФЕС (коллектора 1, значительно реже 3 типа).

Коллекторы с пониженными значениями ФЕС (преимущественно 1, в меньшей степени 2 тип), где наблюдаются низкие классы гидравлической единицы потока сопоставляются с фациями представленными мелко-крупнозернистым алевролитом, косо-пологоволнистой текстуры, которые являются отложениями приливо-отливной зоны (БПВ), алеврито-глинистых и карбонатных осадков малоподвижного мелководья (БПП).

Таким образом, построена модель продуктивных пластов ачимовской толщи с выделенными зонами пород с близкими характеристиками порового пространства (см. рисунок).



Модель пластов Ач<sub>1</sub>, Ач<sub>3</sub> – Ач<sub>5</sub> Ямбургского месторождения

**БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Мангазеев В. П., Белозеров В. Б. Методика отображения в цифровой геологической модели литолого-фациальных особенностей терригенного коллектора // Нефтяное хозяйство. 2006. № 5. С. 66-70.
2. Хабаров А.В., Волокитин Я. Е. Методика комплексного анализа данных керна и ГИС с целью литологической классификации терригенных коллекторов // Каротажник. 2010. С. 83-128.

## КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

БЕРДОВ П. Е.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В последние годы образования кор выветривания (КВ) пород доюрского основания Западно-Сибирской плиты как перспективный объект для поисков углеводородов (УВ) вызывает большой интерес у геологов [1, 4, 5, 6]. Будучи частично эродированной, КВ имеет неповсеместное развитие и в морфологическом отношении представлена площадным и линейным типами. Она характеризуется вертикальной зональностью, сформировавшейся вследствие протекавших здесь процессов физико-химического выветривания. КВ развита по всем типам пород доюрского основания – изверженным, метаморфическим и осадочным. На крупных поднятиях (Сургутский и Нижневартовский своды, Александровский мегавал и др.) она частично размыта. В наиболее погруженных зонах (Уренгойско-Колтогорский мегапрогиб) КВ замещается на толщу конгломератов и грубозернистых, плохосортированных с гравийной примесью песчаников делювиально-пролювиального генезиса мощностью 60-80 м [2]. Мощность КВ меняется в широких пределах от 3,5-4,8 до 43,9-44,0 м. В разрезах коры выветривания, располагающихся на склонах поднятий, менее затронутых палеоразмывами, снизу вверх выделяются 3 зоны: 1 – дезинтеграции, 2 – выщелачивания, 3 – гидролиза [6]. В породах зоны дезинтеграции гипергенные процессы развивались по сети микротрещин. Происходил вынос щелочных и щелочноземельных элементов из выветривавшихся метаморфических и магматических пород. По мусковиту, серициту, биотиту, хлориту развивались гидрослюдистые минералы. При выветривании пород основного состава возникали смешанно-слоистые образования, монтмориллонит, гидрослюды, гидрохлориты, гидроокислы железа. Окраска в выветрелых породах более светлая. Количественное соотношение и ассоциации гипергенных минералов неодинаковы в нижних и верхних частях зоны дезинтеграции. В нижней части развиты тонкие прожилки кальцита. В верхней части появляются признаки выветривания плагиоклазов (тонкие прожилки гидрослюды), темноцветных и рудных минералов. Эта зона присутствует повсеместно и имеет максимально вскрытую мощность до 33,5 м. Образования зоны выщелачивания по сравнению с исходными породами имеют более светлые тона. КВ нижней части этой зоны имеет сложный состав: при выветривании темноцветных минералов образуется монтмориллонит 20-25 %, до 40 % гидрослюды и каолинита [6]. В этой подзоне сохраняется значительное количество минералов материнских пород: плагиоклазы 40-45 %, пироксены – 15 %, хлориты – 8 % [6]. В верхней подзоне выщелачивания преобладает каолинит до 65-70 %, при постоянном присутствии гидрослюды и кварца. Эти минералы являются корообразующими. Зона выщелачивания является широко развитой и имеет мощности от первых метров до 39,8-41,1 м. Наиболее полные разрезы коры выветривания заканчиваются зоной гидролиза. В нижней части зоны сохраняются реликты минералов исходных пород. Верхняя подзона имеет светлую окраску и почти однородное строение. Первичные структурные и текстурные признаки в значительной степени утрачены, к тому же изменены наложенной минерализацией. В целом в этой зоне преобладают каолинит (50-85 %) и кварц (до 40 %). Зона гидролиза развита незначительно, мощность 0,8-2,5 м, чаще представлена не на всю первоначальную мощность [5]. КВ карбонатных пород представлены следующими типами (которые могут быть коллекторами нефти и газа): кремнистая, глинисто-кремнистая, сидерит-кремнистая и сидерит-глинисто-кремнистая коры выветривания. Кора выветривания кремнистого состава представляет собой массивные, довольно крепкие разности серого, светло-серого и буровато-серого цвета. Иногда породы полосчатые и пятнистые. Часто в исследуемых образцах наблюдаются микрокаверны и каверны, трещины, заполненные кальцитом, каолинитом, кварцем, сидеритом. Кора выветривания глинисто-кремнистого состава образовалась путем гипергенного преобразования глинистых известняков и мергелей. Кора выветривания кремнистого и глинисто-кремнистого

состава зоны выщелачивания выше по разрезу переходят в зону гидролиза, где резко возрастает роль глинистого материала. Однако породы этой зоны развиты спорадически, имеют небольшую мощность (1-5 м) и не представляют интереса как коллекторы нефти и газа [3]. Выделяют два типа профилей коры выветривания: гидрослюдисто-каолинитовый, развивающийся при выветривании кислых изверженных, метаморфических и алюмосиликатных осадочных пород, и монтмориллонит-каолинит-охристый, развивающийся по ультраосновным, частично средним изверженным и метаморфическим породам, а так же при разложении карбонатных пород. Согласно работам исследователей КВ, формированию осадочного чехла Западно-Сибирской плиты предшествовал период длительного относительного тектонического покоя в условиях теплого и влажного климата. Поэтому, её возраст принимается раннемезозойским (в интервале времени триас – ранняя юра) [5]. КВ в основании чехла Западно-Сибирской плиты представляют собой сложные порово-трещинные коллекторы, и образуют единый резервуар с прилегающими к ним на склонах поднятий фундамента песчаными отложениями юры. В зоне дезинтеграции пористость пород КВ изменяется от долей до 15-20 % (средняя величина открытой пористости по данным 146 определений составляет 5,6 %) [5, 6]. В зоне выщелачивания происходит увеличение пористости продуктов выветривания от десятков долей до 25-30 %, а проницаемость от долей единиц до 7-10 мД (открытая пористость данной зоны в среднем составляет 9,64 % из 132 определений) [5, 6]. В зоне гидролиза идет снижение открытой пористости, изменяющейся от долей процентов до 5-6 % (в среднем 2,86 % из 76 определений) при этом снижение пористости относится к верхним горизонтам зоны гидролиза, а в нижних горизонтах она близка к зоне выщелачивания [5, 6]. Оценивая перспективность нефтегазоносности кор выветривания, вместе с обобщенно геологическими факторами (тектоническая нарушенность пород фундамента, зональность строения КВ, геоморфологическая позиция КВ по отношению к рельефу фундамента), следует обращать внимание и на петрографический состав выветрившихся пород и как следствие на их коллекторские свойства. В последнем случае большие величины ФЕС КВ кислых пород, объясняются их более жестким каркасом стойких к выветриванию зерен кварца [2, 5].

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Белова Е. В., Рыжкова С. В. Геолого-геофизические модели нефтегазовых скоплений в палеозойских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2000. № 4. С. 25-32.
2. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А. Перспективы поисков и разведки нефтяных и газовых залежей в коре выветривания фундамента Западно-Сибирской плиты. М.: ВНИИОЭНГ, 1973. 76 с.
3. Курбала Е. Л., Файн Ю. Б. Коллекторы нефти и газа в коре выветривания карбонатов // Геология нефти и газа. 1990. № 1.
4. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А., Файн Ю. Б. Газонефтеносность коры выветривания фундамента Шаимского района // Геология нефти и газа. 1973. № 6. С. 9-14.
5. Русский В. И., Федоров Ю. Н. [и др.]. Новые данные о составе и строении кор выветривания пород доюрского основания Шаимского ИГР Западно-Сибирской НГП // Литология и геология горючих ископаемых. 2007. № 1 (17). С. 104-117.
6. Сынгаевский П. Е., Хафизов С. Ф. Формация коры выветривания в осадочном цикле Западно-Сибирского бассейна // Геология нефти и газа. 1999. № 11-12. С. 22-30.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ АРДАТОВСКОГО ГОРИЗОНТА ПО СКВАЖИНАМ № 453 ГРАЧЁВСКОГО И № 31 БУГРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГИС И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*БОЛОТОВА С. В., ПОКРОВСКИЙ М. П.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Бугринское месторождение расположено в юго-восточной части Самарской области на границе с Оренбургской, на юго-западе которой расположено Грачёвское месторождение. Бугринский лицензионный участок в нефтегазоносном отношении расположен в пределах Камелик-Чаганского нефтегазоносного района (НГР) Самарской области на границе с Южно-Бузулукским НГР Оренбургской области. На сопредельной территории Оренбургской области (Зайкинско-Росташинская зона нефтегазонакопления) открыты Сахаровское, Лобановское, Грачевское, Гаршинское и Широкодольское месторождения. Залежи нефти содержатся в эмско-франском (I НГК), франско-турнейском (II НГК), визейском (III НГК) и окско-башкирском (IV НГК) нефтегазоносных комплексах [2].

Объектом исследования в данной работе являются песчаники пласта  $D_{III}$  ардатовского горизонта Грачёвского месторождения, отобранные со скважины № 453. Литологически пласт представлен кварцевыми, мелкозернистыми, пористыми, хорошо отсортированными песчаниками и алевролитами. Залежи пластового типа, тектонически и литологически экранированные [2]. На рис. 1 приведен один из образцов, отобранных с изучаемого пласта.



Рис. 1. Песчаник серо-коричневый, мелкозернистый, однородный, кварцевый, хорошо сортированный, крепкий, с мелкими включениями растительной органики. (Глубина 4156,3 м).

Рассмотренные и изученные образцы относятся к переходной группе от бассейновых отложений к континентальным. Макрофация: отложения подводной части дельты, фация алевроито-песчаных осадков передовой части дельты [1]. Помимо макроскопического изучения, породы были изучены в шлифах [3]. На рис. 2 приведен один из образцов. Результатом анализа размеров обломочных зерен является определение класса зернистости и соответствующей структуры, которая вносится в название породы.

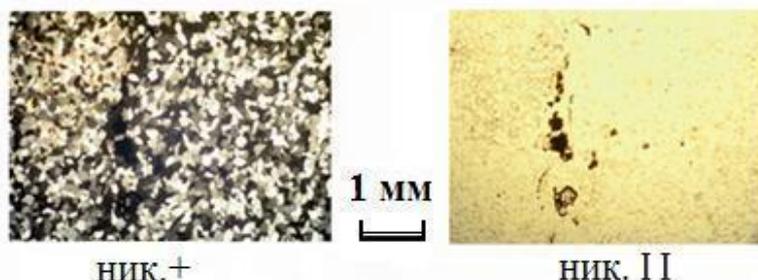
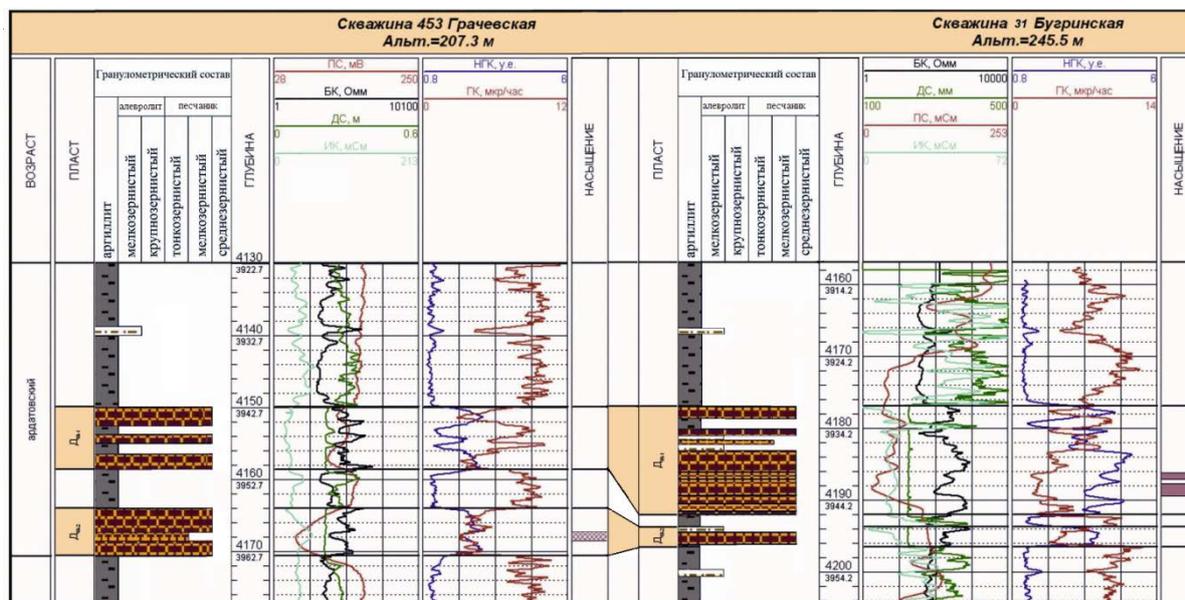


Рис. 2. Песчаник кварцевый, мелкозернистый, встречаются зерна кварца от 0,06 до 0,3 мм, преобладающий размер зерен – 0,2 мм; сортировка зерен очень хорошая, содержание кварца > 80 %; струженность хорошая; зерна кварца изометричной формы, полуокатанные; текстура однородная, включения в виде углефицированных и гелефицированных растительных остатков

Специальные геофизические методы (ГИС), особенно разнообразные виды каротажа, дают четкую дифференциацию разрезов и положительные результаты (в сочетании с литологическими методами) для корреляции.

На рис. 3 приведена корреляция продуктивных пластов ардатовского горизонта по скважинам № 453 и № 31 (Грачёвского и Бугринского месторождений соответственно). Данные по скв. 453 для всего горизонта, к сожалению, не вполне информативны по причине малого охвата керном и частично – его неполного выноса. Но с помощью изученных в работе образцов можно уточнить литологию, выделяемую по данным ГИС.



#### Условные обозначения

	Нефть		Нефть+вода
	Алеврит		Аргиллит
	Песчаник		Песчаник глинистый

Рис. 3. Схема корреляции продуктивных пластов ардатовского горизонта по скважинам № 453 Грачёвского и № 31 Бугринского месторождений

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеев В. П. Литолого-фациальный анализ: учеб.-метод. пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2002. 147 с.
2. Козлов Н. Ф. [и др.]. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / Под ред. А. С. Пантелеева, Н. Ф. Козлова. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1997. 272 с.
3. Мизенс Г. А. Изучение осадочных пород в прозрачных шлифах: учеб.-метод. пособие по дисциплине «Литология» для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 86 с.

## ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ПРОГИБОВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

*ГАВТАДЗЕ И. Д.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В связи с тем, что триасовые отложения могут иметь значительный УВ потенциал, изучение процессов формирования в них нефтегазоносности является актуальным и именно поэтому в данной работе авторами рассмотрены глубокопогруженные отложения триаса севера Западной Сибири, которым долгое время не придавалось большого значения. Проведенное глубокое и сверхглубокое бурение на севере Западной Сибири позволило получить много фактического материала. Триасовые прогибы (грабены) вскрыты Тюменской сверхглубокой, забой 7502 м (Коротчаевский прогиб), Ен-Яхинской сверхглубокой, забой 8250 м (Ен-Яхинский прогиб) и Ярудейской параметрической 38, забой 5010 м (Ярудейский прогиб) скважинами [1].

Триасовые отложения относительно широко распространены на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. В Приуральской зоне и южных районах они вскрыты большим количеством скважин и характеризуются нефтеносностью. В северных районах в связи со значительным погружением фундамента изученность их бурением значительно ниже. До сих пор нет единого мнения об особенностях образования триасовых отложений севера Западной Сибири и формирования в них нефтегазоносности. Считается, что триасовая система Западной Сибири сформировалась в два главных этапа: первый (инд, оленек, анизий) – вулканогенно-осадочный, второй (ладин, карний, норий, рэт) – терригенный. В первом случае это была высокогорная вулканическая страна, разбитая рифтовыми долинами, с многочисленными вулканическими аппаратами различного типа (в Восточной Сибири образовывалась формация пород под названием сибирских траппов), с аридным, семиаридным жарким климатом и разнообразными ландшафтами. Во втором – территория с угасшим вулканизмом, сглаженным рельефом, теплым гумидным климатом, обильной наземной растительностью, с латеральным рядом фаций от предгорных аллювиальных до нормальных морских. В триасе на исследуемой территории наряду с господством континентального типа осадконакопления, происходило периодическое проникновение морских обстановок по зонам субмеридионально ориентированных палеорифтов с севера далеко на юг в современных координатах. Особенность развития триасового периода на территории Западной Сибири в том, что закончился геосинклинальный цикл тектогенеза и широко проявилось рифтообразование, на севере геосинеклизы начал формироваться платформенный чехол [3].

**Нефтегазоматеринский потенциал пород триасовых прогибов.** В средне-верхнетриасовое время создавались благоприятные условия для формирования НГМ пород обогащенных ОВ гумусового типа. НГМ - свиты Коротчаевского, Ен-Яхинского и Ярудейского прогибов развиты в средне-верхнетриасовых отложениях и характеризуются многими общими чертами (см. таблицу). В целом, по таблице можно сделать вывод, что рассматриваемые прогибы имеют сходный потенциал НГМ – свит. Во всех них наблюдается повышенное содержание Сорг, доминирование ОВ гумусового типа, при значительной мощности (более 100 м). Различия нефтегазоматеринских потенциалов НГМ свит связаны в основном с глубинами погружения и катагенетическим преобразованием ОВ [2].

НГМ свиты Коротчаевского прогиба находятся на грациях АК<sub>1</sub>-АК<sub>2</sub>, Ен-Яхинского прогиба – АК<sub>2</sub>, что свидетельствуют о том, что они реализовали свой нефтяной потенциал и участвуют в процессах газообразования. В Ярудейском прогибе НГМ свиты находясь на невысокой стадии катагенеза – МК<sub>2</sub>, способны к нефтеобразованию.

### Характеристика НГМ свит триасовых прогибов [3]

Параметры НГМ свиты	Нижнепурский прогиб	Ен-Яхинский прогиб	Ярудейский прогиб
Геологический возраст	T <sub>2+3</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>
Глубина, м: кровля	6012	6260	3834
Подошва, м	6191	6504	4075
Литологический состав	Аргиллиты, глинистые алевролиты, глинистые песчаники	Углистые аргиллиты, глинистые алевролиты, песчаники	Глинистые алевролиты, песчаники с прослоями углистых аргиллитов
Степень катагенеза ОВ пород	АК <sub>1</sub> -АК <sub>2</sub>	АК <sub>3</sub>	МК <sub>2</sub>
Доминирующий тип ОВ	Гумусовый	Гумусовый	Гумусовый
Толщина НГМП в свите, м	102(51 %)	180 (74 %)	162 (70 %)
С орг., %	1,75	1,04	1,8
Плотность содержания С <sub>орг.</sub> , млн т/км <sup>2</sup>	4,02	4,31	6,71
Геологическое время выхода из ГФН, млн лет назад	125	140	55 (прекращение погружения)
Время пребывания в ГФН, млн лет	25	40	65

В триасовом разрезе Ярудейского прогиба нефтепроявления отмечены в следующих интервалах глубин, м: 4014-4038, 4053-4079, 4092-4119, 4228-4239, 4302-4322 и др.

Установлено, что НГМ породы в Ярудейском прогибе распространены в тыявинской свите, более высокая их концентрация наблюдается в средне- и верхнетыявинской подсвитах, представленных толщами неравномерного переслаивания глинистых алевролитов, песчаников с прослоями аргиллитов. В этих отложениях в интервале 3834-4075 м обосновано развитие НГМ свиты – толщи пород с промышленным потенциалом генерации УВ.

Результаты проведенных исследований подтверждают развитие коллекторов на больших глубинах ниже 5 км, присутствие в основном глинистых флюидоупоров в осадочных отложениях и непроницаемых толщ в вулканогенных породах. Пористость в триасовых песчаниках достигает 14-16 %. Таким образом, низы осадочного разреза Западно-Сибирской плиты на территории ЯНАО вмещают ряд перспективных на нефть и газ объектов, их планомерное опоскование до настоящего времени не проводилось. Вовлечение новых объектов в геологоразведочный процесс призвано изменить структуру ресурсной базы в сторону долгосрочного обеспечения ресурсами углеводородного сырья с целью стабилизации уровней добычи нефти и газа.

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Белоконь-Карасева Т. В., Горбачев В. И., Башкова С. Е., Беляева Г. Л., Ехлаков Ю. А. Перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверхглубокого бурения // Геология нефти и газа. 2006. № 6. С. 2-9.
2. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М., Дещеня Н. П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. С. 120-143.
3. Мещеряков К. А., Карасева Т. В. Особенности формирования триасовых прогибов севера Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Электрон. науч. журнал, 2010. Т. 5. № 3.

## АУТИГЕННЫЙ КАОЛИНИТ КАК ИНДИКАТОР СРЕДЫ КАТАГЕНЕЗА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ВАГАЙ-ИШИМСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

*ГИНИЯТУЛЛИНА Р. Р., КАЛЯМОВА Л. И.*  
ФГБОУ «Уральский государственный горный университет»

В известняках карбона из фундамента Западно-Сибирской плиты (в ее юго-западной части) были обнаружены многочисленные включения каолинита [1].

При изучении образцов в шлифах было установлено, что основную массу породы занимает кристаллический кальцит, в котором рассеяны органические остатки (обломки и целые раковины остракод, гастропод, брахиопод, фрагменты мшанок, водорослей, членики криноидей, растительные остатки) и небольшое количество терригенных обломков (в основном плагиоклазы и вулканические породы, реже кварц). Наряду с кристаллическим кальцитом в породе присутствуют и другие аутигенные минералы – каолинит, халцедон, пирит, гидроокислы железа. Каолинит встречается в виде агрегатно угасающих хорошо раскристаллизованных чешуек, заполняющих поры и пустоты в раковинах, а также развивающихся по терригенным зернам полевых шпатов. Последние замещаются полностью (сохраняются только контуры), или частично (рисунок). Халцедон представлен агрегатами различных размеров (до нескольких миллиметров), замещающих в основном кальцит цемента, створки раковин и членики криноидей. Пирит также присутствует постоянно (в количестве около 10 %). Он встречается в виде тонко- и микрокристаллических стяжений неправильной формы, кристаллизуется по обломкам вулканитов, различных раковин, связан с выделениями битумного вещества в порах. По пириту и, нередко, по обломкам основных вулканитов развиваются гидроокислы железа.

В шлифах видны многочисленные стилолитовые и парастилолитовые швы, как правило, пропитанные битумным веществом, по которому очень часто развиваются агрегаты микрокристаллического пирита.

Наличие крупнокристаллического кальцита, хорошо раскристаллизованного каолинита в порах и в полостях раковин, халцедона и обилие сульфидов, а также многочисленные стилолиты и парастилолиты с примазками битумов свидетельствуют об участии флюидов в формировании минерального состава известняков.

Кристаллизация аутигенного каолинита вместе с кальцитом во время катагенеза осадочных пород – явление не очень редкое и относительно хорошо изученное, в том числе на территории Западной Сибири (например, [3]). Оно связано, прежде всего, с воздействием глубинного углекислого газа, мигрирующего в зонах тектонических нарушений и в поровом пространстве горных пород вместе с подземными водами. Углекислый газ создает кислую среду, в результате чего происходит разложение полевых шпатов и обломков вулканических пород, рассеянных в известняках и из подстилающих песчаников. При этом в поровые воды поступает гидрокарбонат натрия и кальция, но последний частично выпадает в осадок в виде кальцита. Таким образом, с увеличением количества  $\text{CO}_2$  в подземной воде возрастает содержание  $\text{HCO}_3^-$  и Na-ионов и уменьшается содержание Ca-иона. При разрушении полевых шпатов в раствор попадают также соединения кремния и алюминия, на основе которых в кислой среде в порах кристаллизуется каолинит ( $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ ). Окремнение карбонатных пород происходит за счет выделения  $\text{SiO}_2$  из кислых подземных вод, которые мигрируют по карбонатным породам и одновременно растворяют их.

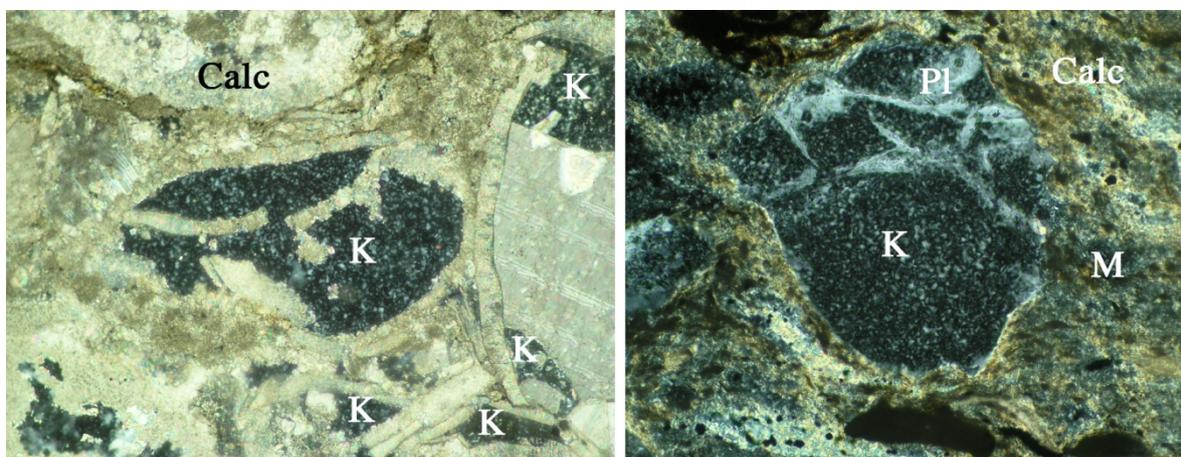
Скорее всего,  $\text{CO}_2$  поступает из фундамента. В одних случаях его перемещение приводит к образованию скоплений свободного углекислого газа, а в других – к обогащению подземных вод на многих участках. Геохимическая обстановка, концентрированный характер скоплений свободного  $\text{CO}_2$  и метановый состав растворенных газов подземных вод подтверждают миграцию углекислого газа из фундамента. Повышенной каолинизацией и

карбонатностью характеризуются зоны тектонических нарушений в Вагай-Ишимской впадине (Кокшина, Мизенс, 2011).

Об участии флюидов в процессе катагенеза рассматриваемых пород свидетельствует также присутствие битумного вещества, пленки и примазки которого наблюдаются по стилолитовым швам. Нередко встречаются также короткие, слабо изогнутые парастилолиты с битумными пленками, напоминающие флюидоразрывы.

Характерной особенностью многих минералов стадии катагенеза является значительный размер их выделений в цементе, порах и трещинах [2]. Обычно это зерна и зернистые агрегаты, иногда кристаллы правильной формы, что свидетельствует о медленной и длительной кристаллизации и о наличии на ранней стадии свободного пространства.

Таким образом, признаки присутствия и продвижения глубинных флюидов во время катагенеза рассматриваемых пород и следы битумов по стилолитам и парастилолитам позволяют предположить наличие на глубине углеводородов. В то же время кристаллизация кальцита и каолинита в порах и пустотах ухудшает коллекторские свойства каменноугольных известняков.



Каолинит в составе каменноугольных известняков:

слева – в кристаллическом известняке, справа – в глинистом известняке  
(К – каолинит, Calc – кальцит, М – монтмориллонит, Pl – фрагменты плагиоклаза)

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кокшина Л. В., Мизенс Г. А. О характере постседиментационных преобразований в верхней части палеозойского фундамента на юге Западно-Сибирской плиты // Ежегодник-2010, Тр. ИГТ УрО РАН, 2011. Вып. 158. С. 56-60.
2. Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
3. Розин А. А., Сердюк З. Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые, 1970. № 4.

## **СЛАНЦЕВЫЙ ГАЗ: ИСТОЧНИКИ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ**

*КРУГЛОВ С. Д., ТУРКИНА Т. С.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Открытие новых источников энергетических ресурсов является для человечества потребностью и однозначной необходимостью. В последние годы в мире значительно возрос интерес к разработке нетрадиционных ресурсов природного газа в связи с истощением традиционных запасов, повышением спроса на газ, развитием добычи, а также в связи с огромными ресурсами нетрадиционного газа в мире.

К основным видам нетрадиционного газа относится сланцевый газ, метан угольных пластов и газ низкопроницаемых коллекторов, залежи которых встречаются во всех регионах мира. Газовые скопления в сланцах сконцентрированы в небольших газовых коллекторах, которые сосредоточены по всему сланцевому пласту. Сланцевые месторождения имеют огромную площадь, поэтому объемы газа зависят от толщины и площади сланцевого пласта.

Высокая себестоимость добычи сланцевого газа связана с тем, что для поиска бурились многочисленные вертикальные скважины, проводился гидроразрыв пласта и откачивался газ. Сочетание вертикального и горизонтального бурения начали использовать только с 1992 года. Первым экспериментально-промышленным газсланцевым месторождением стало BarnettShale, находящееся в США в штате Техас, в 2002 году началось промышленное горизонтальное бурение компаниями DevonEnergy и ChesapeakeEnergy. Применение горизонтального бурения значительно сократило себестоимость добытого газа [3].

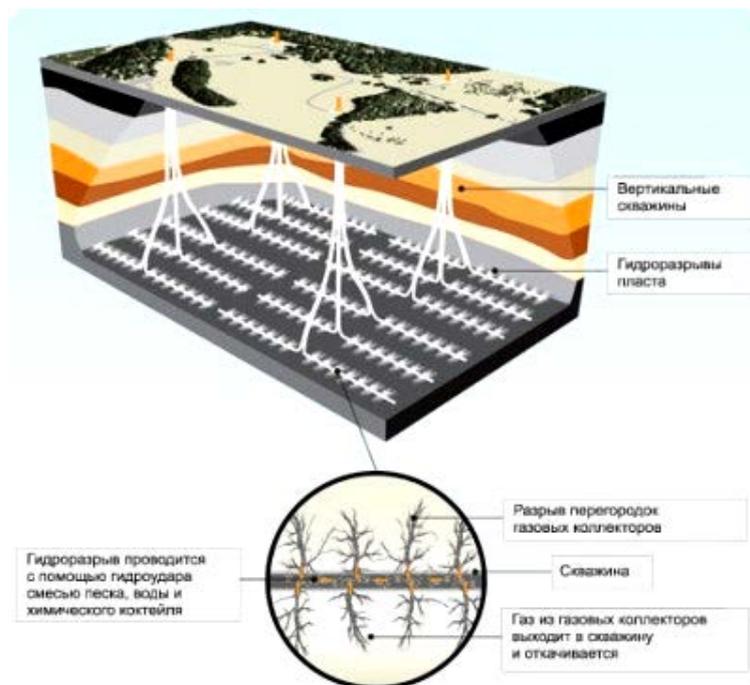
Современная технология добычи сланцевого газа подразумевает бурение одной вертикальной скважины и нескольких горизонтальных скважин длиной до 2-3-х км. В пробуренные скважины закачивается смесь воды, песка и химикатов, в результате гидродара разрушаются стенки газовых коллекторов, и весь доступный газ откачивается на поверхность.

Процесс горизонтального бурения проводится посредством инновационной методики сейсмического моделирования 3D GEO, которая предполагает сочетание геологических исследований и картирования с компьютерной обработкой данных, включая визуализацию. При бурении горизонтальной скважины важно соблюдать правила бурения, к чему относится, например, выбор правильного угла бурения, соответствующего углу наклона сланцевого пласта. Скважина должна пролегать сугубо в толще сланцевого пласта на достаточном расстоянии от его границ, в противном случае метан мигрирует через трещины и другие отверстия в верхний слой осадочных пород.

Как и в других газовых месторождениях, газ естественно мигрирует из области высокого давления в область низкого давления, поэтому технология газодобычи основана на создании областей с переменным давлением. Используется: горизонтальное бурение с мультитоводами на одной глубине, а также многоступенчатые горизонтальные скважины длиной горизонтального отвода до 2-х км (рисунок).

Мировым лидером в области разработки нетрадиционных ресурсов газа являются США. Первая коммерческая добыча газа из сланцевого месторождения была осуществлена в 1821 году Вильямом Хартом на месторождении Fredonia (NewYork). В то же время промышленная добыча сланцевого газа в США связана с Томом Л. Уордом и Джорджем П. Митчелом и начата в 2000-х годах.

В настоящее время в мире разрабатываются 9 газсланцевых полей, из них 7 в США и 2 в Канаде [1]. Глубины залегания продуктивных отложений меняются от 1 (Файеттвил) до 4 км (Хейнесвил) и в среднем составляют около 2 км. Эффективная мощность продуктивной толщи меняется от 21-36 м (Энтрим) до 30-183 м (Файеттвил) при средних значениях около 40 м. Возраст газсланцевых формаций датируется в диапазоне от среднего девона (Марцеллус) до поздней юры (Хейнесвил).



Структурная схема добычи на месторождениях с мультитотводами [7]

На территории России встречаются свиты, способные содержать сланцевые УВ: баженовская, доманиковская, уонамская и др. Но Россия не уделяет должного внимания добыче сланцевого газа, так как выгоднее добывать газ из традиционных месторождений. По приблизительным оценкам, Россия обладает значительными прогнозными ресурсами около 9,5 трлн м<sup>3</sup>.

Существует мнение, что сланцевый газ – это проблема для России и, в частности, для «Газпрома». Однако эти опасения по поводу перехода потребителей с традиционного природного газа на сланцевый газ экономически не обоснованы по следующим причинам:

1. Для добычи сланцевого газа требуется вывод огромных площадей земель из активного землепользования, что для перенаселенной Европы достаточно важно.

2. Относительная дороговизна сланцевого газа – 150-300 дол/тыс. м<sup>3</sup>, в зависимости от горно-геологической обстановки (для сенманских месторождений Ямало-Ненецкого АО – это порядка 20 дол/тыс. м<sup>3</sup>) [5,6].

3. Добыча сланцевого газа ведет к неблагоприятной экологической обстановке, что в свою очередь вызывает недовольство экологов и запрет добычи сланцевого газа во многих регионах.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. International petroleum Encyclopedia USA. 2010. P. 510.
2. Бахтизина Н. В., Савельев В. И. Освоение нетрадиционных ресурсов газа: тенденции и перспективы // Нефтяное хозяйство. 2011. № 8. С.130-134.
3. Жарков А. М. Оценка потенциала сланцевых УВ России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 3. С. 16-21.
4. Зеленцова Ж. Сланцевый газ, мифы и перспективы мировой добычи // www.pronedra.ru.
5. Кириллов Н. Г. Сланцевый газ: мифы и реальность // Газовая промышленность. 2010. № 11. С. 17-19.
6. Острягин А. И., Ненахов В. А. Газохимия с использованием высокотемпературных атомных реакторов – российский ответ сланцевому газу // Газовая промышленность. 2010. № 11. С. 14-16.
7. Зеленцова Ж. Сланцевый газ, мифы и перспективы мировой добычи // www.pronedra.ru.

## ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО 3D МОДЕЛИ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММНОГО ПАКЕТА RMS (МЕСТОРОЖДЕНИЕ «СЕВЕРНОЕ»)

ЛЕВАЯ А. В.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Построение трехмерных геологических моделей в настоящее время уже стало естественной составляющей технологических процессов обоснования бурения скважин и составления планов разработки месторождений углеводородов, включая оценку экономической эффективности предлагаемых геолого-технологических мероприятий [1]. Несмотря на это, двумерное картопостроение остается одним из основных средств получения и представления результатов геологической оценки месторождения.

Для построения любой геологической модели, двумерной или трехмерной, необходима первичная обработка всех исходных данных (результаты интерпретации ГИС, сейсморазведки; отбивка стратиграфических границ, проницаемых пластов, поверхностей флюидных контактов; результаты исследования керна). Данная информация позволяет получить представление об условиях формирования месторождения, обстановках осадконакопления. Все это позволит выстроить концепцию модели объекта изучения.

Создание трехмерной модели начинается с построения трехмерной сетки. От правильного выбора типа сетки и определения ее строения зависит корректность последующего геологического моделирования и точность подсчета запасов. Трехмерная сетка необходима для ограничения моделируемого объема, который затем будет разделен на элементарные объемы (ячейки), содержащие значения 3D параметров, неразрывно связанных с сеткой.

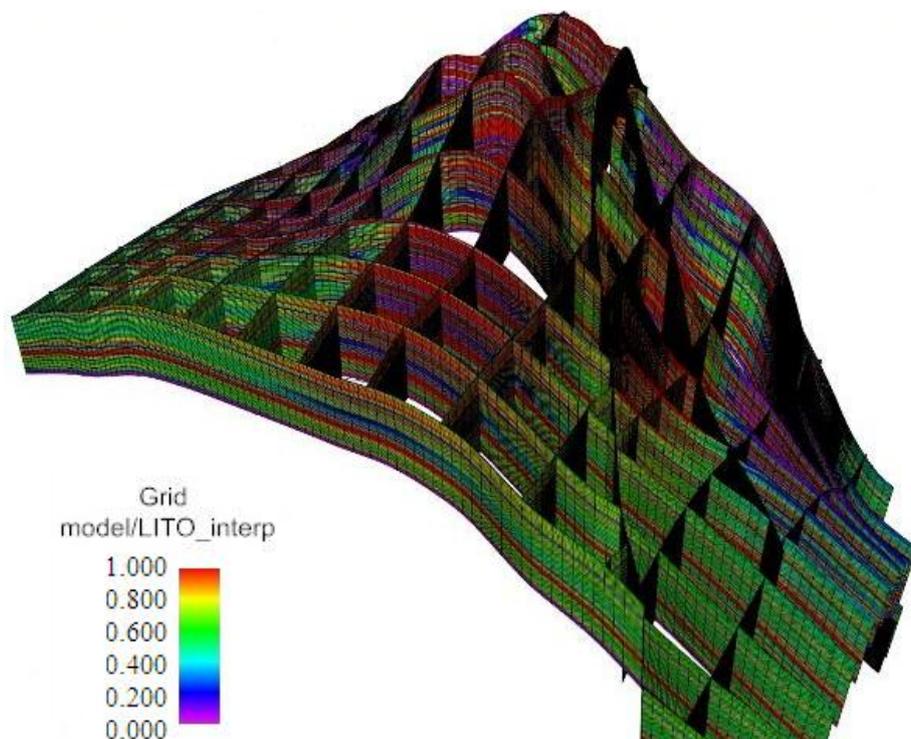
Поскольку залежь исследуемого месторождения имеет простую антиклинальную форму без нарушения сплошности, то логичнее создать структурированную сетку с размером ячеек 50×50.

Следующим шагом является перенос скважинных данных и оценка корректности осреднения скважинных данных на ячейки сетки. Сделать это можно визуально, сравнив исходные и осредненные данные и количественно, сопоставив статистические показатели и построив необходимые гистограммы и кроссплоты.

Параметр литологии создается путем интерполяции непрерывной кривой *LITO*, таким образом, он полностью соответствует исходным скважинным данным (см. рисунок).

Для построения куба пористости, так же как и для литологической модели, применяется метод крикинга. Интерполируются значения пористости по скважинам. Куб пористости и литологии используются при подсчете запасов.

Принято считать, что ВНК – это уровень, ниже которого получают 100 % воды. Результатами анализа ВНК по площади является модель переходной зоны, построенная по данным капилляриметрических исследований керна с настройкой на результаты испытаний и данные ГИС. Модель переходной зоны – это физическая закономерность изменения коэффициента начальной нефте(водо)насыщенности по высоте залежи от уровня ВНК или от зеркала чистой воды в зависимости от фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов. Модель переходной зоны дает представление о размерах зоны предельного нефтенасыщения, переходной зоны, расстояния от уровня ВНК до зеркала чистой воды и до подошвы предельного насыщения, о величинах коэффициента нефтенасыщенности, характерных для разных зон залежи и уровня ВНК [2]. Необходимо четкое определение понятия ВНК и использование моделей переходных зон при выполнении трехмерного геологического моделирования.



Параметр литологии месторождения «Северное»

Перед началом моделирования водонасыщенности необходимо построить на кроссплоте зависимость водонасыщенности от пористости. Зависимость строится на кроссплоте. При наличии зависимости подбирается уравнение. На исследуемом месторождении данная зависимость отсутствует.

Следующим шагом является оценка зависимости водонасыщенности от высоты залежи по пласту. Для создания кроссплота с данной зависимостью необходимо рассчитать высоту залежи.

Завершением геологического моделирования является подсчет запасов углеводородов. В программном пакете RMS после выполнения задачи по подсчетам запасов создаются таблицы в формате .xls.

Запасы углеводородов месторождения «Северное»

Regionindex	Bulk	Net	Pore	Hcpv	Stoiip
1	4565488,582	4565488,58	902886,669	546381,9514	463467,5957
2	10439871,95	10439871,95	2104433,762	1380093,106	1170661,717
3	36527930,2	36527930,19	7556977,947	4895884,707	4152926,186
Totals	51533290,73	51533290,72	10564298,38	6822359,764	5787055,499

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Закревский К. Е. Геологическое моделирование 3D. М.: ООО «ИПЦ Маска», 2009. 376 с.
2. Особенности современного подхода к подсчету геологических запасов многопластовых месторождений нефти и газа на основе трехмерных геологических моделей / С. И. Билибин, Т. Ф. Дьяконова [и др.] // Новые ресурсосберегающие технологии недропользования и повышения нефтеотдачи / V Международный технологический симпозиум. М. 2006. С. 165-171.

## **ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПО КРОВЛЕ ПЛАСТА АВ<sub>1-2</sub> НА ТЕРРИТОРИИ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

*НЕТАК Е. Б.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Палеогеографические реконструкции для нефтегазоносных территорий значительно осложняются ограниченной информацией, которую удается получать при бурении глубоких скважин. Большинство работ, посвященных вопросам палеогеографического воспроизведения древнего лика Земли, построено на материале естественных выходов горных пород. Разумеется, что изучение обнажающихся пород несравнимо с изучением пород, скрытых от глаза исследователя, о которых он судит по отрывочным образцам керна или только по каротажным диаграммам. Тем не менее, известная скудность каменного материала, получаемого при нефтепоисковом бурении, не должна останавливать геолога от попыток составления палеогеографических реконструкций.

Большое значение для палеогеографических реконструкций имеет выяснение продолжительности континентальных условий осадконакопления, когда на обнажившейся после регрессии моря поверхности накапливаются континентальные образования. Эта продолжительность определяется по такому же принципу, как и время перерывов, но для расчета вместо сноса материала принимается необходимый период времени для его накопления с учетом всех других условий.

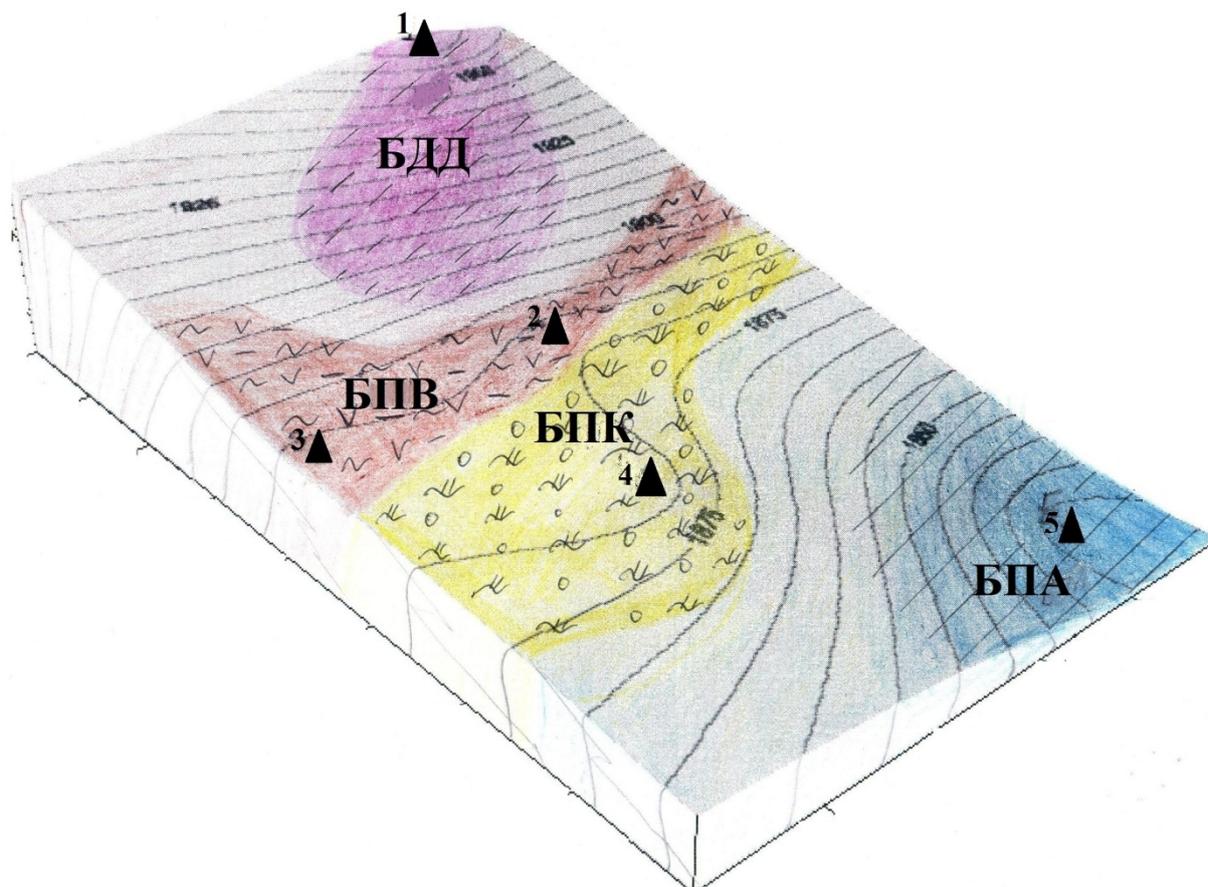
По данным фациального анализа и результатам геофизических исследований скважин (ГИС) отложений пласта АВ<sub>1-2</sub> была проведена корреляция и построены фациальные кривые по пяти скважинам разных месторождений: Вать-Еганского, Покачевского, Кечимовского, Нивагальского, Урьевского. Кровля пласта АВ<sub>1-2</sub> вскрыта скважинами на глубинах от 1820 до 1957 м.

На основе литолого-фациального анализа и корреляции были проведены палеогеографические реконструкции отложений по кровле пласта АВ<sub>1-2</sub> (см. рисунок).

Кровельным отложениям пласта АВ<sub>1-2</sub> Урьевского месторождения соответствует фация песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья (БПА). Для данной обстановки формирования толщи характерно многократное переотложение осадков, завершающееся их окончательным накоплением (фиксируемым в настоящее время) не столько в виде трансгрессивных серий (свойственных для полнокомпенсированного режима прогибания территории), сколько в виде ингрессий приемного водоема, по всей вероятности, связываемых с причинами эвстатического характера. Это позволяло практически мгновенно (в геологическом отношении) распространяться внутриконтинентальному бассейну на огромные площади и расстояния.

Кровельные отложения исследованной нами толщи Нивагальского месторождения представлены фацией алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи) – БПК. Для нее характерен преимущественно тонкозернистый хорошо и очень хорошо сортированный песчаник с линзовидно- и косоволнистой, флазерной слоистостью. Небольшое количество растительного детрита.

Осадки кровли изучаемого пласта Кечимовского и Покачевского месторождений также накапливались в условиях полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья, фация глинисто-алевритовых осадков приливно-отливной зоны (ватты). Ее отложения представлены сочетанием тонких и относительно грубых слойков: классическими ритмитами. Каждая из двух разностей сортирована довольно хорошо; в тонкой – полого-, а в более грубой – косоволнистая слоистость. Органики в целом среднее количество.



Палеогеографические реконструкции отложений по кровле пласта АВ<sub>1-2</sub> на территории Широтного Приобья (Западная Сибирь):

▲ – расположение скважин на месторождениях: 1 – Вать-Ёганское; 2 – Покачевское; 3 – Кечимовское; 4 – Нивагальское; 5 – Урьевское; расшифровку аббревиатур см. в тексте

На Вать-Ёганском месторождении отложения кровли пласта АВ<sub>1-2</sub> соответствуют дельтовому осадконакоплению. Как известно, среди устьевых образований наибольший интерес представляют дельтовые отложения, поскольку именно с ними связано накопление наиболее мощных, сложно построенных песчано-глинистых отложений, которые могут включать резервуары и покрышки для крупных скоплений углеводородов.

Помимо этого на фациальных кривых остальных месторождений также установлена фация песчаных осадков конуса выноса рек (БДД). Дельтовый комплекс отложений – это непосредственное продолжение отложений флювиальных потоков. А флювиальные толщи часто содержат мощные песчаные пласты с высококачественными коллекторами, которые вместе с тем характеризуются значительной внутренней неоднородностью и сложностью геологического строения. В связи с этим, освоение таких пластов во многих случаях связано с такими проблемами, как выявление зон резких литологических переходов и глинизации, преждевременная обводненность, извлекаемость запасов ниже прогнозируемой и др. Снижение подобных рисков при освоении флювиальных объектов возможно за счет детального геологического изучения с последним применением современных технологий и методик геологического анализа и моделирования\*.

\* Пинус О. В., Пайразян К. В. Особенности геологического моделирования продуктивных пластов флювиального происхождения // Геология нефти и газа. 2008. № 1. С. 25-34.

## ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ КАК РЕЗЕРВУАРЫ НЕФТИ И ГАЗА

*ПАНЬШИН А. Н.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Рифы представляют собой своеобразные геологические образования, в изучении которых заинтересованы представители разных областей теоретической и прикладной геологии. П. Купер дает следующее определение рифа [1]: «... сообщества организмов, которые строят трёхмерное тело, обычно карбонатное, выделяющегося над морским дном (таким образом, оно включает все биологически построенные иловые купола, литогермы и биогермы ...)». Таким образом, это определение охватывает все органогенные (в том числе и бактериальные) постройки. В современных и фанерозойских рифах и других постройках роль каркаса часто играют кораллы. В то же время в состав рифов нередко входят губки, известковые водоросли, моллюски-рудисты и другие организмы.

Коллекторские свойства органогенных построек во многом обусловлены литолого-фациальной зональностью. В качестве примера рассмотрим несколько крайних типов таких построек.

Одним из самых простых типов органогенных построек являются биостромные массивы – тела линзовидной формы «значительной протяженности (десятки и сотни метров), сложенные биогермообразователями или биогермными известняками. Биостром немного возвышался над дном бассейна, выклиниваясь по краям, и при жизни организмов представлял собой банку, которая могла входить в состав рифа в его лагунной части» [2]. Примером биостромного резервуара нефти является Талаканское месторождение, которое расположено в Якутии [3]. Центральная часть этого месторождения имеет однородное массивное строение, наблюдается отсутствие или незначительное количество глинистого материала, преобладают фитогенные разности породы. Все это позволяет предполагать развитие здесь органогенной постройки, в составе которой выделено несколько фаций. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают интенсивно доломитизированные отложения зоны собственно биострома, где среднее значение коэффициента открытой пористости составляет 9 %, в менее доломитизированных – 7 %. В центральной части массива проницаемость хорошая, по мере удаления от центра проницаемость сдвигается в сторону низких значений.

Другим характерным типом являются одиночные куполовидные рифы. Наиболее простое распределение коллекторских свойств отмечается в относительно небольших и слабо дифференцированных постройках, где наилучшими коллекторскими свойствами обладают центральные части массивов. В качестве примера рассмотрим резервуар хорошо изученного рифа Рейнбоу «А» в Канаде (Кузнецов, 2008). Это островершинный округлый в плане диаметром около 2 км риф, общей мощностью 200-250 м, из которых 90 м нефтенасыщенны и 60 м газонасыщенны. В отложениях рифа выделено две основные фации – ядра и околорифового шлейфа. Ядро рифа сложено известняками, среди которых преобладают массивные строматопороидеи, брахиоподы и колониальные фавозитовые кораллы; пространство между ними заполнено микро- и тонкозернистым кальцитом. Краевые части рифа сложены известняками строматопорово-коралловыми. В соответствии с литолого-фациальной зональностью находится и распределение коллекторских свойств. В ядре, сложенном преимущественно строматопоровыми известняками, пористость составляет 15-35 % при проницаемости от 30 до 30000·10<sup>-15</sup> м<sup>2</sup>, в то время как на крыльях преобладают породы с пористостью 8-25 % и проницаемостью от 50 до 2000·10<sup>-15</sup> м<sup>2</sup>.

В более крупных плосковершинных атолловидных рифах, а тем более атоллах, зона улучшения коллекторских свойств смещается к периферии рифового комплекса в область биогермного гребня и предрифового обломочного шлейфа, т. е. распределение пористости и проницаемости подчиняется общей морфологической и литолого-экологической зональности. В фациях рифового гребня, образовавшихся в зоне активной волновой деятельности, пористость связана с внутренними полостями органических остатков и пространством между

ними, с пещеровидными пустотами. Здесь же волны могут образовывать бароподобные валы (из хорошо окатанных и отсортированных обломков рифовых пород), обладающие высокой межгранулярной пористостью. Примером является верхнедевонский риф Голден-Спайк в Западной Канаде (Кузнецов, 2008). Этот риф образует слабо вытянутый в плане овал размером 2,4 × 3,6 км и имеет мощность 170 м. Начальные стадии развития рифа представлены банковыми и биостромными образованиями с широким развитием тонкозернистых и мелкодетритовых известняков, содержащих остатки таблитчатых строматопороидей. Мощность отложений этого комплекса составляет 60 м. Следующая стадия характеризуется развитием рифостроителей по краям сооружения. Мощность этих образований 110-115 м. На склонах рифа пустоты часто заполнены цементом и слабо связаны между собой, пористость и проницаемость относительно незначительные, при этом велика остаточная водонасыщенность, в связи с чем общий коллекторский потенциал низок и качество резервуара не высокое. Средняя пористость пород составляет 5%. Типы пустого пространства пород биогермного кольца характеризуются значительной гетерогенностью. Средняя пористость там уже 15% и она сокращается как в сторону бассейна, так и в сторону внутририфовой лагуны. Таким образом, на краю рифового плато в зоне рифового гребня преобладают межформенные пустоты, и отмечается наибольшая эффективная пористость, в связи с этим наиболее высокие коллекторские свойства имеет место в этой части резервуара.

В периоды роста рифов обычно идёт смена во времени популяций рифостроящих организмов, происходят вертикальные и латеральные смены фаций, которые определяют неоднородность биогермных образований, пачек детритовых и микрозернистых известняков, ведут к слоистому чередованию в разрезе пород с разной структурой пустототного пространства и различными значениями коллекторских свойств. В итоге в крупных рифовых массивах формируется линзовидно-пластовые зоны с высокими коллекторскими свойствами, разделенные пачками с более низкими значениями пористости и проницаемости или даже достаточно плотными породами. Отчетливое слоистое размещение пористо-проницаемых прослоев установлено в нижнепермских рифах Приуралья [1].

Слоистое в целом расположение коллекторов по разрезу не всегда остаётся постоянным по площади и имеет скорее линзовидный характер. Примером служит подробно исследованные рифы Западного Узбекистана [3].

Таким образом, для крупных рифовых массивов характерно линзовидно-слоистое расположение в разрезе наиболее пористых и проницаемых пачек, которые иногда концентрируются в определённых интервалах. Это указывает на их значительную изоляцию от других подобных участков, на относительно позднее поступление нефти в риф, когда отдельные зоны его были достаточно изолированными. В нефтенасыщенных участках нефть располагается внутри раковин брахиопод, аммонитов, в полостях кораллов, в порах и кавернах разного размера и происхождения, в трещинах. Следует заметить, что в мощных дифференцированных рифах с линзовидно-пластовым расположением пористо-проницаемых зон вертикальная миграция может быть затруднена.

Палеогеографические и палеотектонические условия рифообразования часто обуславливают перекрытие рифов после их формирования непроницаемыми флюидоупорами. В зависимости от палеоклимата покрывками для рифовых резервуаров могут быть глины, или эвапориты. В аридных условиях между рифовыми карбонатами и солями истинной покрывки часто формируются доломиты, которые могут быть ложной покрывкой.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: 2003. 284 с.
2. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с.
3. Кузнецов В. Г. Нефтегазоносные рифы. Закономерности распространения, строения ловушек и резервуаров. М.: 2008.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗ  
РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ  
РАЙОНАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ  
(СУША, ПЕЧОРОМОРСКИЙ ШЕЛЬФ)**

*СТРИЖОВ А. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В геологическом развитии Тимано-Печорской провинции можно проследить четыре геодинамических этапа: байкальский, каледонский, герцинский и альпийский.

В байкальском этапе провинция омывалась водами Палеоазиатского океана. Со стороны Палеоазиатского океана осуществлялась миграция углеводородов [3].

Важнейшим геологическим событием в конце каледонского цикла тектогенеза (раннедевонская эпоха) явилось образование структурных (зональных, локальных) и термобарических предпосылок для формирования зон нефтегазонакопления (ЗНГН). Важнейшей локальной предпосылкой формирования ЗНГН, заложенной в конце каледонского цикла тектогенеза, явилось наличие ловушек сбросового типа. Данный тип ловушек (догенерационный) приурочен к деформациям вендско-раннепалеозойского заложения, т. е. к сдвигам, которые в пострanneпалеозойскую эпоху прекратили свое активное развитие. Каледонский цикл тектогенеза был созидующим в формировании фильтрационно-емкостных свойств НГК и образовании рельефа, послужившего основой для накопления вышележащих отложений терригенного девона различной толщины. Несмотря на то, что нефтегазоматеринская толща (НГМТ) нижнего силура находилась в главной зоне нефтеобразования (ГЗН), нефтегенерация в раннедевонскую эпоху не могла быть результативной из-за размыва покровов в среднеордовикско-нижнедевонском нефтегазонаосном комплексе (НГК). В среднедевонскую эпоху - турнейский век НГМТ верхнего силура, нижнего девона находилась в ГЗН и в незначительном объеме НГМТ нижнего силура – в главной зоне газообразования (ГЗГ).

К концу раннегерцинского этапа сформировались одноименные палео ЗНГН с залежами нефти в тектонически экранированных ловушках. В связи с тем, что на протяжении длительной истории генерации и миграции углеводородов (УВ) проводящие их толщи меняли наклон на всех стадиях тектогенеза, зоны сдвиговых деформаций могли аккумулировать потоки жидких УВ как с юго-запада, так и с северо-востока. Среднегерцинская стадия тектогенеза (визейский век-позднекаменноугольная эпоха) характеризуется умеренным увеличением амплитуды компенсированного прогибания и незначительными изменениями контуров существовавших ранее структурных форм поверхности среднеордовикско-нижнедевонского НГК. Как и в раннегерцинскую стадию тектогенеза по сочетанию условий генерации, миграции, аккумуляции УВ в период времени визейский век – позднекаменноугольная эпоха существовали благоприятные условия для формирования ЗНГН в пределах сдвиговых деформаций. Углы наклона проводящих УВ толщ оставались высокими на севере, средними на юге и юго-востоке. В это время подошва среднеордовикско-нижнедевонского НГК находилась на глубинах свыше 3 км, кровля - 1,5...2,0 км. НГМТ нижнего силура находилась в ГЗГ, а верхнего силура, нижнего девона – в ГЗН. В позднегерцинскую стадию тектогенеза (пермская эпоха) очаг генерации УВ с амплитудой до 400 м распространился из Хайпудырской котловины (осложнения) на юг и в современную Хорейверскую впадину. В результате образовался новый очаг генерации, где НГМТ подошвы НГК прошли ГЗН, а кровли - находились в ГЗН. По-прежнему в оптимальных по условиям генерации, миграции и аккумуляции УВ оставались сдвиговые деформации. Таким образом, в пермскую эпоху были заложены структурные предпосылки формирования ЗНГН в пределах валов Сорокина, Гамбурцева и начался процесс формирования залежей УВ. В заключительную фазу (раннекиммерийскую) позднегерцинской стадии тектогенеза (триасовый период-раннеюрская эпоха) НГМТ, прошли ГЗН и находились в ГЗГ.

Альпийский цикл тектогенеза (среднеюрская эпоха-четвертичный период) не привел к изменению в размещении ЗНГН, произошло лишь изостатическое выравнивание рельефа изучаемой территории. О подъеме территории свидетельствует отсутствие отложений верхнего мела, палеогена, неогена. Поверхность НГК среднего ордовика – нижнего девона приобрела региональный наклон на север [1].

**Перспективы нефтегазоносности.** По степени перспективности необходимо отметить участки, являющиеся морским продолжением восточной части Хорейверской впадины, а также часть Варандей-Адъвинской структурной зоны – это валы Сорокина и Гамбурцева. На данной территории находятся все перспективные НГК, начиная с теригенно-карбонатного ордовикско-силурского до верхнепермско-триасового. Здесь выявлены месторождения на шельфе: Варандей-море, Долгинское, Медыньское-море, Приразломное.

Также перспективными районами являются шельфовые продолжения Колвинского мегавала и Шапкино-Юрьянского вала. На всех этих структурах обнаружено подавляющее большинство открытых месторождений в северной части Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна [2].

Перспективы нефтегазоносности каменноугольно-нижнепермских отложений Печорского моря связаны с верхневизейскими вторичными доломитами, формировавшимися в периодически осушавшихся областях поднятий мелководного шельфа. Продуктивность верхневизейских доломитов установлена на площади Медыньское-море.

В качестве возможных перспективных объектов на поиски углеводородов рассматриваются и визейско-серпуховские рифовые постройки. Развитие рифов этого возраста предполагается в районе Коротайхинской впадины в зоне перехода мелководных шельфовых отложений к глубоководным склоновым [5].

В среднекаменноугольно-нижнепермской части разреза породы, способные аккумулировать углеводороды, связаны не только с рифовыми отложениями, но и с отложениями, накопление которых приурочено к обстановкам отмельных зон. Распространение их установлено в Варандей-Адъвинской и Гуляевско-Долгинской структурных зонах [4].

В результате проведенных исследований [1] установлено следующее:

- разнообразные по морфологии и длительности формирования ЗНГН, выделяемые по сочетанию благоприятных условий генерации, миграции и аккумуляции УВ – результат последовательно проявившихся в фанерозое геотектонических режимов: рифтогенеза, погружения, инверсии, надвигово-складчатых, изостазии;

- выявлено наличие двойного структурно-тектонического контроля за размещением ЗНГН, выраженного в сосредоточении залежей нефти в тектонических «узлах» пересечения структурных элементов различного генезиса (сдвиговые деформации – валы, сдвиговые деформации – зоны разломов);

- перспективы нефтегазоносности среднеордовикско-нижнедевонских отложений связаны со структурными формами древнего заложения (валы, сдвиговые деформации) и «узлами» их пересечения.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Богданов М. М., Сотникова А. Г. Палеотектонические условия формирования и прогноз размещения зон нефтегазоаккумуляции в северо-восточных районах Тимано-Печорской провинции (суша, Печороморский шельф) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. Москва: ВНИГНИ, 2011. С. 13-26.
2. Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. Москва: ГЕОС, 2009. 350 с.
3. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
4. Окнова Н. С. Зоны концентрации углеводородов суши и акваторий в нефтегазоносных бассейнах окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцево-Каспийский пояс нефтегазоносности). СПб.: ВНИГРИ, 2010. 24 с.
5. Суворова Е. Б. Литолого-фациальные особенности отложений каменноугольно-нижнепермского НГК шельфа Печорского моря // Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. СПб., 2010. С. 114-118.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ ДЛЯ ФАЦИАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛАСТОВ ГРУППЫ БС<sub>10</sub> ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

*ХАСАНОВА К. А., ЩЕТИНКИНА Д. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В настоящее время искусственные нейронные сети активно применяются во всех отраслях науки, их развитие вдохновляется биологией. Тем самым, рассматривая сетевые конфигурации и алгоритмы, исследователи мыслят в терминах организации мозговой деятельности. Нейронные сети (НС) эффективны для решения задач распознавания образов, поэтому их использование для решения задач интерпретации геолого-геофизических данных представляется весьма перспективным.

Относительно недавно НС стали применяться в геологии. В нефтегазовой литологии большие перспективы при поисках неантиклинальных ловушек можно связать с литолого-фациальным анализом. Параметры нейронной сети, полученные для конкретной геологической ситуации, имеют локальный характер и могут быть успешно использованы для реконструкции близкой палеогеографической обстановки [2].

Именно нейронный анализ может дать новый импульс «субъективным» фациальным решениям. Основой для успешного использования нейросетевых технологий является наличие эталонных объектов, полученных в результате решения задачи квалифицированным специалистом-экспертом. Чем выше качество экспертных решений, тем надежнее работа сети.

Для создания модели НС выбраны 3 скважины Тевлинско-Русскинского месторождения расположенного на территории Западной Сибири. Для обучения сети приняты основные признаки, по которым устанавливаются фации: гранулометрический состав, сортированность, текстура, характер растительных остатков, а также геофизические данные, такие как самопроизвольная поляризация (ПС), нейтрон-нейтронный каротаж (ННК), индукционный каротаж (ИК) и показания гамма-каротажа (ГК), результаты петрофизического исследования керна. Таким образом, в результате проведения литолого-фациального анализа установлено, что в составе пород преобладают размерности в широком диапазоне от крупнозернистого песчаника до мелкозернистого алевролита. В большинстве имеет место хорошая сортированность. Отмечен диапазон текстур – от массивной до волнистой. Таким образом, изучаемый интервал представлен отложениями переходной группы от заливно-лагунного побережья до отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна (бассейновая группа).

Первым этапом создания сети является ее обучение, в процессе которого задаются исходные данные с известными вариантами решения. Производится настройка весовых коэффициентов и пороговых значений таким образом, чтобы при определенных значениях исходных данных сеть показывала нужный вариант решения.

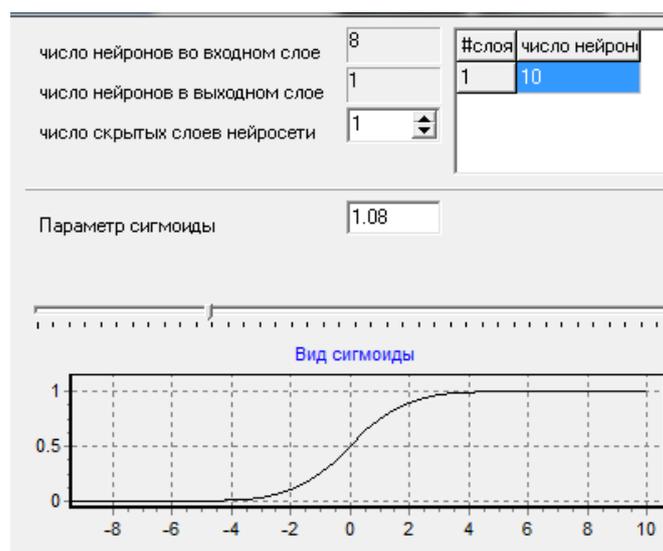
Произведен анализ по каждому из признаков и их последующая кодировка. Важным элементом в кодировании было исключить бимодальность, которая может повлечь за собой неоднозначное решение задачи. Для этого по всем исходным данным для трех скважин была произведена номинализация, в результате получен тезаурус по трем исследуемым скважинам (см. таблицу).

После создания кодировочной таблицы производится непосредственное кодирование керна. Далее каждый геологический признак характеризуется в виде бинарных векторов, количество разрядов которого соответствует количеству состояний этого признака.

Обучение сети, как и распознавание, производилось в программе Neural Network Emulator. Для обучения программы использовались следующие конфигурации: параметр сигмоиды – 1,08; число входов – 8; количество скрытых слоев: 1; слой 1 – число нейронов: 10; число выходов: 1; для обучения используется 90 % записей; максимальная ошибка при обучении < 0,05 (см. рисунок).

### Исходные данные для обучения НС

Гранулометрический состав	Текстура	ПС	ННК	ИК	ГК	Пористость	Проницаемость	Фация
9	7	3	3	1	7	7	8	1
6	5	4	2	3	2	4	5	2
3	2	6	1	6	3	2	1	3
4	5	3	1	4	2	2	3	4
6	6	4	4	5	2	6	7	5
7	5	7	3	6	7	6	6	6
9	6	1	3	1	2	3	5	7
5	6	8	5	2	2	4	3	8
2	1	5	4	5	5	5	2	9



Используемые конфигурации для обучения нейронной сети

Далее данные представляют собой матрицу выходных числовых данных, которые необходимо преобразовать в геологические данные.

После обучения программы производилось ее тестирование, в итоге оказалось, что распознавание соответствовало 90%. Весьма интересно, что без ошибок были распознаны фации песчаных осадков конусов выноса рек. Хуже распознавались отложения полуизолированного малоподвижного мелководья.

Таким образом, обработав стандартный комплекс информации в виде описания кернового материала, интерпретации геофизического комплекса данных и петрофизических параметров, мы имеем начальную базу для установления условий формирования исследуемого объекта. Данный способ обработки информации может существенно упростить и ускорить построение моделей палеорекоstructions, которые позволяют решить такую важную промышленную задачу как установление изменчивого уровня ВНК.

### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеев В. П., Толмачев Е. О., Хасанова К. А. Фациально-циклический анализ мезозойских неугленосных толщ: постановка вопроса // Новые идеи в науках о Земле. М.: РГГРУ, 2009.
2. Серков В. А., Алексеев В. П. [и др.]. Нейросетевые технологии анализа геолого-геофизических данных // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. Вып. II (18). С. 231-239.

## КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ СОВРЕМЕННОЙ СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИИ

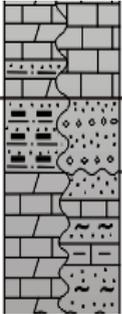
ШИХОВА Т. Л., ГОРБУНОВА В. В.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В последние 30 лет большой интерес уделяется сиквенс-стратиграфии. Основные положения изложены в ряде работ, в том числе современных исследователей [1]. Одной из новейших работ в данной области является «Сиквенс-стратиграфия» А. Эмбри [3], в которой предложен системный подход к разделению несогласий по определенным признакам. Автор выявил сочетание физических характеристик, которые позволяют определить и разграничить стратиграфические слои на основе различных исходных данных. Важную роль в работе занимают поверхности несогласия, в том числе MFS (максимально затопленная поверхность), которая является центральной частью сиквенса.

MFS – это поверхности осаднения в то время, когда береговая линия находится на максимальном положении по отношению к берегу (Posamentier & Allen, 1999). Она представляет собой изменение в переходе от мелкозернистых пород к более грубым. Поверхность развивается в начальных стадиях регрессии, когда береговая линия начинает перемещаться в сторону моря и на поверхность осаждаются более крупные частицы. Также MFS может быть несогласной из-за перерыва поступления осадочного материала и эпизодического разрушения ранее отложившихся толщ.

Эти положения можно использовать при корреляции данных на территории сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы. Ярким примером MFS являются отложения Западного Предуралья на территории Свердловской области во временном промежутке турнейского и визейского ярусов каменноугольной системы. Одним из факторов, что данную поверхность можно отнести к типу MFS, является разрез, в котором прослеживается переход от мелкозернистых песчаников к конгломератам (см. рисунок).

К А М	Нижний	Визей- ский	Вепевский	C <sub>1</sub> -t <sub>v</sub>		10 - 300	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, редкие прослои каменных углей, известняков, доломитов	Конгломератобрекчии, песчаники			
			Михайловский								
			Алексинский								
			Тульский								
			Бобриковский								
			Радаевский								
		Косвинский									
		Турней- ский	Кизеловский						110 - 630	Известняки, доломиты, прослои аргиллитов, алевролитов, мергелей, глинистых известняков	Полимиктовые песчаники, пестроцветные глинистые сланцы, прослои мергелей и известняков
			Черепетский								
			Упинский								
			Малевский								
			Гумеровский								

Фрагмент сводного геолого-геофизического разреза восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Предуральяского прогиба

Отложения турнейского яруса в пределах рассматриваемой площади обычно согласно залегают на девонских образованиях, участками отмечаются локальные перерывы. В карбонатном разрезе преобладают органогенно-детритовые известняки, реже прослои доломитов, иногда встречаются доломитизированные, глинистые известняки с прослоями аргиллитов.

Визейский ярус представлен преимущественно терригенными отложениями. Они разнообразны по составу (аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко прослои известняков,

доломитов) и не выдержаны по простираению, участками отдельные слои прерываются. Данный комплекс является нефтегазоносным и наиболее продуктивным в регионе.

Подтверждением изложенному являются палеогеографические построения.

Эмско-турнейское время характеризуется общей трансгрессией в условиях неравномерных восходящих и нисходящих движений. Впадины заполняются красноцветными карбонатно-терригенными отложениями переменной мощности. Они неравномерно перекрываются карбонатными и кремнисто-карбонатными (доманиковыми) отложениями. В западной части региона формируются рифовые постройки. Этап завершается частными поднятиями раннегерцинской поверхности.

В визейско-гжельское время в прогибах происходит накопление мощных карбонатных толщ. На бортах впадин образуются клиноформы, в пределах которых, как и в поднятиях, преобладают песчано-глинистые, участками угленосные отложения. Воздымания, связанные с началом орогенных процессов на Урале, сопровождаются накоплением относительно выдержанных по латерали песчаных горизонтов. В последующем формируются протяженные поднятия и валы, осложненные локальными поднятиями.

С верхнего карбона на данной территории начался орогенный этап. Расположенная здесь молодая складчатая система поставляла обломочный материал в морской бассейн, сохранившийся на западном склоне, который представлял собой обширный предгорный прогиб. По мере продолжающихся поднятий прогиб постепенно мигрировал к западу, в сторону Русской плиты, как бы «накатываясь» на нее. Произошло формирование шарьяжных структур, которые являются продуктивными толщами.

Складчатый Урал представляет собой крупную потенциально нефтегазоносную область, где могут быть открыты новые скопления углеводородов. Во второй половине прошлого столетия было установлено шарьяжно-надвиговое строение Урала, резко повысившее его нефтегазовый потенциал. Выяснилось, что Зилаирский синклиниорий Южного Урала надвинут на Предуральский краевой прогиб на десятки километров. На глубинах около двух километров под флишеидными породами верхнего девона скважины вскрыли отложения нижнего и среднего карбона, а также среднего и верхнего девона, представленные карбонатными формациями платформенного и субплатформенного типов, региональная нефтегазоносность которых установлена в платформенной части Волго-Уральской области [2].

### **БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Дружинин В. С. Информация о строении земной коры – необходимый атрибут региональной нефтегазовой геологии (на примере Уральского региона) // Отечественная геология, 2009. № 6. С. 65-70.
2. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Институт геологии Уфимского Научного Центра Российской Академии Наук, 2000. 147 с.
3. Embry A. F. Practical Sequence Stratigraphy. Canada Society of Petroleum Geologists, 2009. 81 p.

## ВЛИЯНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТониКИ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАЙМЫСОВСКОГО СВОДА С НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНОЙ

*ШИХРАГИМОВ К. А.*

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В мезозойско-кайнозойское время на территории Западной Сибири проявлены тектонические движения, повлекшие за собой образование структур I порядка и образование на них локальных поднятий, являющихся перспективными объектами на углеводороды [2].

Задачами данной работы являлось по данным материалов сейсморазведки, структурных карт по реперным горизонтам и карт изопахит сейсмогеологических мегакомплексов определить основные этапы тектонических движений, проявившихся на исследуемой территории.

В осадочном чехле Западной Сибири выделяются четыре нефтегазоперспективных мегакомплекса, контролируемых в кровле мегарегиональными флюидоупорами. Зонально и локально развитыми глинистыми пачками мегакомплексы разбиты на нефтегазоперспективные комплексы [2].

Характерной особенностью этих мегакомплексов является то, что все они сложены выдержанными по толщине морскими трансгрессивными глинистыми пачками, которые сформировались в эпохи тектонического покоя и были распространены на обширных территориях Западной Сибири. Важнейшим показателем реперных горизонтов является то, что они обладают аномально низкими акустическими характеристиками, благодаря чему их и выделяют.

**Подшва осадочного чехла.** В структурном плане по отражающему горизонту  $\Phi_2$  перепад абсолютных отметок превышает 1000 м. Минимальная глубина подошвы осадочного чехла составляет 2520 м – фиксируется на Моисеевской площади, максимальные, достигшие 3700 м, в Кулан-Игайской впадине.

**Кровля баженовской свиты  $\Pi^a$ .** На исследуемой территории абсолютные глубины подошвы баженовской свиты изменяются от 2415 м в переклиальной части Моисеевской структуры до 3050 м в Кулан-Игайской впадине, осложняющая в свою очередь осевую часть Нюрольской мегавпадины.

**Алымской свита и ее аналоги (нижний мел, апт) III.** Рельеф этого горизонта в региональном плане повторяет структурный план кровли юры, однако существенно теряет в контрастности и отличается в деталях. В этом горизонте в зоне сочленения положительной и отрицательной структур первого порядка находящиеся локальные поднятия имеют низкую амплитуду.

**Кузнецовская и талицкая свиты.** Если структурные горизонты  $\Phi_2$ ,  $\Pi^a$ , III обладали неким своеобразием и являются подобными, то горизонты кузнецовской и талицкой свиты существенно отличаются от них, в их структурном плане погружения территории меняется на противоположенные. Здесь четко прослеживается тенденция погружения рассматриваемой территории в северо-западном направлении – в направлении Каймысовского свода.

На исследуемой территории все нефтяные месторождения приурочены к пластам регионально развитого горизонта  $Ю_1$ . Горизонт  $Ю_1$  можно разделить на два класса: 1 – залежи, связанные с отложениями надугольной пачки (пласты  $Ю_1^1, Ю_1^2$ ); 2 – залежи, связанные с отложениями подугольной пачки (пласты  $Ю_1^3, Ю_1^4$ ). Залежи в отложениях надугольных песчаных пластов  $Ю_1^1, Ю_1^2$  чаще всего являются антиклинальными, осложненными зонами литологического замещения коллекторов, либо структурно-литологическими. Подугольные песчаные пласты  $Ю_1^3, Ю_1^4$ , напротив, имеют плащеобразное распространение и обладают достаточно большими мощностями [1].

**Мезозойско-кайнозойские тектонические процессы.** В процессе поисково-разведочных работ на нефть и газ большое значение имеет изучение истории тектонического

развития [3]. Тектонические процессы, происходившие на исследуемой территории, были разделены на несколько этапов.

Юрский этап. В юре эпицентры погружения располагались в зоне наиболее погруженных частей современной отрицательной структуры 1 порядка Нюрольской мегавпадины. На этом фоне Каймысовский свод, Моисеевское к.п., Тагайская и Крапивинская структуры, погружались менее интенсивно и испытывали тенденцию к относительному росту. В юре тенденцию к относительному росту испытывали как крупные Каймысовский макроблок доюрского основания, над которым позднее образовался Каймысовский свод, так и остальные расположенные на нем локально эрозионно-тектонические выступы, над которыми на следующем этапе были сформированы локальные поднятия-ловушки углеводородов.

По мере заполнения бассейна интенсивность тектонических движений существенно падала, а уже к концу аалена рельеф исследуемой территории был практически сnivelирован.

Берриас-аптский этап. На этом этапе юго-восточные районы опускались относительно северо-западных, и Нюрольская мегавпадина продолжала погружаться относительно Каймысовского свода. На этом же этапе новый импульс к росту получили небольшие по размерам относительно монолитные выступы доюрского основания, над которыми в рельефе баженовской свиты были сформированы локальные поднятия. Его анализ позволяет утверждать, что к эрозионно-тектоническим выступам приурочены Северо-Карасеевское, Карасеевское, Двуреченское, Западно-Моисеевское, Южно-Моисеевское, Тогайское локальные поднятия, выделяемые в структурном плане кровли юры.

Апт-раннепалеоценовый этап. Региональные тектонические движения сохранили свою направленность, однако их интенсивность существенно снизилась, локальные поднятия II и III порядков практически не развивались, исключение составляют Моисеевское и Крапивинское поднятие продолжавшие испытывать незначительную тенденцию к относительному росту.

Кайнозойский этап: В кайнозойскую эру на исследуемой территории Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции происходило региональное воздымание юго-восточных обрамлений плиты относительно северо-западных [1].

Разрывные нарушения в нашем случае связаны с вертикальными тектоническими движениями эрозионно-тектонических блоков фундамента. Было выделено три этапа мезозойско-кайнозойской тектонической активизации, сопровождавшихся активным формированием разломов: юрский, ранненеокомский и кайнозойский.

Юрский этап. Большинство разрывных нарушений, сформировавшихся в это время, разрывают базальные горизонты осадочного чехла и не проникают в байос-волжские горизонты, затухая в геттанг-ааленской толще.

Ранненеокомский этап развития дизъюнктивных нарушений протекал, когда баженовская свита залегала на небольших глубинах и не генерировала углеводороды. К моменту, когда нефтематеринские породы оказались в главной зоне нефтеобразования, эти нарушения были залечены. Такие разломы могли служить только тектоническими экранами. Подобные разломы были проявлены вблизи локальных поднятий, расположенных в южной части Каймысовского свода в зоне его сочленения с Нюрольской мегавпадиной.

Кайнозойский этап развития формировался, когда баженовская свита находилась в главной зоне нефтеобразования и генерация углеводородов была максимальной. Эти разломы служили основными каналами для вертикальной миграции углеводородов из баженовской свиты в меловые песчаные резервуары на всей территории Западной Сибири [1].

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Конторович В. А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 253 с.
2. Конторович В. А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 461-474.
3. Машкович К. А. Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. – М.: Недра, 1970. 151 с.