РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Материалы VII Всероссийского литологического совещания

Новосибирск, 28-31 октября 2013 г.

Том III

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

МАТЕРИАЛЫ
VII Всероссийского литологического совещания

28-31 октября 2013 г.

Том III

Новосибирск

УДК 552.5+551
ББК 26.31
О-72

Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. / Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. III. – 350 с. – **ISBN 978-5-4262-0047-0**.

Сборник содержит материалы докладов VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.), рассматривающие широкий круг вопросов эволюции осадочных бассейнов в геологической истории Земли, условия и процессы возникновения и последующего стадийного изменения осадочных горных пород, цикличность их проявления и факторы, эту цикличность обусловливающие. В представленных материалах большое внимание уделено разнообразным современным методам исследования осадочных образований: литологическим, геохимическим, изотопно-геохимическим, геофизическим, петрофизическим и др., а также их комплексному применению для решения обширного спектра задач. Рассмотрены актуальные теоретические и практические проблемы литологии нефтегазоносных отложений.

Для широкого круга специалистов, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений, специализирующихся в области наук о Земле.

Ответственные редакторы:
Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян

Редколлегия:
Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян, Е.А. Вакуленко, А.В. Каляда, А.Ю. Попов, М.М. Кротова

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06102). Не подлежит продаже

Публикация выполнена с авторских оригиналов с незначительными редакционными правками

Фото на обложке П.А. Ян

ISBN 978-5-4262-0047-0

© Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН, 2013
© ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2013

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦУНАМИГЕННЫХ АЛЕВРО-ПЕЛИТОВЫХ ИЛОВ

Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, Е.Д. Иванова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tig.dvo.ru

При реконструкции проявления цунами в прошлом обычно используются прослои песков морского происхождения, имеющие покровное залегание, уходящие вглубь суши за пределы зоны воздействия штормовых заплесков. Прослои илов в разрезах береговых низменностей обычно не используются в качестве индикаторов палеоцунами. Однако работы последних лет показали, что во время крупных цунами происходит осаждение не только песков, но и илистых алевро-пелитовых осадков (Sawai et al., 2009; Goto et al., 2011; Abe et al., 2012; Szczuciński et al., 2012; Takashimizu et al., 2012). Целью настоящего исследования является анализ распределения, состава и факторов, определяющих накопление цунамигенных илов на примере осадков Индонезийского цунами 2004 г. и Тохоку цунами 2011 г. Гранулометрический анализ алевропелитовых осадков изучался на седиментографе «Analysette 22». Для определения источников материала были выполнены микропалеонтологические исследования, включавшие диатомовый и фораминиферовый анализы.

Изучение проявления Индонезийского цунами на севере Индонезии показало, что цунами может откладывать тонкий материал алевропелитовой размерности, который начинает накапливаться после осаждения песка, когда вода стоит достаточно долгое время (не менее нескольких часов), и на поверхности песков образуются глинистые корки. В их составе установлено высокое содержание пелитовых фракций с преобладанием частиц 1–5 мкм и существенной примесью частиц <1 мкм. Поскольку известно, что осаждение такого тонкого материала происходило в течение нескольких часов, можно предположить, что тонкие фракции осаждались в коагулированном виде или их принудительному осаждению способствовало осаждение более грубого материала следующей волны. Особенно много тонкого материала может переноситься при активной эрозии морских, лагунных и озерных илов, а также за счет размыва аллювиальных и склоновых отложений или дна закрытых акваторий. Структурно-вещественный состав глинистых корок также во многом унаследован от источников. Если имеются несколько источников разнородного материала, все они представлены в гранулометрическом спектре осадков, причем могут наблюдаться разорванные кривые распределения. Если перерабатывается хорошо сортированный материал, его характеристики сохраняются и в осадках цунами, причем разные волны могут откладывать достаточно однородный материал с небольшим перераспределением по фракциям. Если переоткладывается плохо сортированный материал, картина усложняется, и илы, которые приносит одна и та же волна цунами на разных близко расположенных участках, могут иметь совершенной иной состав.

На побережье около Медана (о. Суматра), где высота заплеска цунами не превышала 3,1 м, на поверхности цунамигенных песков были найдены корки и пятна ила (мощностью до 0,5 см), сложенные преимущественно пелитом (до 70,4 %), причем доля частиц <1 мкм достигает 12 %. Кривая распределения бимодальная с модами 3–5 мкм и 90–100 мкм. Источником пелитовых частиц были илы, выходящие в зоне развития зарослей кустарников и, вероятно, на подводном склоне. Их эрозия привела к тому, что после цунами морская вода у берега на этом участке даже при небольшом волнении становится сильно насыщенной взвесью. На втором профиле пленка ила имеет несколько другой состав с преобладанием мелкоалевритовых частиц (до 42,4 %), количество пелитовых не превышает 35,9 %. Структура осадка близка к подстилающим лагунным илам. Комплекс диатомей из илов характеризуется обилием солоноватоводных видов (до 38 %): *Amphora coffeaeformis* Ag. (12 %), *A. acutiuscula* (8,1 %), *A. delicatissima* Krass. (5,4 %), *Amphora angusta* (Greg.) Cl. (2 %). В числе пресноводных (до 3,5 %) отмечены *Cymbella sinuata* Greg., *Navicula rhynchocephala* Küts., *Nitzschia dissipata* (Küts.) Grun., *N. palea* (Küts.) W. Sm. Экологическая структура комплексов отвечает условиям открытого мелководного побережья

и лагунным обстановкам. В отличие от илов в песках отмечено более высокое содержание неритических и океанических видов диатомей, имеющих более крупные размеры створок.

На о. Симелу, наиболее приближенного к эпицентру землетрясения, в условиях высоких заплесков цунами (около 9 м) на поверхности осадков встречена тонкая пленка хорошо сортированного алеврита. Аналогичный по структуре осадок обнаружен в зоне максимального заплеска на склонах и в долине ручья. Материал характеризуется одномодальной кривой распределения (мода 20–30 мкм) с хвостом пелитовых фракций (до 33,5 %, преобладает средний пелит). Подстилающие лагунные алевриты имеют моду 15–25 мкм, осадки менее сортированы и имеют симметричную кривую распределения. В отдельных местах осадки стратифицированы, и можно выделить две-три серии, вероятно, отвечающие прохождению разных волн. Осадки имеют нормальную градационную слоистость, в основании серий накапливались грубые плохо сортированные (Ма 1,55 мм; σ до 5,5) полимодальные пески с отрицательным коэффициетом асимметрии (Ка — 0,27), образованные при активном разрушении рифа первыми волнами цунами. Вверх по разрезу происходит уменьшение размерности материала (Ма 0,22–0,27 мм), сортировка улучшается (σ 1,78–1,79), коэффициенты асимметрии имеют небольшие отрицательные значения (Ка −0,05…−0,12). Иногда внутри разреза серии отделены прослоем серого алевропелитового ила. В пленке ила на цунамигенных песках наряду с прибрежно-морскими сублиторальными видами диатомей в обилии встречены *Navicula erifuga* L.-Bert. (50 %), *Amphora coffeaeformis* Ag. (9 %), *Navicula rhynchocephala* L.-Bert (7 %), что говорит о том, что источником глинистого материала были осадки небольшого слабо солоноватоводного озерка, существовавшего в зоне затопления до цунами. На линии максимального заплеска в осадках найдены редкие диатомеи, наряду с пресноводными отмечены единичные створки прибрежно-морских *Rhaphoneis rhombica* (Grun.) Andrews*, Navicula pygmaea* Kütz*, Diploneis weissflogii* (A.S.) Cl.

Здесь же на небольшом острове Пулау Панджанг осадки включают прослои алевропелитового ила, источником которого были склоновые отложения, алевролиты, почвы и торфяники. Илы умеренно сортированы, имеют одномодальные кривые распределения с модой 15–25 и 40–60 мкм, доля алевритовых фракций достигает 61,6 %, пелитовых — 47,7 %. Отложения были образованы во время прохождения двух волн цунами, настигающих друг друга. Во время первой осаждался материал, поступивший за счет эрозии склона и подстилающих пород, а вторая в основном захватила материал разрушенного рифа.

На юго-западной части острова Симелу в условиях небольших заплесков обнаружены осадки (мощностью 5 см), представляющие собой переслаивание мелкозернистых песков и темно-серых алевритов, фиксирующих прохождение нескольких волн цунами, настигающих одна другую. Насчитывается до шести слойков алевритов (мощностью 3–5 мм). По простиранию разреза верхние алевритовые слойки срезаны обратным потоком. Алевриты из разных слоев характеризуются однообразным составом с бимодальными кривыми распределения (модальные фракции 70–100 и 20–30 мкм) и существенной примесью пелитовых частиц (до 30,7 %) с преобладанием фракции 5–1 мкм. По-видимому, цунами размывало и переоткладывало материал из двух источников. Сходные кривые распределения имеют обнаруженные здесь же подстилающие алевропелитовые и алевритовые илы. Прослои алевритов содержат богатую диатомовую флору. Ведущую роль играют пресноводные виды (до 70 %): *Nitzschia tropica* Hust. (до 13 %), *N. fonticola* Grun. (до 8 %), *Navicula contenta* Grun.*, Cymbella tumida* (Breb.) V.H.*, Fragilaria ulna* (Nitzsch) Ehr. и др. Отмечено довольно большое разнообразие представителей рода *Navicula*, среди которых преобладают космополиты *Navicula rhynchocephala* Kütz.*, N. cincta* (Ehr.) Ralfs*, N. menisculus* var. *upsaliensis* Grun.*, N. halophila* (Grun.) Cl.*,* некоторые из них характерны и для слабосоленых водоемов (до 0,9 ‰). Пресноводный комплекс, возможно, был переотложен из континентальных отложений, эродированных в долине ручья. Морские диатомеи представлены видами, обитающими в прибрежно-морской зоне: *Navicula tenera* Hust. (до 12 %), *Achnanthes brevipes* C.Ag. (до 6 %), *Anaulus maritimus* Nik. (до 6 %), *Diploneis suborbicularis* (Greg.) Cl. (до 2 %), *Delphineis surirella* Grun., *Melosira moniliformis* (Müll.) Ag.*, Actinocyclus octonarius* Ralfs. Встречены неритические *Coscinodiscus nitidus* Greg.*, Thalassionema nitzschioides* Grun.*, Thalassiosira lineata Jouse.*

На юго-востоке острова, где заплески цунами были менее 1,7 м, в локальных понижениях на поверхности песка встречены алевропелитовые корки (мощностью до 0,5 см) со значительной примесью мелкого песка (до 29 %). Осадок имеет полимодальную кривую распределения с модами 7–9, 80–100, 400–500 мкм. Доля пелитовой фракции составляет 33,3 %, преобладает фракция среднего пелита. На отдельных участках фиксируется прохождение до четырех волн цунами. Осадок имеет хорошо выраженную горизонтально-волнистую слоистость, подчеркнутую тонкими слойками алевропелитового ила и гумусированного материала, что указывает на нестабильные условия осаждения во время прохождения нескольких волн цунами и развитии на заключительной стадии обратного потока, срезавшего все серии. Алевропелитовый материал имеет бимодальные кривые распределения с разными модами (4–5, 15–25, 130–170 мкм). Примесь пелитовых частиц довольно существенная (до 60 %), причем доля частиц < 1 мкм достигает 11 %. В основании серий материал более крупный и менее сортированный. В алевритах обнаружены морские сублиторальные виды диатомей, среди которых доминирует *Rhaphoneis* sp. (до 75 %), отмечены *Plagiogramma atomus* Grev. (до 4 %), *Lyrella atlantica* (A.S.) Jous. (до 4 %), *L. lyra* (Ehr.) Kar. (до 3 %), *Navicula directa* W.S. (до 2 %), *Rhaphoneis amphiceros* Ehr., *Diploneis bombus* Ehr., *D. crabro* Ehr , *Navicula granulata* Bail., *N. marina* Ralfs, *Nitzschia panduriformis* Grun., *Rhaphoneis rhombica* (Grun.) Andrews, солоноватоводная *Amphora coffeaeformis* Ag. Из океанических и неритических единично встречены *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Coscinodiscus nitidus* Greg. Содержание пресноводных диатомей в комплексе не превышает 7 %. В комплексе бентосных фораминифер наряду с видами, типичными для мелководных условий и коралловых рифов (*Ammonia beccarii* 17,8 %, *Calcarina* sp. 16,9 %, *Neorotalia calcar* (d'Orbigny) 14,2 %, *Pararotalia* sp. 8,9 %), встречены *Quinqueloculina bicarinata* d'Orbigny (28,5 %) и многочисленные представители *Miliolida* и *Elphidium*, типичные для открытого шельфа. Основным источником материала были осадки мелководного пролива.

Изучение распределения осадков Тохоку цунами на Малой Курильской гряде показало, что даже при небольших заплесках на побережье закрытых бухт образуются достаточно протяженные покровы илов, которые плохо разрушаются, активно зарастают и должны сохраняться в разрезах. Заплеск цунами обычно был не более 3–4 м, максимальная дальность проникновения волн зафиксирована в устьях рек (до 630 м). Покровы осадков обнаружены только в закрытых бухтах со стороны Южно-Курильского пролива. В этих бухтах до цунами был мощный ледовый покров, нахождение льдин в воде усилило эродирующую способность волны, особенно на участках, где волны имели даже небольшие препятствия. Содранный льдинами материал и послужил источником накопления покрова илов в бухтах Крабовая и Отрадная. Алевропелитовый материал осаждался на поверхность льдин, торфяников и почв из суспензии. После таяния льда образовался покров коричневых алевропелитовых илов с большим содержанием органики.

В бухте Крабовая доля алеврита составляет 50,1–59,1 %, высоко содержание пелитовых фракций — до 41,5 %. Гранулометрические кривые распределения одно- и бимодальные, хорошо выражена мода 20–30 мкм. Бимодальные осадки характерны для бортов бухты, где болота менее протяженные и поставлялось больше песчаных фракций при размыве берега. Встречаются как симметричные, так и асимметричные кривые разного типа за счет участия как мелкого пелита, так и крупного алеврита, говорящие о смеси материала из разных источников. На бортах бухты ближе к выходным мысам осадки представлены хорошо сортированными мелкозернистыми песками (85,6 %) с примесью алеврита (9,1 %) и пелита (5,3 %). На побережье бухты Отрадная в цунамигенном иле преобладают алевритовые фракции (51,8–61,6 %) и высоко содержание пелита (до 35,9 %). На левом борту бухты осадки имеют одномодальные кривые распределения (мода 20–30 мкм), в вершине бухты — бимодальные, появляется мода 80–100 мкм, свидетельствующая о поступлении материала из двух источников. В алевритовых покровах при продвижении вглубь суши также сохранятся размер моды, соотношение других фракций по профилю перераспределяется без четких закономерностей. Иногда в глубине суши увеличивается примесь крупного алеврита или мелкозернистого песка и кривые становятся бимодальными, иногда количество пелитовых фракций растет вблизи уреза воды. По-видимому, это связано с переносом материала на льдинах, что усложнило картину

осаждения из суспензии. На тихоокеанской стороне острова покров алевритистых песков и илов обнаружен в бухте Малая Церковная, закрытой от Тихого океана о. Айвазовского. Мощность покрова увеличивается в 10–35 м от береговой линии, достигая максимальной величины (до 14 см) в небольших понижениях рельефа. Вглубь суши мощность осадков резко уменьшается (0,5–1,0 см). Осаждение алевритистых песков, вероятно, было связано с продолжительным стоянием воды и выпадением материала как из придонного слоя, так и из суспензии, когда волна достигла максимума и потеряла свою энергию. Наличие стратифицированных разрезов осадков указывает на прохождение нескольких волн цунами. Гранулометрические характеристики осадков хорошо выдержаны по трансектам, при продвижении вглубь суши увеличивается примесь алеврита при сохранении размерности модальных фракций, средний размер зерен меняется мало. Илистые корки найдены также в полузакрытой бухте Снежкова, где преобладает алеврит (51,4–64 %), хорошо выражена мода 20–30 мкм, высока доля пелита (до 30,7 %), кривая распределения одномодальная, слабо асимметричная за счет примеси крупного алеврита и мелкого песка. Вероятно, источником алевритопелитового материала были осадки старицы, которые размывались и переоткладывались цунами.

В осадках Тохоку цунами обнаружены богатые диатомовые комплексы, представленные смесью морских и пресноводных диатомей разной экологии, что характерно для осадков цунами. Среди морских диатомей преобладают сублиторальные бентосные виды, что свидетельствует о поступлении материала с подводного берегового склона. Обращает внимание наличие крупных створок (до 30 мкм) таких видов, как *Cocconeis scutellum*. В отличие от цунами с высокими заплесками, в осадках которых створки диатомей сильно изломаны (Sawai et al., 2009), в осадках Тохоку цунами на Южных Курилах створки диатомей имеют хорошую сохранность. Часто встречаются диатомеи в колониях, что свидетельствует о слабой турбулентности потока в условиях небольших заплесков цунами. Возможно, именно нахождение диатомей в колониях способствовало массовому осаждению створок, в том числе видов с мелкими створками. Видовой состав бентосных фораминифер в осадках показывает, что цунами захватывало материал с верхней части берегового склона. Большинство видов относятся к сублиторальным, обитающим в волноприбойной зоне и на маршах. Находки видов, живущих на глубинах 5–10, 15–50 м, свидетельствуют о переносе материала со дна бухт, пролива и открытой части моря. Хорошая сохранность раковин говорит об их недалеком переносе в условиях слабо турбулентного потока. Должно быть, редкие раковины глубоководных видов плохой сохранности были перенесены цунами с больших глубин на большое расстояние.

Проведенные исследования показали, что цунами оставляют не только покровы песков и грубообломочного материала, но и илы разнообразного состава, что также следует учитывать при палеореконструкциях таких событий. Торфяники на побережье закрытых бухт могут содержать следы даже не очень крупных цунами, произошедших в историческое время и в голоцене. На открытом побережье происхождение илов, которые оставляют сильные цунами, трудно идентифицировать, поскольку основным источником тонких фракций при больших заплесках являются континентальные фации. Это показало изучение осадков Тохоку цунами на равнине Сендай, о. Хонсю (Sawai et al., 2009; Goto et al., 2011; Szczucinski et al., 2012; Takashimizu et al., 2012) и изучение осадков Индонезийского цунами на севере Индонезии.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Президиума РАН 12-I-П4-06 и РФФИ 11-05-00497.

Литература

Abe T., Goto K., Sugawara D. Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan // Sedimentary Geology. 2012. V. 282. P. 142–150.

Goto K., Chague-Goff C., Fujino S., Goff J., Jaffe B., Nishimura Y., Richmond B., Sugawara D., Szczucinski W., Tappin D.R., Witter R.C. and Yulianto E. New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event // Marine Geology. 2011. V. 290. P. 46–50.

Sawai Y., Jankaew K., Martin M.E., Prednergast A., Choowong M., Chatoentitirat T. Diatom assemblages in tsunami deposits associated with the 2004 Indian Ocean tsunami at Phra Thong Island, Thailand // Marine Micropaleontology. 2009. V. 73. P. 70–79.

Szczuciński W., Kokociński M., Rzeszewski M., Chague-Goff C., Cachao M., Goto K., Sugawara D. Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan — Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution // Sedimentary Geology. 2012. V. 282. P. 40–56.

Takashimizu Y., Urabe A., Suzuki K., Sato Y. Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan Original Research Article // Sedimentary Geology. 2012. V. 282. P. 124–141.

ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИСАЯНСКОГО ПРОГИБА И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Л.А. Рапацкая, А.А. Иванов

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, raplarisa@yandex.ru

В Присаянском прогибе (П.п.) в результате поисково-съемочных, разведочных и научно-исследовательских работ с 1957 по 2002 гг. было открыто более 80 месторождений и рудопроявлений марганцевых и железомарганцевых руд, образующих рудные поля: Уватское, Шангулежское, Ермино-Мэдэкское, Курейное — и несколько более мелких зон.

П.п. является структурой сопряжения Сибирского кратона с Саяно-Байкальской областью. Заложился он в позднем рифее на гетерогенном докембрийском фундаменте при распаде суперконтинента Родиния. Положение, состав и последовательность выполняющих его структурно-вещественных комплексов, характер магматизма позволяют отнести прогиб к структурам-индикаторам распада Родинии и раскрытия Палеоазиатского океана (Рапацкая и др., 2005). Формирование осадочных толщ П.п. проходило в обстановке режима пассивной окраины Сибирского кратона в мелководном шельфовом бассейне, в условиях растяжения ложа субстрата с образованием разломов, проявлением вулканизма и интенсивным сносом обломочного материала с континента. П.п. выполнен отложениями карагасской серии верхнего рифея, в поле развития которых образовались горст-антиклинальные поднятия и грабен-синклинальные опускания, ограниченные разломами разных рангов, направлений и кинематики. По разломам происходили вертикальные «клавишные» движения отдельных блоков, отражающие непостоянство тектонического режима. Такая сопряженность структур прогиба и различная амплитуда вертикальных перемещений обусловила резкую смену состава выполняющих их отложений по латерали и вертикали.

Марганценосная формация, входящая в состав карагасской серии, прорванной дайками габбро-долеритов нерсинского комплекса, сложена вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами, образующимися в условиях мелководного морского бассейна. В состав формации входит рудоносная тагульская свита, в толще которой выделяются три рудных горизонта железных, железо-марганцевых и марганцевых руд. Максимальная мощность горизонтов 17 м. Изменение состава свиты носит трансгрессивный характер: от грубообломочных пород (конгломератов), песчаников с волноприбойными знаками и следами ряби до алевролитов и строматолитовых доломитов. Ритмичное изменение состава свиты отражает довольно быструю смену знака колебательных движений и определяет ее флишеподобное строение.

Если рассматривать развитие марганцерудного процесса в П.п. на фоне его геологической истории, можно отметить связь между генезисом месторождений Mn и их положением в тектонической структуре. Структурное положение прогиба определяет качество и масштабность оруденения. Как отмечает А.Д. Петровский (1982), «краевые зоны древних платформ на стыке с более подвижными структурами передовых прогибов также не вполне благоприятны для марганцеворудных осадков, чем, вероятно, и объясняются низкое качество руд месторождений и их незначительные размеры». Месторождения П.п. до сих пор исследователями относились к осадочному (Цыкин, 1967) или к вулканогенно-осадочному типу (Суслов и др., 1967). Но целый ряд критериев, рассмотренных ниже, даёт основание для их выделения в тип месторождений полигенного генезиса.

Анализ материала по месторождениям Mn региона позволяет предположить, что они сформировались в сложной геологической обстановке, где процессы седиментации сочетались с интенсивным проявлением тектонических движений, вулканизмом и метаморфизмом. Влияние различных по своей природе процессов обусловило множественность генетических признаков рудных месторождений П.п. Пониманию последовательности процессов образования руд Mn способствует определение парагенетических ассоциаций рудных минералов, свойственных разным стадиям седиментогенеза с последующим их преобразованием в процессах магматизма, метаморфизма и гипергенеза.

Прежде чем перейти к толкованию генезиса месторождений Mn, следует определить источники его поступления в бассейн осадконакопления. Как считал Н.М. Страхов (1974), Mn+Fe поступают в бассейн не только с водосборов (литогенный компонент — л.к.), но и с вулканическими эксгаляциями (эксгаляционный компонент — э.к.), достигая в этих случаях большой концентрации в осадках. К сожалению, для древних отложений не существует методик, позволяющих разделить и количественно оценить эти компоненты. Можно лишь высказать предположения, основанные на следующих выкладках. В работах Н.М. Страхова и др. (1974) утверждается, что Ti — типичный терригенный компонент, отличающийся к тому же мало меняющимися процентными содержаниями в океанических осадках, максимальное содержание которого достигает 1 %. А Mn и Fe поступают в бассейны не только с водосборов, но и с вулканическими эксгаляциями. Поэтому по величине железо-марганцевого модуля — *ЖММ=(Mn+Fe)/Ti* — можно отметить участки бассейна, где проходили эксгаляционные процессы. Величина ЖММ в современных осадках варьирует от 8 до 1000. Самая низкая градация (10–20) отмечена для водоемов, полностью лишенных проявлений вулканической деятельности. А вот значения его 20–50–100 и свыше 300 характерны для областей развития эксгаляционно-осадочной формации.

Максимальные величины ЖММ для Уватского рудного поля составляют 90 (средние 44), что дает основание предполагать присутствие э.к., участвующего в генерации марганцевых минералов. На это же указывают и высокие содержания Mn, более чем в 20 раз превышающие кларковые, в нерсинских диабазах (таблица). О значении л.к., поставляющего соединения Mn с площадей сноса, можно судить лишь по высоким содержаниям MnO и Mn (содержания Mn в 10–18 раз превышают кларковые) в нижнерифейской подформации, подстилающей карагасскую серию.

По нашему мнению, источников Mn существовало по крайней мере три. Первым источником поступления Mn является обломочный материал (л.к.), сносимый с континента. Процесс этот универсален и не требует особого рассмотрения. А вот некоторые особенности, зафиксированные в обстановке осадконакопления, заслуживают более детального анализа. Как известно, при низком окислительно-восстановительном потенциале (Eh), Mn и Fe мобильны и не накапливаются в рудных концентрациях, причем Mn окисляется при более высоком Eh — 1,35 мВ, чем железо Eh — 0,75 мВ. Именно этим можно объяснить, что железные руды Аршанского рудопроявления выше по падению пласта сменяются марганцевыми, а в прибрежных осадках переслаиваются или располагаются кулисообразно (Иванов, 2001).

Содержание MnO и Mn в диабазах нерсинского комплекса

MnO	Mn	MnO	Mn	MnO	Mn	MnO	Mn
0,31	2,40	0,22	1,70	0,19	1,47	0,14	1,08
0,29	2,25	0,18	1,40	0,16	1,24	0,19	1,47
0,22	1,70	0,15	-	0,27	2,09		
0,17	1,31	0,16	0,15	0,18	1,39		
0,18	1,39	0,16	1,24	0,13	1,01		

Приносимые с берега Mn и Fe, в зависимости от значения Eh, окисляются в соленой морской воде, коагулируют, сорбируя при этом органические соединения, которые потом уже в осадке переводят Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{3+}, т.е. служат редуцентами. Не только минеральный

тип руд, но и состав минералов Mn позволяют судить об изменении характера окислительно-восстановительной обстановки среды осадконакопления, одним из факторов регулирования которой являются колебательные движения.

По сведениям А.Г. Суслова и др. (1967), в одном рудопроявлении П.п. — Аршанском обнаружен карбонат Mn — родохрозит, который, как известно, образуется в условиях восстановительной среды. Но здесь главным рудообразующим минералом первично-окисных руд является гаусманит — минерал, образующийся в условиях окислительной среды. Незначительные масштабы этого рудопроявления не позволяют говорить о смене фациальных условий по латерали. Скорее всего, минералы Mn, образующиеся в различных окислительно-восстановительных обстановках, свидетельствуют о довольно быстрой смене знака колебательных движений, влекущих за собой и изменение условий среды осадконакопления.

Вторым источником Mn служат гидротермальные растворы, поступающие в процессе магматизма — э.к. Многими исследователями (Соколова, 1982 и др.) отмечается, что максимальные концентрации Mn наблюдаются вблизи подводных вулканических извержений. Причем источники его поступления в гидротермальные растворы тоже могут быть различными. Согласно экспериментальным данным H. Holland (1972), источником Mn могут служить магматические системы, где Mn накапливается во флюидной фазе гранитоидных магм. Возможно, эти рудоносные растворы связаны с внедрением бирюсинских гранитоидов, возраст которых датируется PR_1–R_3, и гидротермальных растворов, поступивших при внедрении нерсинского диабазового комплекса. Косвенным доказательством этого служат высокие содержания MnO и Mn в последнем (см. таблицу), а также присутствие в Аршанском рудопроявлении фриделита — силиката Mn, характерного для метаморфизованных месторождений руд Mn (Суслов, 1967). Фриделит находится в ассоциации с гаусманитом, антигоритом, браунитом, баритом, родохрозитом и кальцитом. Присутствие антигорита, образование которого вызвано воздействием горячих кремнистых растворов на доломит и фриделит (для генерации последнего необходимо присутствие иона Cl и гидроксила), а также известные в районе проявления наложенной медной минерализации, по мнению вышеупомянутых авторов, свидетельствуют о рудообразующей роли горячих гидротерм, связанных с нерсинскими диабазами. Универсальным источником Mn является его вынос из боковых пород по пути движения растворов. «О том, что при высокотемпературном взаимодействии водно-солевых растворов с горными породами происходит интенсивная мобилизация Mn (совместно с Fe) свидетельствуют как экспериментальные, так и геологические данные» (Чернышов и др., 1982).

Есть и третий источник Mn, связанный с выщелачиванием гидротермальными растворами нижележащих толщ. Разъедание зерен кварца и замещение рудным веществом песчаников указывают на повышенное содержание щелочей в циркулирующих растворах. Подобные же процессы выщелачивания из подстилающих марганцовистых карбонатных толщ и миграция Mn и Fe в бикарбонатной форме с последующим отложением в вышележащих кремнисто-глинистых сланцах были описаны Р.А. Цыкиным (1967) в Сейбинском месторождении.

Полистадийность процессов рудообразования обусловлена комплексным сочетанием признаков, характерных для осадочных, вулканогенных и метаморфогенных месторождений. Сложный процесс генезиса месторождений можно рассмотреть на фоне последовательности образования типоморфных минералов Mn. Естественно, что порядок образования минералов представляет собой лишь схему, в природе же картина была намного сложнее. Образование месторождений начинается с осаждения рудного вещества в морском водоеме при переходе в осадок соединений Mn как из истинных, так и из коллоидных растворов, на что указывают слоистые и метаколлоидные текстуры руд. Одним из первично осадочных минералов Mn является псиломелан. После генерации этого аутигенного минерала начало диагенеза оказывает рудообразующий эффект (Соколова, 1982).

Процесс редукции марганца шел следующим путем: первичный псиломелановый осадок превращался в манганит, манганит — в родохрозит, затем в кальциевый родохрозит, а местами и в манганокальцит. Процесс шел по этой схеме в том случае, если хватало редуцента, которым как известно, является $C_{орг}$. Так как обстановка осадконакопления быстро менялась, то процесс до образования родохрозита и манганокальцита доходил крайне редко, чем и объясняется его

незначительное присутствие только в Аршанском рудопроявлении. Кроме того, при диагенезе происходит дегидратация и кристаллизация первичного рудного вещества с образованием минералов группы криптомелана и изоструктурного с ним голландита, впервые установленного А.Г. Сусловым и др. (1967) для Николаевского месторождения.

Признавая первично-осадочную природу псиломелана и его преобразования в процессе редукции и раннего диагенеза, можно выделить первую стадию образования месторождений и предварительно назвать генезис месторождения осадочным (Иванов, 2002).

Важную роль в образовании и дальнейшем преобразовании марганцевых соединений играют гидротермальные растворы, генерированные при внедрении пород нерсинского комплекса, а возможно, на границе с бирюсинской глыбой и бирюсинских гранитоидов. Доказательством роли этого процесса служат следы гидротермальной переработки даек габбро-диабазов нерсинского комплекса. Кроме того, такие факторы, как: присутствие барита, образование антигорита при действии на доломит горячих гидротерм и наличие наложенной медной минерализации, приуроченность марганцевого оруденения к толщам, обогащенным туфогенным материалом, и присутствие окремненных пород — свидетельствуют о роли вулканической деятельности в процессе рудообразования и позволяют выделить вторую стадию формирования месторождений Mn и определить ее как вулканогенно-гидротермальную (Иванов, 2002).

Во время последующей, третьей стадии образуются метаморфические минералы. Отложения карагасской серии, включающие марганценосную тагульскую свиту, характеризуются слабыми признаками регионального метаморфизма. Первичные гидроокислы марганца претерпели дегидратацию и перешли в безводные окисные соединения гаусманит-браунитового состава, типичные для марганцевых месторождений, сформированных в процессе умеренного метаморфизма. А.Т. Суслов и др. (1967) выделяют гаусманит двух генераций. Гаусманит 1-ой генерации в срастании с браунитом образует отдельные агрегаты мелких изометричных зерен. Гаусманит 2-ой, более поздней, генерации формирует жилы в марганцевых рудах, «текстуры которых характерны для метаморфогенных преобразований».

Все приведенные данные позволяют выделить третью стадию образования месторождений и определить их генезис как вулканогенно-осадочный с последующими метаморфическими изменениями (Иванов, 2001; Рапацкая и др., 2005).

Следует упомянуть о корах выветривания (к.в.). К.в., образовавшиеся за счет перераспределения рудного вещества в процессе гипергенеза, имеют мел-палеогеновый возраст. К.в. Уватского рудного района по морфологии относятся к линейно-площадному типу, развиты по карбонатным и терригенно-карбонатным породам рудной пачки тагульской свиты и представлены наиболее богатыми марганцевыми рудами. В бассейне р. Ипсит закартирована наиболее мощная и хорошо проработанная к.в., в разрезе которой снизу вверх выделяются 3 зоны: 1) зона дезинтеграции и выщелачивания — 25 м; 2) зона гидрослюд — 16–30 м; 3) зона каолинизации — 5–50 м. Образование достаточно мощных зон гидрослюд и каолинита определяется господством теплого влажного климата с интенсивным свободным стоком вод кислого состава и изменением кислотно-щелочного режима. Наиболее богатые скопления желваковых руд Mn установлены в зонах дезинтеграции и гидрослюд. К.в. характеризуются классической зональностью, обусловленной сменой слабощелочной, нейтральной сред в низах разреза, с накоплением Mn, Fe, P, Zn и Si на кислую среду в верхней части с накоплением A1, и являются продуктами окисления Fe-Mn руд в условиях гипергенеза. И в заключение остается отметить, что интенсивное химическое выветривание происходило в основном на границах различных геохимических сред — своеобразных барьерах — на контактах Fe-Mn руд с карбонатными и силикатными породами. Таким образом, определяя генезис месторождений Mn как полигенный, можно установить следующую (схематичную) последовательность образования марганцевых минералов.

1. Генерация первично-осадочных окисных и карбонатных минералов Mn, обусловленная изменениями окислительно-восстановительного потенциала и щелочностью-кислотностью среды, особенностями тектонического режима и литолого-фациальной обстановки.

2. Генерация минералов Mn, контролируемая вулканогенно-гидротермальными и региональными метаморфическими процессами.

3. Генерация вторичных окисных минералов Mn, связанная с гипергенными процессами образования мел-палеогеновых кор химического выветривания.

Литература

Иванов А.А. Некоторые закономерности марганцевого оруденения Присаянского краевого прогиба (на примере Николаевского месторождения) // Труды международ. научного симпозиума им. акад. М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Томск, 2001. С. 86–87.

Иванов А.А. Генезис Николаевского рудного месторождения // Геология, поиски и разведка месторождений рудных пол. ископаемых: сб. науч. тр. Вып. 25. Иркутск, 2002. С. 25–34.

Рапацкая Л.А., Иванов А.А. Структурно-тектонический и литолого-фациальный контроль формирования докембрийских марганценосных толщ Присаянского прогиба. Тезисы доклада YII Международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М., 2005. С. 45–49.

Соколова Е.А. Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. 195 с.

Суслов А.Т., Андрущенко П.Ф. Новые данные о минеральном составе и строении руд марганцевых месторождений Присаянского марганценосного района // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 377–407.

Страхов Н.М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках // Литология и пол. Ископаемые. 1974. № 3. С. 20–38.

ЛИТОФАЦИИ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

В.Б. Ревер

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, igggk@mail.lviv.ua

Эоценовые отложения Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области в последнее время приобрели значение одного из перспективных нефтегазоносных комплексов, что обусловило актуальность их систематического, в частности, литологического изучения. Исследование особенностей литологического строения толщи, создание литофациальных моделей будут способствовать более обоснованному прогнозу пространственно-возрастного распространения нефтогазоперспективных объектов.

Литофациальний анализ проводился по методике (Киселев, 1983). При этом была осуществлена определенная литологическая генерализация разрезов. Мергели и известняки объединены в карбонатную серию, а песчаники и алевролиты — псаммитовую.

Мощность нижнеэоценовых отложений в пределах территории исследований изменяется от первых метров (Северное, Западное Причерноморье, Равнинный Крым) до 200 м (скв. Шмидта-6). Область максимальных мощностей, оконтуренная изопахитой 175 м, охватывает осевую зону Михайловской депрессии и протягивается от площади Одесская до площади Шмидта, формируя два депоцентра с прогнозными значениями толщин ~300 м.

Нижнеэоценовая толща сложена четырьмя литофациальними сериями: аргиллитовой, карбонатной, псаммитовой и псаммито-карбонатно-аргиллитовой (рис. 1).

Наиболее распространенной является *аргиллитовая серия*, которая охватывает большую часть северо-западного шельфа Черного моря, Западного Причерноморья. Локально она распространена в Восточном Причерноморье и Равнинном Крыму. Мощность толщи изменяется от первых метров до 300 м в осевой зоне Каркинитско-Северокрымского прогиба. Она состоит из трех комплексов: аргиллитового, псаммито-карбонатно-аргиллитового и карбонатно-псаммито-аргиллитового.

Отложения *псаммитовой серии* развиты в двух районах: 1) центральная часть Северного Причерноморья, 2) западная центриклиналь Каркинитско-Северокрымского прогиба. В первом районе толщина отложений составляет 25–50 м, а во втором возрастает в юго-восточном направлении от первых метров до 150 м. Серия представлена псаммитовым и карбонатно-аргиллито-псаммитовым литологическими комплексами.

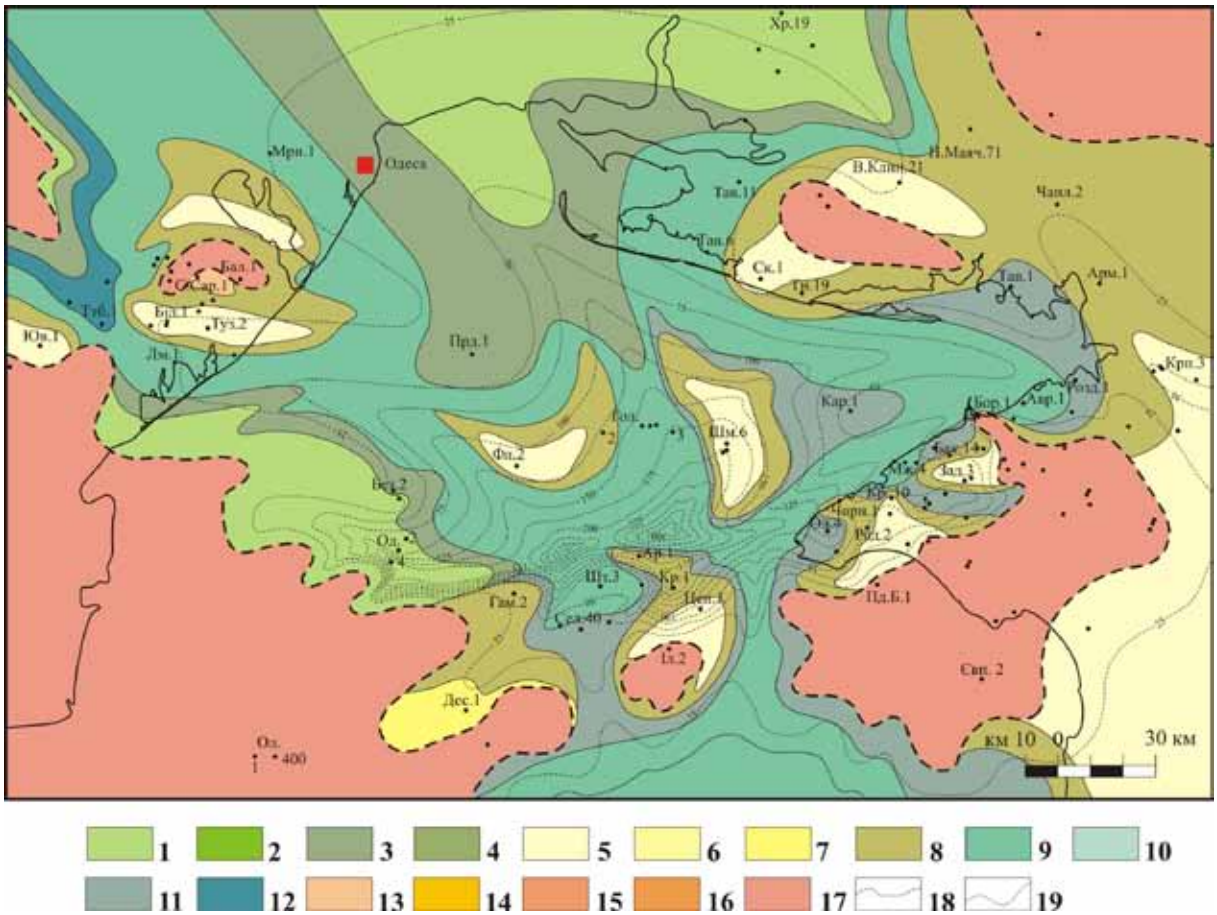


Рис. 1 Литофациальная карта нижнеэоценовых отложений Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области

Литологические серии и комплексы: *псаммитовая серия*: 1 — псаммитовый комплекс *(песчаники 75–100 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 0–25 %)*, 2 — псаммитовый с прослоями карбонатных пород и аргиллитов комплекс *(песчаники 50–75 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 0–25 %)*, 3 — карбонатно-аргиллито-псаммитовый комплекс *(песчаники 50–75 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 25–50 %)*, 4 — аргиллито-карбонатно-псаммитовый комплекс *(песчаники 50–75 %, карбонатные породы 25–50 %, аргиллиты 0–25 %)*; *карбонатная серия:* 5 — карбонатный комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 75–100 %, аргиллиты 0–25 %)*, 6 — карбонатный с прослоями аргиллитов и псаммитов комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 50–75 %, аргиллиты 0–25 %)*, 7 — псаммито-аргиллито-карбонатный комплекс *(песчаники 25–50 %, карбонатные породы 50–75 %, аргиллиты 0–25 %)*, 8 — аргиллито-псаммито-карбонатный комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 50–75 %, аргиллиты 25–50 %)*; *аргиллитовая серия:* 9 — аргиллитовый комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 75–100 %)*, 10 — аргиллитовый с прослоями карбонатных пород и псаммитов комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 50–75 %)*, 11 — псаммито-карбонатно-аргиллитовый комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 25–50 %, аргиллиты 50–75 %)*, 12 — карбонатно-псаммито-аргиллитовый комплекс *(песчаники 25–50 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 50–75 %)*; *псаммито-карбонатно-аргиллитовая серия:* 13 — преимущественно карбонатно-псаммитовый комплекс *(песчаники 25–50 %, карбонатные породы 25–50 %, аргиллиты 0–25 %)*, 14 — преимущественно карбонатно-аргиллитовый комплекс *(песчаники 0–25 %, карбонатные породы 25–50 %, аргиллиты 25–50 %)*, 15 — преимущественно аргиллито-псаммитовый комплекс *(песчаники 25–50 %, карбонатные породы 0–25 %, аргиллиты 25–50 %)*, 16 — смешанный терригенно-карбонатный (в равных процентных соотношениях) комплекс *(песчаники 25–50 %, карбонатные породы 25–50 %, аргиллиты 0–25 %).* 17 — отсутствие отложений, 18 — изопахиты, 19 — бровка шельфа

Образования <u>*карбонатной серии*</u> распространены отдельными участками в Западном Причерноморье, восточной части Северного Причерноморья, на северном и южном бортах Каркинитско-Северокрымского прогиба, где ее мощность превышает 200 м. Они представлены тремя литологическими комплексами: карбонатным, псаммито-аргиллито-карбонатным и аргиллито-псаммито-карбонатным.

Псаммито-карбонатно-аргиллитовая серия локализована в Западном Причерноморье и представлена преимущественно карбонатно-псаммитовым комплексом с мощностью отложений до 25 м.

Мощность отложений среднего эоцена в пределах региона варьирует от первых метров (Западное Причерноморье, Равнинный Крым) до 484 м (скв. Архангельского-1). Выделено два депоцентра: Западно- и Восточномихайловский с прогнозными значениями толщины отложений свыше 500 м. Эти участки тяготеют к южному борту Каркинитско-Северокрымского прогиба, характеризуются субширотно удлиненной формой с относительно пологим северным и крутым южным бортами.

Среднеэоценовая толща представлена тремя сериями: карбонатной, псаммитовой и псаммито-карбонатно-аргиллитовой (рис. 2).

Образования *карбонатной серии* являются наиболее распространенными в пределах района исследований и представлены четырьмя литологическими комплексами: карбонатным, карбонатным с прослоями аргиллита и псаммитов, псаммито-аргиллито-карбонатным и аргиллито-псаммито-карбонатным. Мощность серии варьирует от первых метров до 500 м.

Отложения *псаммитовой серии* развиты в западной части Каркинитско-Северокрымского прогиба и центральной части Северного Причерноморья, где мощность отложений изменяется от первых метров до 350 и 100 м, соответственно.

Псаммитовая серия представлена псаммитовым, псаммитовым с прослоями карбонатных пород и аргиллитов, карбонатно-аргиллито-псаммитовым а также аргиллито-карбонатно-псаммитовым литологическими комплексами.

Псаммито-карбонатно-аргиллитовая серия сложена тремя комплексами: преимущественно карбонатно-псаммитовым, преимущественно карбонатно аргиллитовым и преимущественно аргиллито-псаммитовым. Отложения серии распространены в Причерноморье, центральной части Каркинитско-Северокрымского прогиба, а также в пределах Каламитского вала и Альминской впадины. Прогнозная мощность образований составляет около 500 м в осевой части Каркинитско-Северокрымского прогиба, при этом раскрытая не превышает 80 м (скв. Голицина-3).

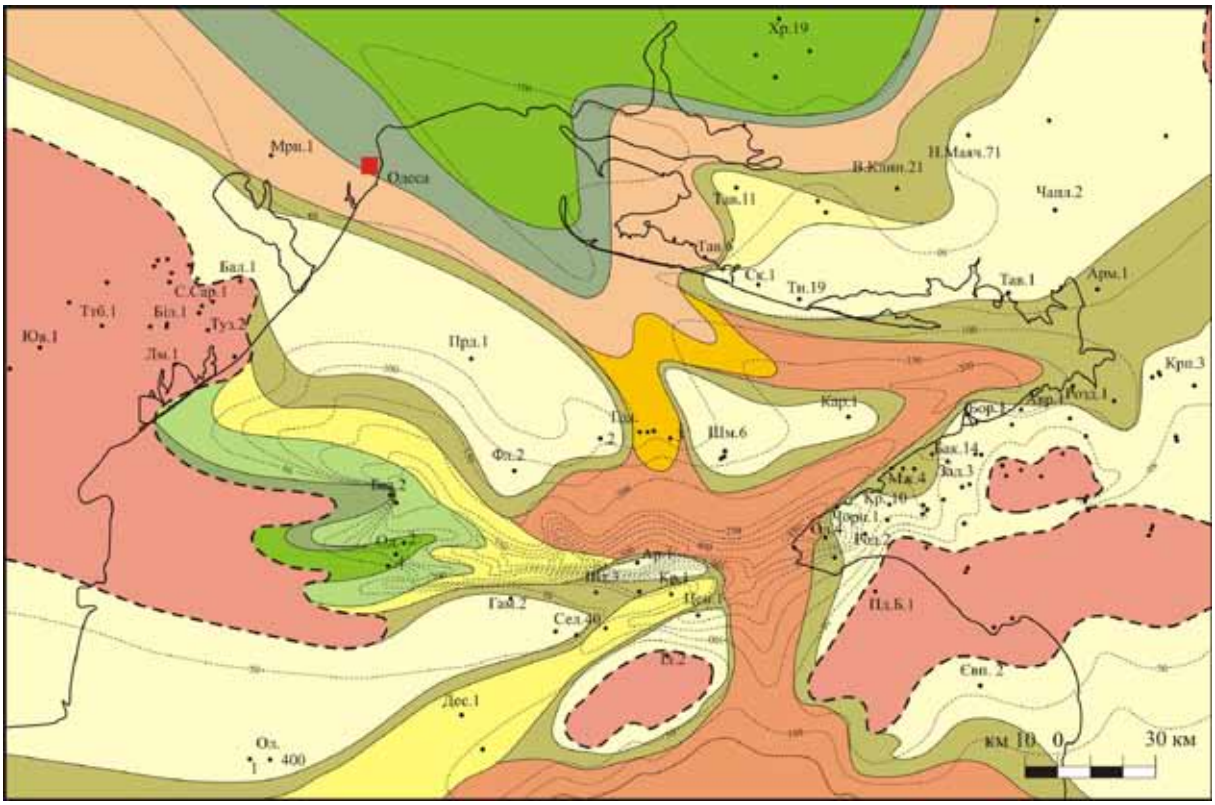


Рис. 2. Литофациальная карта среднеэоценовых отложений Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области. Условные обозначения на рис. 1

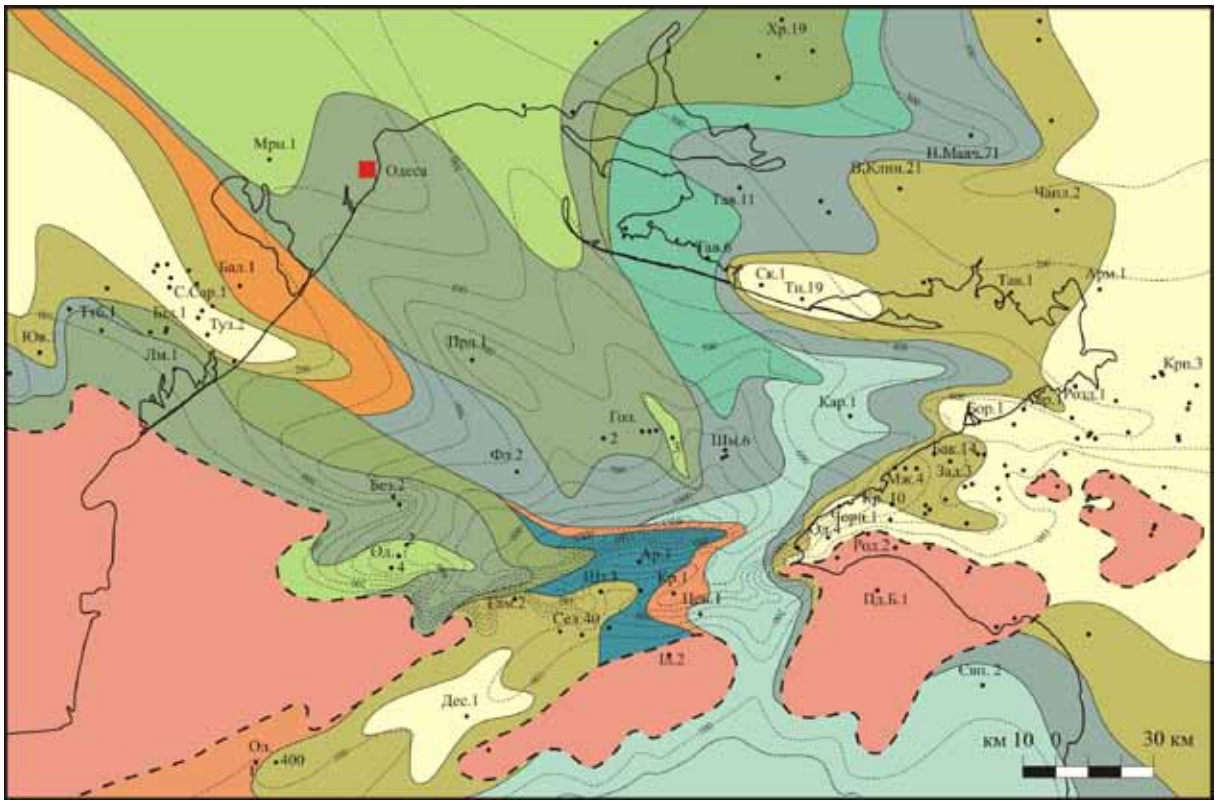


Рис. 3. Литофациальная карта верхнеэоценовых отложений Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области. Условные обозначения на рис. 1

Образования верхнего эоцена характеризуются наибольшими мощностями. Последние изменяются от первых метров (Западное Причерноморье, Равнинный Крым) до 828 м (скв. Шмидта-6), в то время как прогнозные значения достигают 1200 м (осевая зона Михайловской депрессии). По характеру распределения мощностей выделено два депоцентра. Первый тяготеет к южному борту Михайловской депрессии (прогнозные мощности отложений свыше 1200 м). Этот депоцентр представляет собой субширотно удлиненную морфоструктуру с крутым южным и пологим северным бортами. Второй депоцентр с мощностями толщи свыше 700 м локализован на северо-западном участке региона. Он образует овальную в плане и симметричную в разрезе структурную форму.

Верхнеэоценовая толща представлена четырьмя литологическими сериями: псаммитовой, карбонатной, аргиллитовой и псаммито-карбонатно-аргиллитовой (рис. 3).

Псаммитовая серия имеет значительное распространение в районе исследований и представлена псаммитовым, карбонатно-аргиллито-псаммитовым и аргиллито-карбонатно-псаммитовым комплексами. Мощность отложений изменяется от первых метров до 800 м в западной части Каркинитско-Северокрымского прогиба.

Карбонатная серия развита в Равнинном Крыму, Восточном и Западном Причерноморье, а также на южном склоне Килийско-Змеиного поднятия и представлена карбонатным и аргиллито-псаммито-карбонатным комплексами, максимальная мощность которых составляет 700 м.

Аргиллитовая серия распространена регионально. Ее прогнозная мощность достигает 1300 м. Она сложена четырьмя комплексами: аргиллитовым; аргиллитовым с прослоями карбонатных пород и псаммитов; псаммито-карбонатно-аргиллитовым и карбонатно-псаммито-аргиллитовым.

Наименее распространенной является *псаммито-карбонатно-аргиллитовая серия*. Она представлена двумя комплексами: преимущественно аргиллито-псаммитовым и смешанным терригенно-карбонатным (в равных процентных соотношениях). Мощность отложений серии изменяется от первых метров до 1300 м.

Литература

Киселев А.Е., Кульчицкий Я.О. Количественный метод в литофациальных исследованиях (на примере Лено-Вилюйской и Карпатской нефтегазоносных провинций) // Геологический журнал. 1983. № 6. С. 1–10.

ДИАГНОСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЮРСКИХ ПОРОД В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.П. Родченко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, aleksandra-rodchenko@ya.ru

Для определения условий осадконакопления в средне-позднеюрское время на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба в настоящей работе были изучены состав и закономерности распределения по площади и по разрезу углеводородов-биомаркеров в насыщенной фракции битумоидов и выполнен анализ аутигенно-минералогических форм железа (пиритное и растворимое в соляной кислоте). В качестве объекта исследования были выбраны вымская, леонтьевская, малышевская и гольчихинская свиты (всего 41 образец аргиллитов и алевроаргиллитов), вскрытые скважинами Нанадянская-310, Паютская-1 и Пеляткинская-15, расположенные в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Биомаркерами являются молекулы, синтезированные древними организмами и унаследовавшие в ископаемом органическом веществе, а также в генерированных им углеводородах свои структурные особенности от биологических молекул исходного органического вещества (ОВ) (Петров, 1984; Peters, Moldowan, 1993). Изучение особенностей таких углеводородов позволяет не только определить тип исходного органического вещества и степень катагенеза, а также условия его преобразования в диагенезе.

В изученной коллекции образцов содержание органического углерода ($C_{орг}$) варьирует от 0,53 до 4,32 % на породу (среднее значение 1,60 %). Повышенные содержания органического вещества в породах (за исключением двух образцов гольчихинской свиты из скв. Паютская-1 — концентрации $C_{орг}$=0,53 и 0,77 % на породу) позволяют рассматривать свиты в качестве потенциально нефтегазопроизводящих. Для изученной коллекции не было выявлено закономерностей распределения органического вещества в породах ни по площади распространения, ни по разрезу.

По составу углеводородов-биомаркеров, пиролитическим данным и по изотопному составу углерода нерастворимого органического вещества было установлено, что образцы гольчихинской свиты, отобранные из скв. Пеляткинская-15, характеризуются аквагенной природой липидов исходного органического вещества. Для остальных образцов геохимические параметры указывают на связь исходного органического вещества с липидами высшей наземной растительности.

Катагенез органического вещества в исследуемых образцах, определенный по отражательной способности витринита R^0_{vt} (данные А.Н. Фомина), изменяется от стадии $МК_1^1$ до стадии $МК_3^1$. Большинство изученных образцов, в том числе и с аквагенной природой исходного ОВ, находятся в главной зоне нефтеобразования (R^0_{vt}=0,60–1,15 %). Катагенез органического вещества леонтьевской свиты Паютской площади и части образцов малышевской свиты Нанадянской площади соответствует началу главной зоны газообразования (R^0_{vt}>1,15 %). Значения биомаркерных показателей катагенеза согласуются с данными, полученными методом углепетрографии.

В качестве одного из основных биомаркерных параметров, используемого для определения генетического типа ОВ и восстановления условий его осадконакопления, рассматривается

соотношение изопреноидных алканов пристана и фитана (Pr/Ph). Пристан и фитан образуются в процессе диагенеза из фитольной боковой цепочки хлорофилла-α. Пристан может быть получен окислением и декарбоксилированием фитола, а фитан — дегидратацией и восстановлением. Высокие значения отношения Pr/Ph (>3,0) характерны для террагенного органического вещества высших наземных растений, образованного в окислительных условиях. Низкие значения меньше 0,8 указывают на ОВ морского происхождения и восстановительные условия в диагенезе (Peters, Walters, Moldowan, 2005). Значения отношения Pr/Ph в исследованных образцах изменяются от 1,13 до 3,79. Для образцов малышевской и гольчихинской свит из скв. Нанадянская-310 характерны более низкие значения отношения Pr/Ph (1,42–2,58, среднее по всем образцам 1,90), что указывает на менее окислительную обстановку в поздне-байос-берриасское время на Нанадянской площади. Также пониженные значения соотношения пристана и фитана имеет аквагенное органическое вещество битумоидов гольчихинской свиты на Пеляткинской площади (1,84–2,30, среднее 2,07).

В качестве индикатора окислительно-восстановительной обстановки в седиментогенезе и диагенезе является отношение гомогопанов C_{35} и C_{34}. Относительно высокие концентрации гомогопана C_{35} указывают на морские условия седиментогенеза и восстановительные диагенеза, относительно низкие концентрации C_{35} — на субокислительные или слабовосстановительные условия (Peters, Walters, Moldowan, 2005). В изученной коллекции концентрация гомогопана C_{35} ниже, чем гомогопана C_{34} (значения отношения меньше 1 и варьируют от 0,31 до 0,56).

Среди углеводородов гопанового ряда в изученных битумоидах, помимо традиционно определяемых гопанов состава C_{27}, C_{29}, C_{30} и гомогопанов C_{31}–C_{35}, также были идентифицированы необычные и редко встречающиеся углеводороды: диагопаны состава C_{29} и C_{30}, 28,30-бисноргопан C_{28} и перегруппированные гопаны состава C_{30}. В настоящей работе была предпринята попытка использовать вышеперечисленные гопаны для диагностики условий захоронения исходного органического вещества.

Во всех битумоидах присутствует диагопан C_{30}*, наиболее высокие концентрации диагопана относительно гопана C_{30} отмечаются в образцах малышевской свиты Нанадянской площади (C_{30}*/C_{30}=0,95–1,59) и леонтьевской свиты Паютской площади (C_{30}*/C_{30}=1,40–2,99). Считается, что диагопан имеет бактериальное происхождение и образуется в осадках, содержащих глины и отлагающихся в окислительных и субокислительных условиях (Peters, Walters, Moldowan, 2005). В изученных скважинах хорошо фиксируется уменьшение отношения C_{30}*/C_{30} с глубиной (коэффициент корреляции R^2=0,75), что, вероятно, может быть использовано для определения катагенеза органического вещества.

Ранее Дж.М. Тренделом с соавторами была идентифицирована серия необычных пентациклических терпеноидов C_{27}–C_{35} со структурой C(14α)-гомо-26-нор-17α(H). Перегруппированные гопаны ими были обнаружены в биодеградированных нефтях, экстрагированных из песчаников обнажения Лоуфика (Конго, Африка) (Trendel et al., 1993). В исследованных битумоидах был выявлен только гомолог состава C_{30} (hZ), элюирующийся непосредственно перед адиантаном C_{29} на масс-хроматограммах m/z=191. Происхождение C(14α)-гомо-26-нор-17α(H) гопанов до сих пор остается не известным. Дж.М. Тренделом с соавторами было высказано предположение, что эти углеводороды образуются вследствие окисления метильной группы C-26 до спирта либо во время седиментации, либо на ранней стадии диагенеза с последующей перегруппировкой и миграцией атома углерода между атомами C-8 и C-14. Серия гопанов C(14α)-гомо-26-нор-17α(H) характеризуется большей термодинамической и биологической устойчивостью за счет расширенного кольца C по сравнению с обычными гопанами. Образование перегруппированных гопанов за счет жизнедеятельности бактерий считается маловероятным (Trendel et al., 1993; Peters et al., 2005). Перегруппированные гопаны, в том числе и гопан hZ, были обнаружены в нефтематеринских породах Банатской депрессии (юго-восточная часть Паннонского бассейна, Сербия), где присутствие рано элюирующих гопанов связывается с высокой степенью преобразованности органического вещества (поздняя стадия нефтеобразования), сформированного в озерной или дельтовой обстановке низкой солености при окислительных условиях. Также выявлено хорошее соответствие отношения гопанов hZ/C_{30} с параметрами термической преобразованности органического вещества (Mrkic et al., 2011).

Еще один перегруппированный гопан состава C_{30} (hY) с неизвестной структурой идентифицируется на масс-хроматограммах m/z=191 между трисноргопаном (Ts) и триснорнеогопаном (Tm). Происхождение и механизм образования этого углеводорода-биомаркера не известны. Впервые гопан hY был обнаружен в нефтях Таримского бассейна Китая (Zhu, 2001). Органическое вещество этих нефтей имеет террагенный генезис и формировалось в глинистых отложениях при окислительных условиях в диагенезе.

Необычные перегруппированные гопаны состава C_{30} hY и hZ также были определены в нефтях озера Бакал (Kashirtsev et al., 2006; Конторович и др., 2007). Источником байкальской нефти является органическое вещество, захоронявшееся при субокислительных условиях в пресных водоемах. В нем наряду с остатками живого вещества озерных организмов значительную роль играло органическое вещество, источником которого были заносимые в водоем остатки высшей наземной растительности (Конторович и др., 2007).

Серия 28-норгопанов состава C_{26} и C_{28}–C_{34} была идентифицирована Х.П. Нитофтом с соавторами в нефтях и органическом веществе пород западной Гренландии и Северного моря (Nytoft et al., 2000). В изученных битумоидах был идентифицирован только 28,30-бисноргопан состава C_{28}. Х.П. Нитофт (2000) с соавторами предполагают, что 28,30-бисноргопан происходит от других биологических предшественников, нежели другие гомологи серии 28-норгопанов. Появление этого биомаркера обычно связывают с существованием специфичных бактерий на ранних стадиях преобразования органического вещества. Высокие концентрации 28,30-бисноргопанов обычно характерны для ОВ пород и нефтей, органическое вещество которых образовывалось в бескислородных условиях (Peters, Walters, Moldowan, 2005), что не согласуется с данными, полученными в настоящей работе.

Методом «мокрой химии» был исследован 21 образец леонтьевской, малышевской и гольчихинской свит из скважин Нанадянская-310, Паютская-1 и Пеляткинская-15. Результаты анализа включают в себя сведения содержания серы общей, сульфидной и сульфатной, оксидов железа FeO и Fe_2O_3 в 2 % вытяжке HCl. Оценка окислительно-восстановительного режима выполнялась по показателю степени пиритизации железа (Degree of Pyritization), определяемого как отношение железа сульфидного к сумме железа пиритного и перешедшего в солянокислую вытяжку (Raiswell et al., 1987) и на основе баланса аутигенно-минералогических форм железа. Значение степени пиритизации было определено только для 8 образцов пород, в которых общее содержание серы превышает 0,65 %. Для остальных образцов концентрации общей серы варьируют от 0,03 до 0,25 % (среднее 0,09 %). Для аквагенных битумоидов гольчихинской свиты характерно наиболее высокое содержание серы сульфидной 1,27–2,59 %. Значения DOP в одном образце леонтьевской свиты (Пеляткинская площадь) составляет 0,11, для малышевской свиты (один образец Паютской площади) — 0,20, что свидетельствует об окислительных условиях во время формирования этих свит (Raiswell et al., 1987). Для гольчихинской свиты из скв. Нанадянская-310 и Пеляткинская-15 величины DOP равны 0,35 и 0,30–0,53, соответственно, для Паютской площади — 0,19 и 0,23, что, вероятно, указывает на менее окислительные или переходные к умеренно-восстановительным условиям во время формирования гольчихинской свиты на Нанадянской и Пеляткинской площадях (Raiswell et al., 1987).

Общее содержание железа в пробах ($Fe_2O_{3общ}$) варьирует 1,75 до 6,60 %, при этом большая часть этого железа находится в закисной форме FeO —1,62–5,21 %. Для изученной коллекции не было выявлено закономерностей распределения форм железа ни по площади, ни по разрезу. Зависимости от содержания органического углерода в породах также не было выявлено. Соотношение между пиритным железом и остаточным $C_{орг}$, используемое в качестве индикатора морских и пресноводно-озерных отложений, для исследованных образцов не информативно. В пресноводных отложениях это отношение, как правило, меньше 0,03–0,06, а в морских больше 0,1–0,2 (Страхов, Залманзон, 1955). В изученных образцах значение этого параметра изменяется от 0,39 до 1,68. Согласно классификации геохимических фаций А.Э. Конторовича (Конторович, 1976), основанной на содержании в породах различных аутигенно-минералогических форм железа, леонтьевская и малышевская свиты образовывались во время сидеритовой фации, фации формирования гольчихинской свиты изменяются от пирито-сидеритовой до сидеритовой (Конторович, 1976).

Таким образом, полученные данные по распределению углеводородов-биомаркеров в битумоидах юрских терригенных отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба (Нанадянская, Паютская и Пеляткинская площади) позволяют диагностировать ОВ пород как образовавшееся в морском бассейне седиментации в субокислительных условиях. Распределения углеводородов-биомаркеров и аутигенно-минералогических форм железа и серы по площади распространения гольчихинской свиты указывают на более окислительные условия в районе Паютской площади. Присутствие необычных и редко встречающихся углеводородов гопанового ряда (диагопан C_{30}*, hZ, hY) в изученных породах согласуется с работами других исследователей, также обнаруживших эти перегруппированные гопаны в глинистых породах и нефтях, ОВ которых образовано в окислительных и субокислительных условиях в диагенезе.

Литература

Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 250 с.

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.И. и др. Нефтегазоносность отложений озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1346–1356.

Петров А.А. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 263 с.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Известия академии наук СССР: серия геологическая. 1955. № 1. С. 34–51.

Kashirtsev V.A., Kontorovich A.E., Moskvin V.I., Danilova V.P., Melenevskii V.N. Terpanes from Oil Shows of Lake Baikal // Petroleum Chemistry. 2006. V. 46. № 4. P. 217–224.

Mrkic S., Stojanovic K., Kostic A. et al. Organic geochemistry of Miocene source rocks from the Banat Depression (SE Pannonian Basin, Serbia) // Organic Geochemistry. 2011. V. 42. P. 655–677.

Nytoft H.P., Bojesen-Koefoed J.A., Christiansen F.G. C_{26} and C_{28}–C_{34} 28-norhopanes in sediments and petroleum // Organic Geochemistry. 2000. V. 31. P. 25–39.

Peters K.E., Moldowan J.M. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs. 1993. 345 p.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. 2nd ed. New York, Cambridge University Press. 2005. V. 2. 1155 p.

Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // Journal of sedimentary petrology. 1988. V. 58. № 5. P. 812–819.

Trendel J.M. Graff R., Wehrung P. et al. C(14α)-Homo-26-nor-17α-hopanes, a novel and unexpected series of molecular fossils in biodegraded petroleum // Journal of chemical society (London), Chemical Communications. 1993. P. 461–463.

Zhu Y. Geochamical characteristics of different kinds of crude oils in the Tarim Basin, Northwest China // Chinese journal of geochemistry. 2001. V. 20. № 1. P. 73–87.

ФАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ (КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКИЙ РЕГИОН)

Ю.В. Ростовцева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, rostovtseva@list.ru

Большую часть Керченско-Таманского региона занимает Керченско-Таманский периклинальный прогиб, отделяющий Большой Кавказ от Горного Крыма (Хаин, 1984). В его структуру входят Таманский полуостров, юго-восточная часть Керченского полуострова и смежный Керченско-Таманский шельф Черного моря. Прогиб имеет ширину около 50 км и протягивается на 130–140 км. Прогиб заполняют осадочные толщи от олигоцена до плиоцена, являющиеся частью крупного регрессивного молассового литоцикла и имеющие мощность, по данным сейсмических исследований, более 10 км. В основании этих толщ выделяются глинистые отложения майкопа, в верхах — песчаные накопления акчагыла, выше которых залегают четвертичные осадки. Формирование литоцикла происходило в течение 31–32 млн лет. Основному этапу заполнения Керченско-Таманского прогиба отвечают отложения

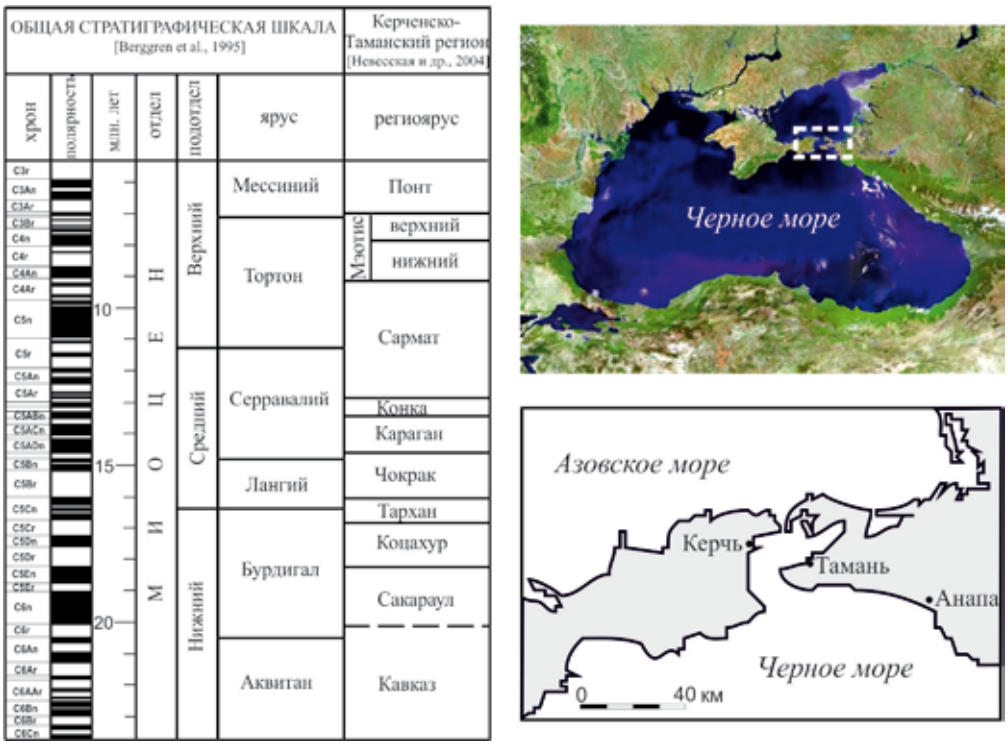


Рис. 1. Стратиграфическая шкала миоцена Керченско-Таманского региона (Восточный Паратетис) и его расположение

среднего и верхнего миоцена, накопившиеся на протяжении 11–12 млн лет и соответствующие образованиям нижней молассы (по В.Т. Фролову — шлиру) (рис. 1). Формирование этих толщ определялось действием терригенного, карбонатного, диатомового и пирокластического осадконакопления.

В результате детального литологического исследования в отложениях среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского прогиба были установлены 53 фации осадков (Ростовцева, 2012) (рис. 2). Фации выделялись в одновозрастных отложениях по региональным ярусам. При описании фаций рассматривались основные способы формирования отложений. По фациальному строению толщ реконструировались обстановки осадконакопления. Среди генетических типов отложений отмечаются: фоновые, нефелоидные, волновые, биогермные, стоковых течений, подводно-коллювиальные, горизонты палеопочв и др. Установлено, что рассматриваемые отложения формировались в условиях относительно глубоководной и неглубокой впадин, подводной равнины, отмельной области и прибрежного мелководья, характеризующихся глубинами от эпибатиали (псевдоабиссали) до верхов сублиторали. В Анапско-Адагумском районе, начиная с чокрака до понта включительно, существовали прибрежно-мелководные обстановки. В пределах Керченского полуострова с чокрака попеременно возникали условия обширной отмельной области и подводной равнины. Развитие обстановок подводной равнины было связано с действием конкской, раннемэотической и раннепонтической трансгрессий. В осевой части Таманского прогиба с тархана до конца первой половины среднего сармата существовали обстановки относительно глубоководной, а затем, с конца среднего сармата, неглубокой впадины. В позднем понте в этой области бассейна установились условия подводной шельфовой равнины. По смене крупных комплексов фациальных обстановок выделяются циклы: тархан-караганский, конкско-сарматский, мэотический и понтический.

В ходе исследования установлены важные этапы геологического развития Керченско-Таманского прогиба. В конце тархана в результате усиления орогенеза произошло значительное обмеление рассматриваемой части Восточного Паратетиса с образованием новых областей мелководья в краевых частях Керченско-Таманского прогиба. В конце среднего сармата изменение структурного плана бассейна сопровождалось интенсивными подводными выделениями метана и эксплозивной вулканической деятельностью в смежных

Региональные стратиграфические подразделения		Фации и обстановки осадконакопления						
		М	М	МиОМ	ОМ	ОМ	ОМиОГ	ОГ
		Прибрежно-мелководные	Отмельной обширной области			Подводной равнины	Неглубокой впадины	Относительно глубоководной впадины
			Внутренних частей	Ложбин	Внешних частей			
Верхний понт	Верхи (босфор)	Раковинно-детритовых известковых и песчаных (Ф10р)				Песчано-алеврито-глинистых (Ф9р) Алеврито-глинистых (Ф8р)		
	Низы (портафер)	Раковинно-детритовых известковых (Ф7р)				Песчано-раковинно-детритовых известковых (конденсированных) (Ф6р); Песчано-глинистых (Ф5р); Алеврито-глинисто-брекчиевых (Ф4р)		
Нижний понт		Оолитово-детритовых и известковых и песчаных(Ф3р)				Известково-глинистых(Ф2р)	Диатомово- и известково- глинистых(Ф1р)	
Верхний мэотис		Песчаных и раковинно-детритовых известковых(Ф8m2)		Известково- и диатомово-глинистых (Ф3m2)	Глинистых и песчано-оолитовых известковых (Ф7m2); Песчано-алеврито-глинистых и раковинно-детритовых известковых (Ф6m2)		Раковинно-оолитовых известковых (вершин поднятий) (Ф5m2); Песчано-алеврито-глинистых (донных течений) (Ф4m2); Известково- и диатомово-глинистых (внешних частей) (Ф3m2); Известково-диатомово- глинистых (Ф2m2); Глинисто-брекчиевых (Ф1m2)	
Нижний мэотис	Верхи	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф8m1)		Песчано-алеврито-глинистых (Ф6m1)	Песчано-алеврито-глинистых и оолитово-детритовых известковых (Ф7m1)		Известково- глинистых и детритово- оолитовых (стоковых течений) (Ф5m1); Диатомово-глинистых и известково-глинистых (Ф4m1)	
	Низы					Биогермных водорослево-мшанковых (Ф2m1)	Диатомово-глинистых и алеврито-глинистых (Ф3m1); Глинистых (Ф1m1)	
Верхний сармат	Верхи	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф3s3)			Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых(Ф2s3)		Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)	
	Низы	Раковинно-детритовых и оолитовых известковых (Ф3s3)	Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых (Ф2s3)		Песчано-глинистых и глинисто-диатомовых(Ф2s3)		Известково-глинистых (Ф1s3)	
Средний сармат	Верхи	Песчано- детритовых известковых (Ф6s2)	Песчано- детритовых известковых (Ф6s2) Биогермных водорослево-нубекуляриевых (Ф5s2)		Биогермных водорослево-мшанковых (Ф4s2)		Глинисто-известковых Известково- глинистых (Ф3s2)	
	Низы					Песчано-глинистых (Ф2s2)		глинистых (Ф1s2)
Нижний сармат		Песчано-детритовых известковых (Ф3s1)				Песчано-известково- глинистых (Ф2s1)		глинистых (Ф1s1)
Конка		Раковинно-детритовых известковых (Ф3kn)				Песчано-глинистых (Ф2kn)		Глинистых (Ф1kn)
Караган		Оолитово-раковинных известковых(Ф4kr)	Раковинно-строматолитовых известковых (Ф3kr)		Глинисто- строматолитовых (Ф2kr)			Известково-глинистых (Ф1kr)
Чокрак	Верхи	Оолитово-детритовых и строматолитовых известковых (Ф6ch)			Известковых и глинистых (Ф5ch)			Глинистых (Ф4ch)
	Низы	Раковинно-детритовых известковых (Ф3ch)			Биогермных водорослево-мшанковых (Ф2ch)			Известково-глинистых (Ф1ch)
Тархан	Верхи							Песчанисто-алеврито-глинистых (Ф2t)
	Середина							Известково-глинистых и глинистых (Ф1t)
	Низы							

Рис. 2. Фации и обстановки осадконакопления отложений среднего и верхнего миоцена Керченско-Таманского прогиба

Условия осадконакопления: М — мелководные с глубинами бассейна от 0 до 30 м, ОМ — относительно мелководные с глубинами бассейна от 30 до 100 м, ОГ — относительно глубоководные с глубинами бассейна от 100 до 500 м, МиОМ — переходные от мелководных к относительно мелководным с глубинами бассейна от 20 до 50 м, ОМиОГ — переходные от относительно мелководных к относительно глубоководным с глубинами бассейна от 50 до 150 м

с изучаемым регионом областях, отмечаемой и в позднем сармате. Начало позднего мэотиса охарактеризовалось проградацией подводных речных выносов, дистальные части которых могли достигать осевой части Керченско-Таманского прогиба. В конце раннего понта происходило формирование региональной поверхности размыва с последующим накоплением конденсированных осадков, по времени образования сопоставляемых с максимумом развития Мессинского кризиса солености в Средиземноморье (5,6 млн лет).

По изменчивости мощности отложений установлено смещение оси области с наибольшим накоплением осадков с запада на восток в среднем сармате и позднем мэотисе.

Литература

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2004. 83 с.

Ростовцева Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион): Автореф. дис. д.г-м.н.. М.: 11-й формат, 2012. 48 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. С. 157–158.

Berggen W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 129–212.

КАППАМЕТРИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

М.А. Рудмин

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru

Бакчарское месторождение представляет собой широкую полосу верхнемеловых отложений и располагается в юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна. Объект был открыт в 1957 г. с помощью колонкового бурения под руководством А.А. Бабина. Месторождение находится в 204 км от г. Томска на северо-запад и относится к Бакчарскому административному району. Железные руды представлены оолитами гетит-гидрогетитового состава, залегают на глубине от 150 м до 250 м и приурочены к трем горизонтам (Бабин, 1969).

Существенный вклад в изучение железных руд Западно-Сибирского бассейна (литолого-фациальных особенностей, условий рудонакопления, минерального состава и т.д.) в середине прошлого века внесли многие ученые, такие как А.А. Бабин, Н.Х. Белоус, Ю.П. Казанский, И.В. Николаева, А.Н. Кондаков и др. По горнотехническим условиям отработка месторождения оказалась нерентабельной, и интерес к железным рудам Томской области со временем пропал. В последние годы выявились новые перспективы на разработку Бакчарского месторождения в связи с развитием метода скважинной гидродобычи. Вследствие этого в настоящее время актуально детальное исследование рудной толщи.

Данная работа нацелена на комплексное изучение литологических и геофизических особенностей рудовмещающих толщ месторождения. Для выяснения закономерностей распределения железных руд автор использовал фациальный анализ, главным результатом

которого являлось создание фациальных схем, на которых визуально отражается динамика изменения условий осадкообразования. Автором осуществлялся комплексный анализ ранее опубликованных работ предшественников (Западно-Сибирский…, 1964; Бабин, 1969; Николаева, 1967; Мазуров, 2006; Пшеничкин, 2011), стратиграфических колонок скважин и геологических разрезов в сопровождении с оптическими исследованиями образцов бакчарских руд. Фациальные схемы создавались к определенным этапам развития рудной толщи.

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям на месторождении прошлыми исследователями были выделены следующие природные типы руд (Западно-Сибирский…, 1964; Николаева, 1967; Мазуров, 2006; Пшеничкин, 2011):

- плотная гетит-гидрогетитовая руда с сидеритовым цементом;
- глауконит-гидрогетитовая с сидерит-лептохлоритовым цементом;
- слабо сцементированная гидрогетит-лептохлоритовая с лептохлоритовым корковым поровым и базальным цементом;
- слабо сцементированная гидрогетитовая базальным лептохлоритовым цементом;
- слабо сцементированная гетит-гидрогетитовая с незначительным количеством гизингеритового, хлоритового или сидеритового корково-сгусткового цемента;
- слабо сцементированная перемытая рыхлая гидрогетитовая с базальным лептохлоритовым цементом.

Судя по работам предшественников (Западно-Сибирский…, 1964; Николаева, 1967) и оптическим наблюдениям автора, рудные компоненты практически идентичны во всех выделенных типах и представляют собой гетит-гидрогетовые оолиты. Можно сделать вывод, что состав цемента является главным отличительным свойством каждого типа руд, который, в свою очередь, и обуславливает степень их цементации.

Каждый из отмеченных природных типов руд встречается в определенных рудных горизонтах (бакчарскому, колпашевскому, нарымскому). Рудные горизонты залегают в соответствующих свитах: бакчарский горизонт приурочен к подошве люллинворской свиты, колпашевский — к ганькинской свите, нарымский — к кровле ипатовской свиты (Западно-Сибирский…, 1964).

По результатам анализа стратиграфических колонок, геологических разрезов и исследованиям образцов бакчарских руд, по классификации И.А. Вылцана, автор выделил основные фации осадочных отложений рудной толщи, которым соответствуют определенные природные типы руд.

Фация пляжных отложений относится к группе литоральных фаций и характеризуется серыми, часто с зеленоватым оттенком мелкозернистыми песками, алевритами и слабо сцементированными мелкозернистыми серыми песчаниками. Фация оолитовых песков принадлежит к группе литоральных фаций, но, в отличие от предыдущей, более отдалена от береговой линии. Главной отличительной особенностью этой фации является наличие разнозернистых оолитовых песков черного, коричневато-черного цвета, которые последовательно переходят в слабо сцементированные мелко-, среднезернистые оолитовые песчаники. Фация песчано-алевритовых терригенных осадков относится к группе неритовых фаций и характеризуется средне и слабо сцементированными оолитовыми песчаниками с глинистым, хлоритовым, сидеритовым цементом, которые в большинстве случаев переслаиваются с маломощными зеленовато-серыми алевролитами и слоистыми глинами. В кровле песчано-авлевритовой фации обычно встречаются маломощные (до 2 м) линзы гравелитов. Фация алевритистых глин отвечает группе неритовых фаций более высоких глубин (более 100 м) и включает в себя слоистые серые, часто с зеленоватым оттенком глины с прослоями алевролитов.

При этом важно понимать, что сменяющие друг друга фации оолитовых песков и песчано-алевритовых терригенных осадков являются переходными между литоральной и неритовой морскими обстановками. По теориям предшественников, формирование основного объема оолитовых руд происходило в подобной переходной обстановке. Таким образом, основные природные типы руд приурочены именно к этим двум фациям. Фации оолитовых

песков отвечают слабо сцементированные оолитовые песчаники и оолитовые пески, фации песчано-алевритовых терригенных осадков — крепко и средне сцементированные оолитовые песчаники.

Как уже было установлено ранее (Западно-Сибирский…, 1964), на фоне общего морского режима Западно-Сибирского железорудного бассейна в верхнемеловом периоде формирование каждого рудного горизонта происходило в трансгрессивно-регрессивный цикл. На основе этих условий в бакчарском и колпашевском горизонте отмечается постепенное фациальное замещение крепко сцементированных руд слабо сцементированными и рыхлыми, что обусловлено непрерывной регрессией моря в один цикл.

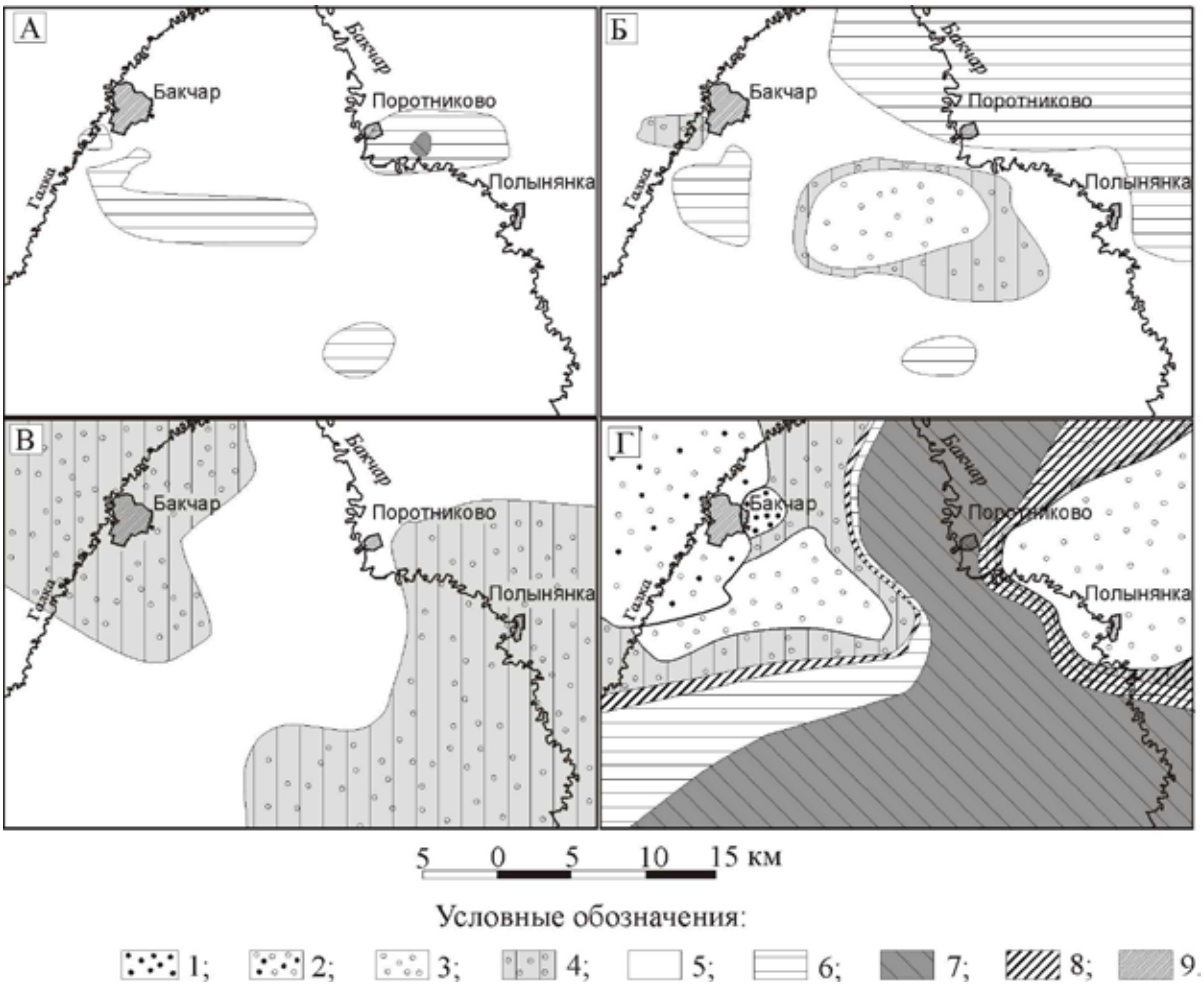
В результате изучения геологических разрезов и стратиграфических колонок Бакчарского месторождения автором были созданы фациальные схемы (рисунок) для основных этапов формирования рудовмещающей толщи: кровли ипатовской, подошвы и кровли ганькинской, подошвы люллинворской свит. Во время формирования кровли ипатовской свиты (около 70–80 млн лет назад (Западно-Сибирский…, 1964)) на всей площади месторождения были распространены фации песчано-алевритовых терригенных осадков (80,4 %) и алевритистых глин (19,6 %), что объясняет преобладание в нарымском рудном горизонте плотных оолитовых руд. В ганькинской преобладала фация песчано-алевритовых терригенных осадков (68,2 %), однако в кровле свиты средне сцементированные оолитовые песчаники переходят в слабо сцементированные, что является следствием смены обстановки осадкообразования, характерной для фации оолитовых песков, которая занимала 12,6 % площади месторождения. Относительное преобладание фации оолитовых песков (31,9 %) во время формирования подошвы люллинворской свиты (около 50 млн лет назад (Западно-Сибирский…, 1964)) обусловило наличие рыхлых оолитовых руд в нижней части бакчарского рудного горизонта.

Совместно с фациальным анализом выполнялось исследование магнитной восприимчивости осадочных толщ Бакчарского месторождения методом каппаметрии. Важно отметить, что первые данные по магнитной восприимчивости некоторых образцов оолитовых железных руд Бакчарского месторождения были опубликованы в 2009 году (Бакшт, 2009). Для измерения магнитной восприимчивости керна автор использовал прибор КТ-10, который является совместной разработкой компании Terraplus Inc. (Ричмонд Хилл, Онтарио, Канада), компании-поставщика геофизического оборудования, и компании Georadis S.R.O. (Чешская республика). Характеристика прибора позволяла проводить измерения с чувствительностью 1×10^{-6} Си. Основные замеры осуществлялись в режиме «scanner» (сканирования), при котором в секунду производилось 20 измерений, из которых сохранялись 4 усредненных замера. Проверочные измерения выполнялись в режиме «measure» с шагом 40 см. Значение истинной магнитной восприимчивости автоматически высчитывалось прибором согласно встроенному алгоритму корректировки, при этом учитывалась поправка на геометрию образца, в данном случае на диаметр керна. Обработка данных сканирования заключалась в высчитывании средних значений магнитной восприимчивости на каждые 10 см керна и выполнялась посредством MS Office Excel.

Каппаметрическим измерениям подвергался керн из 14 скважин средней глубиной 250 м, за исключением 3 скважин с длиной керна 100 м, которые бурились по рудному горизонту (от 150 м до 250 м). Общая длина измеренного керна составляет около 2800 метров. Всего по керну скважин Бакчарского месторождения было сделано более 9000 замеров магнитной восприимчивости с учетом основных и контрольных замеров, при этом на долю контрольных приходится 25 % измеренного керна.

В целом среднее значение магнитной восприимчивости Бакчарского месторождения составило $0{,}411\times10^{-3}$ Си, для нерудных вмещающих толщ (как до-, так и пострудных) — $0{,}259\times10^{-3}$ Си, для рудного горизонта — $0{,}822\times10^{-3}$ Си. При этом максимальное значение характерно для скважины, пробуренное на восточной части месторождения (около с. Поротниково), и составило $1{,}4\times10^{-3}$ Си, это можно объяснить преобладанием в разрезе скважины фации песчано-алевритовых терригенных осадков.

В таблице представлены рассчитанные значения магнитной восприимчивости для вышеописанных фаций. Каждая из фаций характеризуется определенными параметрами



Фациальные схемы осадочных отложений Бакчарского месторождения.
А — кровля ипатовской свиты (нарымский рудный горизонт); Б — подошва ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); В — кровля ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); Г — подошва люллинворской свиты (бакчарский рудный горизонт).

Условные обозначения: 1 — фация песчаных пляжных отложений (до 40 м); 2 — фация переходная между песчаными пляжными отложениями и оолитовыми песками (30–50 м); 3 — фация оолитовых песков (или алевро-пелитовых песков, 40–60 м); 4 — фация переходная от фации оолитовых песков к фации песчаных и песчано-алевритовых терригенных осадков (50–70 м); 5 — фация песчано-алевритовых терригенных осадков (60–100 м); 6 — фация переходная от песчано-алевритовых терригенных осадков к фации алевритистых глин (90–110 м); 7 — фации алевритистых глин (более 100 м); 8 — предполагаемые фации (то есть не имеющие фактических подтверждений); 9 — контур населенного пункта

при относительно невысоком стандартном отклонении. Фация оолитовых песков отличается средним значением магнитной восприимчивости $0{,}536\times10^{-3}$ Си, а фация песчано-алевритовых терригенных осадков — $1{,}342\times10^{-3}$ Си. Последнее можно объяснить в первую очередь наличием ферримагнитных минералов (сидерита) в цементе оолитовых песчаников. Также было установлено, что эти песчаники имеют самые высокие значения относительно остальных типов руд.

Выделение вышеописанных фаций вслед за объяснением особенностей формирования рудовмещающей толщи несет в себе и практическое значение. Наиболее благоприятные для формирования руд фации планируется использовать в целях прогнозирования площадей распространения перспективных железных руд. Под перспективными рудами понимаются те, разработка которых рентабельна в современных условиях. В настоящее время на Бакчарском месторождении подобными являются рыхлые оолитовые железные руды, отработка которых возможна методом скважинной гидродобычи. Таким образом, наивысший практический интерес представляет фация оолитовых песков со средним значением магнитной восприимчивости $0{,}536\pm0{,}1\times10^{-3}$ Си. Полученные значения магнитной восприимчивости могут быть успешно

использованы как при геометризации площадей распространения фации оолитовых песков, так и для дифференциации разреза рудовмещающей толщи.

Среднее значение магнитной восприимчивости для фаций рудовмещающей толщи Бакчарского месторождения

Фации	***Значение X×10⁻³* ед. Си**	
	Среднее	Стандартное отклонение
Фация пляжных отложений	0,35	0,189
Фация оолитовых песков	0,536	0,104
Фация песчано-алевритовых терригенных осадков	1,342	0,266
Фация алевритистых глин	0,692	0,195

Литература

Бабин А.А. Бакчарское железорудное месторождение (геология, закономерности размещения и генезис железных руд): Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Томск: ТПИ, 1969.

Бакшт Ф.Б., Пшеничкин А.Я. Каппаметрические исследования пород и руд Бакчарского месторождения // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятия ТЭК Сибири. Материалы межрегиональной научно-практической конференции и круглых столов. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 160–167

Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород: Учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2002. 484 с.

Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964.

Мазуров А.К., Боярко Г.Ю., Емешев В.Г., Комаров А.В. Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 64–70.

Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1967. 129 с.

Пшеничкин А.Я., Домаренко В.А. Петрографо-геохимические особенности Бакчарского месторождения // Вестник науки Сибири. 2011. № 1 (1). С. 13–18.

МИКРОФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ВЕРХНЕЮРСКИХ БРЕКЧИЕВЫХ ПРОГРАДАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА. ЮЖНЫЙ БОРТ БАЙДАРСКОЙ ДОЛИНЫ, КРЫМ

С.В. Рудько

Геологический институт РАН, Москва, svrudko@gmail.com

Строение верхнеюрской толщи Первой гряды Крымских Гор (ПГКГ) имеет дискуссионный характер (Милеев, Барабошкин, 1999). Значительная (4–5 км) мощность верхнеюрских отложений объясняется сдвоением или многократным повторением толщи по надвигам (Казанцев и др., 1989; Милеев и др., 2009). Другим объяснением большой мощности верхнеюрской толщи может быть присутствие внутри нее «проградационных комплексов», во время накопления которых происходило не вертикальное, а латеральное приращение мощности осадочной толщи и ее выдвижение во внутренние части бассейна. Проградационные комплексы формируются в краевых зонах карбонатных платформ и выражаются в виде гигантских косых серий (клиноформ), которые могут быть ошибочно интерпретированы как моноклиналь тектонического происхождения. Выявление литологических признаков отложений этого типа и выяснение взаимоотношений с соседними фациями являются важными задачами при изучении динамики формирования осадочной толщи и построении палеогеографических реконструкций.

Западная оконечность ПГКГ характеризуется присутствием ярко выраженных впадин или котловин Балаклавской и Варнаутской долин, имеющих тектоническое (Муратов и др., 1969) и отчасти карстовое происхождение (Амеличев, 2004). В центральных частях этих

котловин присутствуют нижнемеловые породы, а в бортах — верхнеюрские. В отличие от центральных частей ПГКГ, где верхнеюрские отложения представлены преимущественно органогенным известняками (Муратов и др., 1960; Krajewsky, 2010), в ее западной оконечности присутствуют также конгломераты, флишоиды и брекчиевидные известняки. Разнообразный фациальный состав и наличие сложного структурного плана Западной оконечности ПГКГ послужили причиной выделения здесь Сухореченско-Байдарской структурно-фациальной зоны (Пермяков и др., 1991), которая в палеогеографических реконструкциях обособляется как Западно-Крымский прогиб (Муратов и др., 1960).

Южный борт Байдарской котловины образован моноклиналью северо-северо-западного падения, сложенной снизу вверх толщей массивных и слоистых известняков (яйлинская свита, J_3ox?-km?), толщей флишоидов и карбонатных брекчий (деймен-деринская свита, J_3tt). Известняки яйлинской свиты залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на среднеюрских туфопесчаниках (J_2b-bt). Деймен-деринская свита несогласно перекрывается глинами валанжин – готерива, которые выполняют центральную часть Байдарской котловины.

Обе свиты послужили объектом седиментологических и микрофациальных исследований, направленных на выявление проградационных комплексов и особенностей фациального строения верхнеюрской карбонатной платформы Крыма. Отложения яйлинской свиты представлены светло-серыми слоистыми и неслоистыми известняками, обнаженными вдоль обрыва Южного эскарпа Байдарской Яйлы. Опорный разрез изучен в районе перевала «Чертова лестница», его фациальные аналоги и, возможно, более высокие горизонты описаны в районе перевала «Байдарские ворота», близ вершины Кильсе-Бурун и на хребте Донгуз-Орун.

Флишоиды деймен-деринской свиты описаны в разрезе оврага Деймен-Дере и подножье г. Кутур-Кая. Они представлены частым переслаиванием серых, буровато-серых глинистых мергелей с относительно редкими прослоями обломочных известняков (кальцетрубидитов) и сидеритов, деформированными в складки.

Мощность прослоев карбонатных брекчий пропорциональна размеру обломков, размер которых составляет от 0,1 до 1,5 м. Мощность прослоев в нижней части разреза варьирует от 0,3 до 2 м и увеличивается вверх по разрезу, пока не переходит в глыбовые хаотичные неяснослоистые брекчии. Для слоистых брекчий характерна плохая сортировка, плотная упаковка, слабая или средняя окатанность обломков. Иногда наблюдается обратная градационная слоистость (рис. 1). Обломки имеют светло-серую, кремовую желтоватую или красноватую окраску. Матрикс может быть представлен мелкообломочной массой с примесью силикокластики или красноцветным вадозным микритом и микроспаритом. Наличие прослоев с отчетливо проявленной обратной градационной слоистостью, присутствие силикокластической примеси, стратифицированность и смешанный состав обломков указывают на первичную осадочную природу брекчий, что не всегда очевидно (Щерба, 1978). Изученные брекчии накапливались в результате схождения дебрисных потоков, которые осаждались на склоне и в подножье фронтальной части карбонатной платформы и представляют, таким образом, брекчиевые проградационные комплексы.

Рис. 1. Текстура обратной градации в карбонатных брекчиях (р. Арманка, деймен-деринская свита). Стрелками показано направление увеличения размера обломков

Состав обломков брекчий деймен-дринской свиты, а также микрофации известняков яйлинской свиты были подробно изучены. Микрофации, содержащие одинаковые основные генетические признаки, позволяющие отнести их к определенным обстановкам осадконакопления,

были объединены в микрофациальные типы (МТ). Совокупность МТ, в свою очередь, характеризуют фациальные зоны карбонатной платформы. Такой подход позволяет количественно оценить соотношение известняков различных фациальных зон внутри обломков брекчий и сравнить их с подстилающими отложениями яйлинской свиты.

На основе особенностей текстурной характеристики и компонентного состава в изученных отложениях были выделены следующие МТ, которые характеризуют фациальные зоны карбонатной платформы (рис. 2): глинисто-карбонатные мадстоуны (МТ 1); мадстоуны и вакстоуны с микрофоссилиями (МТ 2); грейнстоуны рудстоуны смешанного состава с сортировкой зерен в потоке (МТ 3); экстракластовые микробрекчии, представленные неокатанными обломками известняков с примесью зерен и скелетного детрита (МТ 4); тромболитовые биндстоуны с микроинкрустаторами *Crescentiella morronensis* (МТ 5); смешанные губково-кораллово-микробиальные биндстоуны, реже фреймстоуны (МТ 6); биндстоуны, состоящие из ассоциации микроинкрустаторов *Lithocodium — Bacinella*, скрепляющих органогенно-детритовый субстрат (МТ 7); интракластовые рудстоуны и флоатстоуны, представленные обломками микроболитов, строматопор, кораллов серпулид и ехиноидей (МТ 8); пакстоуны и грейнстоуны с концентрическими ооидами, иногда с радиально-концентрической структурой корочки, с подчиненным количеством крупного раковинного детрита (МТ 9); грейнстоуны с покрытыми зернами кортоидами, реже концентрическими микритовыми ооидами, детритом кораллов, иглокожих и другой фауны смешанной ассоциации (МТ 10); пелоидальные пакстоуны с крупными бентосными фораминиферами, дазикладовыми, покрытыми зернами, инкрустаторами *Lithocodium aggregatum, Bacinella irregularis* (МТ 11); пелоидно-биокластовые вакстоуны с цельными раковинами моллюсков, бентосными фораминиферами, часто биотурбированные (МТ 12); онкоидные пакстоуны и флоатстоуны с цельными раковинами моллюсков, дазикладовыми и др. (МТ 13).

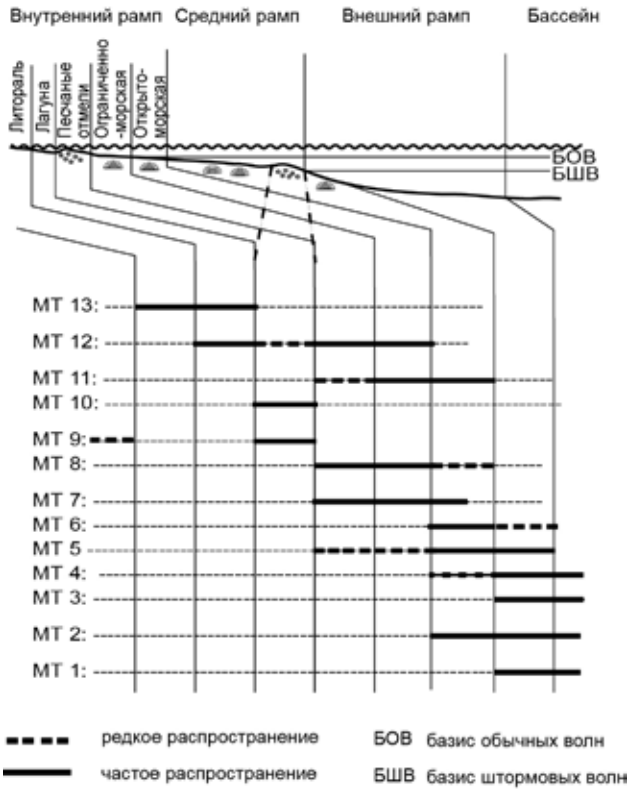


Рис. 2. Распределение выделенных МТ по фациальным зонам ступенчатого рампа (по Flügel, 2010 с изменениями)

МТ 1, 2, 3, 4 встречаются только во флишоидах деймен-деринской свиты и характеризуют фациальную зону подножья карбонатной платформы и бассейна. Остальные МТ встречаются как в отложениях яйлинской свиты, так и в обломках карбонатных брекчий деймен-деринской свиты. Несмотря на значительное сходство седиментологических характеристик микрофаций в обеих свитах, количественное распределение МТ имеет существенные отличия (рис. 3). В брекчиях резко преобладают обломки тромболитов с инкрустаторами *Crescentiella* — микробиальных рифов, широкое развитие которых более характерно для средних глубин (десятки – первые сотни метров), ниже базиса штормовых волн (Leinfelder et al., 2001; Пискунов, 2013). Микробиальные рифы типа иловых холмов встречаются в отложениях яйлинской свиты (хребет Донгуз-Орун, г. Кильсе-Бурун), однако значительно больше развиты рифы смешанного типа, состоящие из кораллов, губок и микроболитов, более характерные для мелководья (Leinfelder et al., 2001; Flügel, 2010). МТ внутренних частей карбонатной платформы в обломках брекчий деймен-деринской свиты относительно редки, а пелоидальные пакстоуны МТ 12 не встречены.

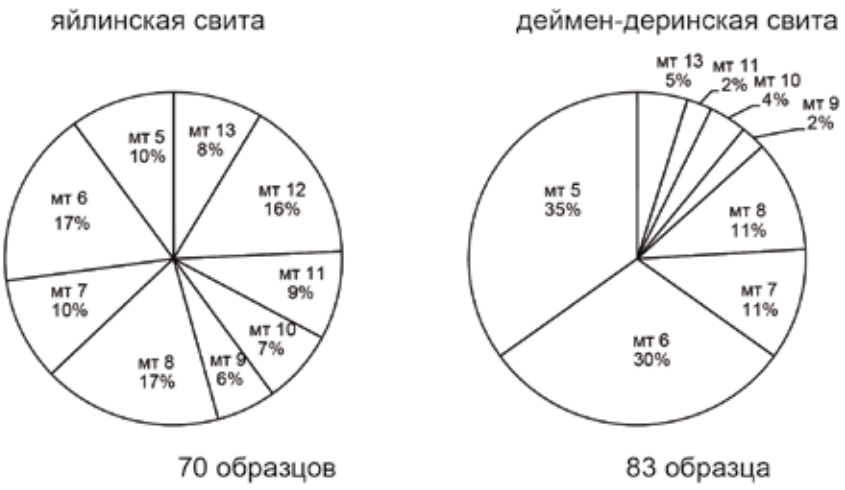


Рис. 3. Процентное соотношение МТ в обломках брекчий деймен-деринской свиты и известняках яйлинской свиты

Будучи основным источником брекчиевых проградационных комплексов, микробиальные рифы должны располагаться во фронтальной зоне карбонатной платформы. В то же время для формирования значительного объема брекчий, образованных за счет схождения высокоплотносных дебрисных потоков, необходимо наличие ярко выраженного склона. Перечисленные палеогеографические особенности указывают на то, что деймен-деринская свита накапливалась в подножье и фронтальной части ступенчатого рампа. Микроболиты формировались на границе среднего и внешнего рампа, вблизи бровки крутого склона и препятствовали попаданию мелководного материала в шлейфовые отложения (рис. 2).

Предположено, что отложения яйлинской свиты имеют все необходимые черты, чтобы служить источником обломочного материала брекчий и кальцетурбидитов деймен-деринской свиты. Карбонатная платформа (шельф) имела морфологию ступенчатого рампа на момент образования брекчий (деймен-деринская свита) и до него (яйлинская свита), так как ограниченные и окаймленные платформы обычно эволюционируют из рампов (Tucker, Wright, 1990), а не наоборот.

Проблемной стороной интерпретации рампа (Krajewsky, 2010 — Ай-Петринская и Ялтинская Яйла) или ступенчатого рампа (Пискунов, 2013 — Демерджи и Тирке-Яйла, настоящая работа) является отсутствие типичных штормовых отложений — темпеститов или неясность их обособления на основании микрофациальных исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-31114.

Литература

Амеличев Г.Н. Карстовые полья Крыма // Культура народов Причерноморья. 2004. № 52. Т. 2. С. 14–21.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю. и др. Структурная геология Крыма. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 29–37.

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.

Муратов М.В., Архипов И.В. Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений // Бюллетень МОИП. 1960. Т. 35.

Муратов М.В., Плотников Н.А, Черняк Н.И и др. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма // Инст. Геол. наук АН УССР. 1991. Препр. 91-12. Киев. 38 с.

Пискунов В. К. Строение и история формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи и плато Тирке (Горный Крым): диссертация на соискание ученой степени кандидата наук. МГУ,. 2013. 224 с.

Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 4. С. 23–34.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application // Second Edition. Berlin and Heidelberg: Springer-Verlag. 2010. 984 p.

Krajewski M. Facies, microfacies and development of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Crimean carbonate platform from the Yalta and Ay-Petri massifs (Crimea Mountains, Southern Ukraine). Dissertation Monographs 217. Kraków: Wydawnictwa AGH. 2010. 253 p.

Leinfelder R. Jurassic reef ecosystems // The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems. Topics in Geobiology Series. 2001. № 17. New York: Kluwer / Plenum Press. P. 251–309.

Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Science. 1990. 482 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЁРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК УРСУЛ И ЯБОГАН ГОРНОГО АЛТАЯ — ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Алтайская государственная академия образования, Бийск, rusgennadij@mail.ru

Озёрно-ледниковые отложения достаточно широко распространены в долинах и котловинах Горного Алтая. Однако они практически не содержат определимые органические остатки (споры, пыльцу и др.), что сильно затрудняет реконструкцию палеогеографических условий и обстановок осадконакопления. Первую попытку использовать для этих целей минералогические и геохимические особенности этих отложений на примере разрезов Беле (Телецкое озеро), Чаган и Чаганузун (Чуйская котловина) предпринял В.В. Бутвиловский (1993).

Верхненеоплейстоценовые озёрно-ледниковые отложения установлены нами в долинах верхнего течения реки Урсул и его притоков Теньга и Ело́, известны они и в долине реки Ябоган — Ябоганской котловине (Зольников и др., 2008), расположенной на стыке Центрального и Северо-Западного Алтая. В долине Теньги на восточном берегу Теньгинского озера на абсолютной высоте 1110 м до глубины 1,1 м вскрыты озерно-ледниковые отложения. Они представлены плотными желтоватыми песчанистыми (25,82 %) глинами (72,85 %) с незначительной примесью алеврита (1,33 %). Глины гидрослюдистые с кварцем, хлоритом, полевыми шпатами и повышенными содержаниями карбоната кальция (14,80 %), а их химический состав (%): SiO_2 55,5; TiO_2 0,75; Al_2O_3 14,0; Fe_2O_3 3,81; FeO 1,97; MnO 0,12; MgO 3,18; CaO 7,46; Na_2O 2,39; K_2O 1,97; P_2O_5 0,12; ппп 8,47.

Алевритово-песчаная часть этих образований отличается высоким выходом минералов тяжёлой фракции (43,2 %), в состав которой входят (%): эпидот-цоизит 72,5, магнетит 13,6, аутигенный лимонит 4,3, апатит 2,0, лейкоксен 1,8, циркон 1,4, гранат, роговая обманка, тремолит и актинолит по 0,6, слюда 1,4. Лёгкая фракция (56,8 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород 90,3 %, карбонатов 5,7 %, кварца 2,6 % и полевых шпатов 1,4 %. Они характеризуются низким коэффициентом устойчивости ($К_у$=0,25) и высоким коэффициентом выветрелости ($К_в$=2,3).

В 2010 году озёрно-ледниковые, по нашему мнению, отложения до глубины 2,5 м были вскрыты небольшим карьером на абсолютной высоте 1072 м у дороги Туэкта – Усть-Кан перед поворотом на село Ело́. Они состоят из горизонтального переслаивания буровато-желтоватых песчанистых (19,7 %) глин (80,3 %) мощностью 1–3 см с содержаниями карбоната кальция до 13,70 % и очень плотных глин (95,05 %) мощностью 5–10 см с незначительной песчано-алевритовой примесью (4,5 %), содержаниями карбоната кальция до 29,30 %. В них хорошо выражена очень тонкая (1–2 мм) горизонтальная микрослоистость.

Озёрно-ледниковые глины гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, хлоритом и полевыми шпатами, а их химический состав (%): SiO_2 53,6; TiO_2 0,69; Al_2O_3 13,4; Fe_2O_3 2,99; FeO 1,97; MnO 0,085; MgO 3,04; CaO 8,69; Na_2O 1,75; K_2O 2,64; P_2O_5 0,11; ппп 10,8.

Алевритово-песчаная часть этих отложений также отличается высоким выходом минералов тяжёлой фракции (21,2 %), в состав которой входят (%): эпидот-цоизит 34,3; магнетит 26,9; аутигенный лимонит 14,4; роговая обманка 8,1; лейкоксен 4,4; апатит 3,7; циркон 3,2; тремолит-актинолит 1,8; слюда 1,6; пироксены 0,4; анатаз, рутил, сфен — единичные зёрна. Лёгкая фракция (78,8 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород 85,2 %, карбонатов 10,0 %, кварца 2,7 %, полевых шпатов 1,8 %, слюды и хлоритов 0,3 %. Для них также характерны низкие значения $К_у$=0,14 и повышенные $К_в$=1,78.

В 2010 году при строительстве дороги сохранившиеся фрагменты озёрно-ледниковых плотных желтоватых песчанистых (14,11 %) глин (85,89 %) видимой мощностью до 4 м установлены у левого склона долины реки Ело́ в 2,6 км выше устья р. Табатай или в 4,5 км выше бывшей ледниковой подпруды.

Химический состав этих глин следующий (%): SiO_2 57,5; TiO_2 0,8; Al_2O_3 13,4; Fe_2O_3 3,54; FeO 1,76; MnO 0,1; MgO 2,93; CaO 6,69; Na_2O 1,66; K_2O 2,52; P_2O_5 0,15; ппп 8,69. В состав тяжёлой фракции входят (%): аутигенный лимонит 25,9, эпидот-цоизит 19,4, магнетит 18,0, лейкоксен 12,3, апатит 6,6, циркон 5,7, роговая обманка 4,1, слюда 3,4, пироксены 1,2, гранат 0,7, анатаз и рутил по 0,5. Лёгкая фракция (93,88 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород 83,6 %, карбонатов 10,7 %, кварца 2,7 %, полевых шпатов 1,5 %, слюды 1,5 %. В этом разрезе озёрные глины имеют повышенный $К_у$=1,05 и пониженный $К_в$=1,4.

Ещё один разрез этих отложений находится на северной окраине села Ябоган у правого склона котловины на абсолютной высоте 1140 м. Здесь в карьере глубиной 4 м под почвенно-растительным слоем вскрыт, по нашим данным, желтоватый карбонатизированный песчано-глинистый делювий лёссовидного облика мощностью от 0,5 до 1 м с примесью дресвы и щебня. Исходным материалом для него послужили залегающие ниже озёрные отложения, которые представлены желтоватыми иногда с буроватым оттенком очень плотными песчанистыми (24,58 %) глинами (73,89 %) с незначительной примесью алеврита (1,52 %), с включениями дресвы и мелкого щебня. Заметна слабо выраженная тонкая (0,5–1 см) субгоризонтальная параллельная слоистость. Встречаются отдельные тонкие (до 2 см) слойки серых дресвянистых песков.

В целом озёрные отложения в этом разрезе слабо деформированы в результате медленного оползания на пологом склоне сильно переувлажнённой толщи после спуска озера. Эти деформации (складки волочения, отторженцы, смятые и «размазанные» слои) рассматриваются как результат проявления солифлюкции (Зольников и др., 2008).

Глины гидрослюдистые с кварцем, полевыми шпатами, хлоритом и кальцитом, с повышенным содержанием карбоната кальция (13,3 %), а их химический состав (%): SiO_2 61,0; TiO_2 0,72; Al_2O_3 12,4; Fe_2O_3 3,54; FeO 2,11; MnO 0,085; MgO 2,79; CaO 5,7; Na_2O 1,78; K_2O 1,83; P_2O_5 0,097; ппп 7,63.

В них также отмечается высокий выход минералов тяжёлой фракции (19,67 %), в состав которой входят (%): магнетит 50,1; эпидот-цоизит 28,6; аутигенный лимонит 8,0; лейкоксен 3,9; циркон 3,4; апатит 1,7; гранат 1,3; роговая обманка 1,1; тремолит-актинолит 0,9; слюда 0,6; пироксены 0,4; анатаз, рутил, сфен — единичные зёрна. Лёгкая фракция (80,33 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород 91,4 %, кварца 5,0 %, полевых шпатов 1,8 %, карбонатов 1,5 %, слюды 0,3 %. Для этих глин характерны высокие значения коэффициентов $К_у$=9,3 и $К_в$=3,01.

Алевритово-тонкопесчаная фракция в озёрно-ледниковых отложениях Теньги, Урсула, Ело́ и Ябогана отличается высоким выходом тяжёлых минералов (от 11,5 до 43,2 %) и накоплением рудных минералов, в частности магнетита (13,6–50,1 %) и слюды (0,9–4,9 %), обладающей повышенной плавучестью и транспортабельностью, что, по нашему мнению, также говорит о бессточности этих озёр. Коэффициенты выветрелости (1,4–3,01) и устойчивости (0,14–9,3) минералов тяжёлой фракции в озёрно-ледниковых отложениях свидетельствуют о значительном поступлении в водоёмы свежего, не затронутого выветриванием материала, его сравнительно незначительной транспортировке и быстроте седиментации.

Во всех изученных обнажениях озёрно-ледниковые глины химически незрелые (Al_2O_3/Na_2O=6–7). Такие низкие значения этого коэффициента, по нашим многочисленным данным

из разных районов Алтая, характерны для озёрных глин не древнее второй половины позднего неоплейстоцена.

В долинах Урсула, Ело́, в Ябоганской и Теньгинской котловинах гидрослюдистый состав озёрно-ледниковых глин, низкие значения отношений CaO/MgO (2–2,8) и Al_2O_3/TiO_2 (17–18) свидетельствуют об их аккумуляции в условиях холодного влажного климата. Холодный климат времени осадконакопления отражают повышенные содержания SiO_2, K_2O и Na_2O при пониженных значениях Al_2O_3 и TiO_2 (Задкова и др., 1968), что также наблюдается в этих глинах. Кроме того, они отличаются и повышенными потерями при прокаливании (ппп 7,63–10,8 %), что тоже типично для озёрных осадков холодных эпох, которым свойственны высокие содержания углерода (Минюк и др., 2007). В то же время потери при прокаливании существенно ниже 15 %, а это позволяет отнести подобные отложения к минеральным осадкам с включениями органического материала, накапливавшимся в условиях опять-таки холодного климата, многолетней мерзлоты и перигляциальных ландшафтов (Шеремецкая и др., 2012).

Пониженные значения отношения FeO/Fe_2O_3 (в нашем случае равные 0,5–0,6) и повышенные содержания аутигенного лимонита (от 8 до 25,9 %) указывают на снижение роли восстановительной среды в осадконакоплении и неустойчивый гидрологический режим озёр (Лукашёв, 1970). В то же время, как считает В.В. Бутвиловский (1993), накопления карбоната кальция и закисного железа могут свидетельствовать о периодическом прогреве озёрных вод, жёсткой стратификации, создающей дефицит кислорода и восстановительную среду в этих частях водоёмов.

Во всех изученных разрезах, по результатам спектральных анализов, в озёрно-ледниковых глинах отмечается накопление химических элементов — активных водных мигрантов (Cu, Pb, Zn, Co, Ni) — от 0,003 до 0,007 % и подвижных окислов. Поэтому можно предположить, что во время накопления этих глин озёра были бессточными и пресными, что было возможно в условиях незначительного испарения и повышенного увлажнения. На пресноводный характер водоёмов указывают и сравнительно низкие значения отношения V/Zn=1–1,16, и пониженные содержания Mn (0,04–0,07 %).

Озёрно-ледниковые глины в долинах рек Ело́, Урсула и Теньгинской котловине имеют высокую халько-сидерофильную специализацию за счёт накопления V, Co, Mn, Ti, Bi; дефицитные элементы преимущественно литофильные — Be, Li, Y, Sn, W, Yb, Zr, Ag. Кластерным анализом выделены две геохимические ассоциации с тесными корреляционными связями (r 0,69–0,80): [(Ba–Li)–Ti]–P и (Pb–Zn)–Ag. Первая ассоциация сочетает элементы различной петрогенетической специализации, отражая сложный состав обломочного материала (средние, основные, карбонатные породы). Вторая, вероятно, характеризует привнос обломочного материала из Ильинско-Урсульской золото-медно-полиметаллической рудоносной зоны. В пределах этой зоны полностью находятся бассейны рек Каирлык (правый приток Урсула, стекающий с Теректинского хребта), Табатай и Теньга (левые притоки Урсула, стекающие с Семинского хребта).

Факторный анализ позволил установить шесть главных компонент. Первая (20 % от суммарной дисперсии) представлена ассоциацией Li, Ti, P, Ba; вторая (18 %) — Sn, V. Обе компоненты объединяют элементы с различной петрогенетической специализацией, характеризующие область сноса. Третья компонента (15 %), представленная ассоциацией Pb, Zn, Ag, обусловлена полиметаллической специализацией Ильинско-Урсульской рудоносной зоны, являющейся одним из основных источников обломочного материала. Четвёртая (12 %) — Yb, пятая (12 %) — W и шестая (13 %) — Cr компоненты указывают на привнос минералов-носителей вышеуказанных элементов на разных стадиях осадконакопления.

Впервые на рассматриваемой территории для целей реконструкции ландшафтно-климатических условий во время существования ледниково-подпрудных озёр, их основных параметров и некоторых особенностей гидрологического режима, а также определения источников сноса обломочного материала, поступавшего в эти озёра, использовались геохимические и минералогические данные, показавшие вполне приемлемые результаты. Особенности минералогии и геохимии этих отложений можно рассматривать как

индикаторы ландшафтно-климатических условий осадконакопления и использовать их при палеогеографических реконструкциях.

Литература

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.

Задкова И.И., Поспелова Л.Н., Симонова В.И. Микроэлементы в глинах позднего кайнозоя Ишим-Тобольского междуречья // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 51–55.

Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. № 4. С. 75–83.

Лукашёв В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1970. 296 с.

Минюк П.С., Борходоев В.Я. Геохимические характеристики осадков скважины LZ1024, оз. Эльгыгытгын, Чукотка — как показатели палеоклимата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 273–274.

Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В. Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне Московского оледенения (на примере бассейна р. Протвы) // Геоморфология. 2012. № 1. С. 92–106.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТЯХ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕТУЧИХ ПРОДУКТОВ КАТАГЕНЕЗА УГЛЕЙ

С.В. Рябинкин

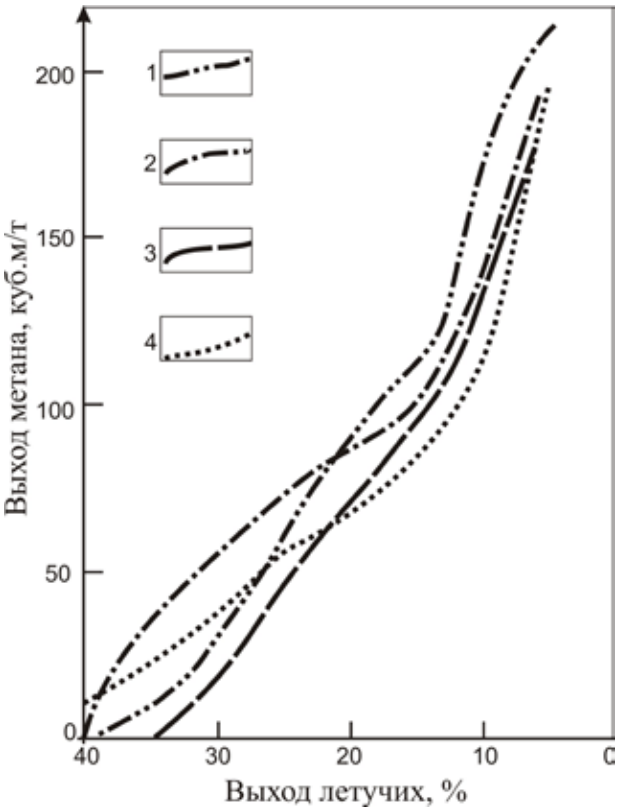
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Ryabinkin@geo.komisc.ru

Известно, что основным источником метана (а возможно, не только остальных углеводородных газов, но вообще всех катагенетических флюидов) в угленосных отложениях является органическое вещество углей и углистых остатков. Масштабы образования метана в угленосных формациях намного превышают современную максимальную газоносность пластов углей и вмещающих пород (Ермаков, Скоробогатов, 1984). На рисунке, взятом из работы Ермакова и Скоробогатова (1984), дана общая характеристика образования метана по различным авторам (к сожалению, в списке литературы нет упоминаний о работах Р. Мотта, К. Паттейски и Х. Юнтгена, и Дж. Карвайля).

В последнее время в различных районах мира открыт ряд месторождений газа, в образовании которых ведущую роль играли углеводородные газы, образовавшиеся в результате термического разложения органического вещества углей и углистых остатков (Patijn, 1964; Васильев и др., 1970; Boigk et al, 1971; Teichmuller, 1978; Boudou et al., 1984; Ровенская, Немченко, 1989 и др.). Высокая газоносность нижних горизонтов чехла молодых платформ обусловлена развитием в основании их разреза угленосных формаций, возрастной диапазон которых меняется от позднего карбона до раннего мела (Раабен, 1978). Органическое вещество этих угленосных формаций находится на высоких стадиях катагенетических преобразований, что особенно благоприятно для генерации углефикационного метана в составе летучих продуктов метаморфизма углей.

В настоящее время существуют два основных направления в подходах к решению проблемы количественной оценки возможных масштабов и динамики флюидообразования при катагенезе органического вещества угленосных формаций: экспериментальное моделирование природного процесса преобразования угольного вещества в лабораторных условиях и проведение теоретических балансовых расчетов, основанных на динамике изменения элементного состава ископаемых углей в процессе их метаморфизма. Последний широко применяется при оценке перспектив газоносности седиментационных бассейнов (Ермаков, Скоробогатов, 1984; Фомин, 1987 и др.).

Все лабораторные методы оценки масштабов генерации метана углями основаны на представлении о возможности компенсировать временной фактор метаморфизма углей за счет повышения температуры. Однако, различными авторами (Ван Кревелен, Шуер, 1960; Жижченко, 1984 и др.) неоднократно подчеркивалось, что чрезмерно высокая температура может существенно искажать сам процесс углефикации. Газы, образующиеся в результате таких лабораторных опытов, целесообразно рассматривать как продукт технологического (а не природного!) процесса. Косвенно это подтверждается и составом образующихся летучих продуктов, получаемых в процессе лабораторного моделирования, в частности, присутствием в их составе непредельных углеводородов в таких количествах, которые трудно ожидать в природном процессе (Van Heck et al., 1971; Соколов, Симоненко, 1977; Solomon, 1981; Соколов, 1982 и др.). Кроме этого, отмечается существование зависимости состава образующихся газов от условий проведения пиролиза (Нестеров, 1979; Шиллинг и др., 1986). Наконец, в лабораторных условиях практически невозможно адекватно моделировать природный процесс углефикации и особенно воссоздать у низкометаморфизованных непригодных для коксования углей свойства спекаемости и коксуемости, а это является основой для расширения коксовой базы в различных угольных бассейнах.



Образование метана (куб.м/т от исходного угольного вещества) при выходе летучих компонентов, равном 40 %. Условные обозначения: образование метана по: 1 — Р. Мотту, 2 — К. Паттейскому, 3 — Х. Юнтгену и Дж. Карвайлу, 4 — В.А. Успенскому

Как известно, органическое вещество углей в процессе катагенеза проходит непрерывный ряд последовательных стадий, каждая из которых характеризуется определенным составом, причем изменения элементного состава, как правило, носят направленный, закономерный характер. Поскольку в лабораторных условиях невозможно адекватно воспроизвести природные условия углефикации, то исследователи вынуждены производить экспериментальные работы при значительно более высоких температурах в несоизмеримо более коротких временных интервалах, что снижает ценность получаемых результатов. По данным Г.Б. Скрипченко и О.К. Миессеровой (1986), в процессе пиролиза характер изменения элементного состава ОВ угля, а также состав летучих продуктов пиролиза зависит от скорости нагрева и заметно отличается от закономерностей, характерных для природного процесса углефикации.

Более того, детальный анализ стадийности процессов пиролиза, проведенный Грином с соавторами (Green et al., 1984), свидетельствует о том, что в процессе пиролиза происходит генерация газов за счет термического разложения образующихся при пиролизе промежуточных продуктов, таких как каменноугольный пек, первичная и вторичная каменноугольная смола. Трудно предположить, что природный процесс метаморфизма углей может сопровождаться генерацией аналогичных промежуточных продуктов, хотя ряд исследователей (Зимаков, Степанов, 1965; Teichmuller, 1973 и др.) допускает возможность формирования битумоподобных веществ в процессе углефикации. Однако эти битумоподобные вещества образуются только в углях, достигших определенной стадии углефикации, и вряд ли могут рассматриваться даже как отдаленный аналог перечисленных выше промежуточных продуктов пиролиза.

Результаты наиболее детального моделирования процесса углефикации приведены в ряде работ (Петриковская и др., 1986; Saxby, Bennet, 1987). В этих экспериментах изучение процесса термического разложения ОВ угля проводилось при сравнительно невысоких (250–350 °С) температурах, либо при очень низких скоростях нагрева (1 °С в течение 168 часов), либо при его большой (до нескольких месяцев) продолжительности. Правомочность аналогий между полученными результатами и природным процессом углефикации косвенно подтверждается отсутствием в составе полученных летучих продуктов термического разложения ОВ угля некоторых газов (главным образом угарного газа и непредельных углеводородов; образование последних характерно для экспериментов, посвященных проблеме термической дезинтеграции ОВ). Кроме того, элементный состав ОВ угля в указанных экспериментах демонстрирует закономерности, характерные для природного процесса углефикации. Однако и в указанных работах совершенно не рассматриваются проблемы материального баланса вещества. Это пренебрежение анализом материального баланса продуктов генерации как по составу, так и по их количеству позволяет рассматривать результаты таких опытов как вспомогательные. Вместе с тем результаты лабораторного моделирования процессов генерации летучих продуктов углефикации, проводившиеся при сравнительно невысоких (не более 300 °С) температурах, несомненно отражают основные качественные изменения в составе углеводородной части этих летучих продуктов. Поэтому экспериментальные методы могут быть полезными при изучении генерационного потенциала ОВ угленосных формаций, особенно если эти экспериментальные исследования будут сопровождаться детальным изучением баланса вещества в процессах его термического разложения.

Все это заставляет искать новые пути для определения качества и количества образующихся летучих флюидов при катагенезе угольного вещества. Поэтому мы попытались привлечь к этому процессу одно неординарное средство — анализ различных данных по методу сравнения не арифметически пропорциональное, а геометрически пропорциональное. Здесь есть одно очень важное обстоятельство, обусловленное прямой связью между изменением основных (а не второстепенных!) элементов, слагающих массу угольного вещества (углерод, водород, кислород), и составом образующихся летучих флюидов катагенеза.

Литература

Ван-Кревелен Д.В., Шуер Ж. Наука об угле. М.: Госгортехиздат, 1960. 303 с.

Васильев В.Г., Ермаков В.И., Лебедев В.С. О происхождении природного газа месторождений севера Западно-Сибирской низменности // Геология нефти и газа. 1970. № 4. С. 20–26.

Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях. М.: Недра, 1984. 205 с.

Жижченко Б.П. Углеводородные газы. М.: Недра, 1984. 112 с.

Зимаков Б.М., Степанов Ю.В. О нефтепроявлениях в угленосной толще и перспективах нефтеносности Воркутского района // Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. 1965. № 5. С. 57–64.

Нестеров В.Н. Газовый фактор углефикации и его влияние на свойства угля // Восьмой международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона: Труды. М.: Наука, 1979. Т. 4. С. 156–159.

Петриковская М.Е., Макитра Р.Г., Васютин Я.М. Влияние степени метаморфизма каустобиолитов на состав газов, выделяющихся при их искусственной углефикации // Химия твердого топлива. 1986. № 2. С. 45–51.

Раабен В.Ф. Размещение нефти и газа в регионах мира. М.: Наука, 1978. 144 с.

Ровенская А.С., Немченко Н.Н. Раздельный прогноз и формирование углеводородных систем М.: Недра, 1989. 128 с.

Скрипченко Г.Б., Миессерова О.К. Графостатистический анализ углей и угольных продуктов // Химия твердого топлива. 1986. № 1. С. 48–52.

Соколов Б.А. Об условиях реализации нефтегазоматеринского потенциала осадочных горных пород // Методы оценки нефтегазоматеринского потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982. С. 91–95.

Соколов В.Л., Симоненко В.Ф. Эволюция газообразования в процессе углефикации // Геология нефти и газа. 1977. № 12. С. 37–44.

Фомин А.Н. Углепетрографические исследования в нефтяной геологии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 166 с.

Шиллинг Г.Д., Бонн Б., Краус У. Газификация угля: Пер. с нем. М.: Недра, 1986. 175 с.

Boigk H., Stahl W., Teichmuller M. and R. Inkohlung und Erdgas (in Nordwestdeuchland) // Fortshr. Geol. Rheinl. Westfal. 1971. Bd. 19. P. 101–108.

Boudou J.-P., Pelet R., Lettole R. A model of diagenic evolution of coaly sedimentary organic matter // Geochemie et Cosmochemie Acta. 1984. V. 48. № 6. P. 1357–1362.

Green A.E.S., Meyeredy R.R., Pamidimukkala K.M. A molecular model of coal pyrolysis // International Journal of Quantum Chemistry. 1984. № 18. P. 589–599.

Patijn R.I.H. La formation de gas due a des rehouluifications dans le nord–Est des Pays–Basins // Compt. Rend. 5 Congress internat. Stratigr. et geol. carbon. Paris. 1964. V. 2. P. 631–645.

Saxby J.D., Bennet A.J.R. Experimental simulation of coalification: brown coal to anthracite in six years // 194th Nat. Meet. Amer. Chem. Soc.: A Papers. Washington, D.C. 1987. P. 628–631.

Solomon P.R. Coal structure and thermal decomposition // New approaches in coal chemistry. Washington, D.C. American Chemistry Society. 1981. P. 61–71.

Teichmuller M. Generation of petroleum-like substances in coal seams as seen under the microscope // Advances in organic geochemistry. New-York, London, 1973. P. 379–406.

Van Heek K.H., Juntgen H., Luit K.-F., Teichmuller M. Aussegen zur gasbildung in fruhen inkohlungsstadien auf grund von pyrolseversuchen // Erdol und Kohle-Erdgas-Petrochemie. 1971. 24 Jarrgang. № 9. P. 566–572.

О НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРАХ КЛАССИФИКАЦИИ УГЛЕЙ

С.В. Рябинкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Ryabinkin@geo.komisc.ru

В геологии, петрологии и технологии угля практически не отражена информация о составе основных углеобразующих элементов: углерода, водорода, серы, азота и кислорода. Как правило, численные выражения приводятся отдельно для углерода и водорода, значительно реже — по кислороду, азоту и сере, и практически отсутствуют их различные комбинации и формулы.

Б.Л. Афанасьев в работе «От торфа до антрацита» (1964) привел такие зависимости (рис. 1). Он отметил, что «Изучение органического вещества углей, торфа, древесины показало, что главными составляющими этих веществ являются углерод (С), водород (Н) и кислород (О). Когда накопилось достаточно анализов самых различных видов древесины, торфа и самых различных углей, выяснилось, что по содержанию этих трех главных элементов все

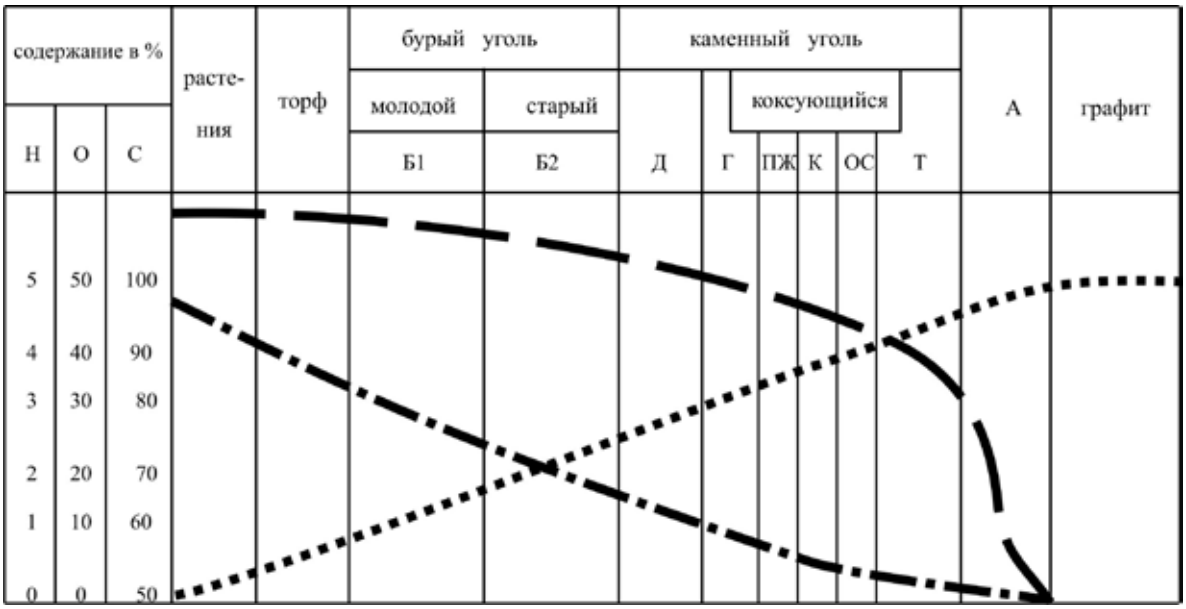


Рис. 1. Ход изменения содержания углерода (пунктирная линия), водорода (штриховая линия) и кислорода (штрих-пунктирная линия) в процессе метаморфизма остатков растений – торфа – бурого и каменного угля – антрацита – графита. Взято из работы Б.Л. Афанасьева (1964) с небольшими упрощениями

они связаны между собой постепенными изменениями и составляют один последовательный ряд: растительные остатки – торф – бурый уголь – каменный уголь – антрацит – графит. Эти соотношения показаны на диаграмме. Отчетливо видно направление процесса, протекающего с постепенным уменьшением кислорода и водорода и увеличением содержания углерода. При этом происходит процесс обезвоживания древесины или ее обуглераживания под влиянием каких-то внешних причин» (Афанасьев, 1964, стр. 22). В цитируемом исследовании указывается, что: «С точки зрения химических превращений происходит постепенное изменение древесины сначала в гуминовые кислоты торфа, затем изменения этих кислот в гуматы, имеющих уже щелочную реакцию, и последних в чистый аморфный углерод. А с точки зрения молекулярных изменений происходит постепенная полимеризация гуминовых кислот с потерей гидроксильных групп (OH) до образования графитовой решетки молекул» (там же).

Более 50 лет прошло с момента публикации работы И.К. Клопотова и С.И. Панченко «Классификация спекающихся углей» (1959). В этой статье указывалось на неоднократные попытки классифицировать угли на основе анализа основных углеобразующих элементов: углерода, водорода, серы, азота и кислорода. Эти исследования показали, что «…многие угли высокосернисты и содержат значительное количество серы как органической, так и пиритной, которая оказывает существенное влияние на процесс термического разложения углей и на свойства образующейся пластической массы, а следовательно, и на физические свойства коксового остатка» (Клопотов, Панченко, 1959, стр. 13). В данной статье специально подчеркивается, что «…удлинение температурного интервала пластического состояния получается непропорциональным в сравнении с малосернистыми углями, имеющими то же отношение O/H. Это говорит о том, что какая-то часть органической серы способствует, в противоположность кислороду, замедлению разложения (затвердевания) пластической массы. Мы приняли, что эта часть равна половине содержания органической серы и что ее следует добавлять в знаменатель отношения O/H». Но вместе с тем авторы подчеркивают, что «… высказанные соображения требуют, конечно, своих уточнений, но по своей сути они находят полное подтверждение в преимуществе предлагаемой классификационной диаграммы перед другими известными классификациями. Это преимущество заключается главным образом в том, что она не только вскрывает, но и объясняет причину подобия и различия свойств углей всех месторождений» (там же, стр. 14). Сама редакция журнала «Кокс и химия» в послесловие к этой статье отмечает «Придавая особое значение единой классификации углей, редакция просит читателей принять активное участие в обсуждении данной статьи» (там же, стр. 14).

Этому же вопросу была посвящена и статья В.И. Барышева (1974), напечатанная в журнале «Химия твердого топлива». В ней рассматриваются изменения элементного состава в процессе углефикации твердых горючих ископаемых и предложена формула для расчета положения по показателю H^a/C^a (рис. 2). Приводится три зоны, в которых это отношение описывается разными формулами, причем в первой и третьей зонах этот коэффициент близок к единице. Приведены расчетные значения теплоты сгорания $(2C+0,5*H)^г$ в атомах, точность расчетов по этой формуле не ниже 2–4 %. К сожалению, в этом исследовании игнорируются сами понятия коксуемость и спекаемость.

В работах родоначальников коэффициента И.Е. Лейфмана (1988), И.Е. Лейфмана и Н.Б. Вассоевича (1980) отмечается, что этот коэффициент (H–2*O)/C несет более объективную информацию о распределении водорода в структуре органического вещества по сравнению с зависимостью O/C Ван Кревелена. Однако нюанс заключается в том, что эти два коэффициента — O/C Ван Кревелена и (H–2*O)/C в интепретации Лейфмана – Вассоевича —только дополняют друг друга. Процессы дегидратации играют исключительную роль в катагенезе органического вещества и поэтому должны всячески учитываться, особенно при анализе углефикационного скачка. С сожалением мы вынуждены констатировать, что, увлекшись числовым значением коэффициента (H–2*O)/C, авторы упустили его фундаментальный смысл. Не конкретное числовое значение коэффициента, а его максимум (или минимум) должен играть значительно большую роль в динамике изменения физико-химической структуры органического вещества, тем более угольного.

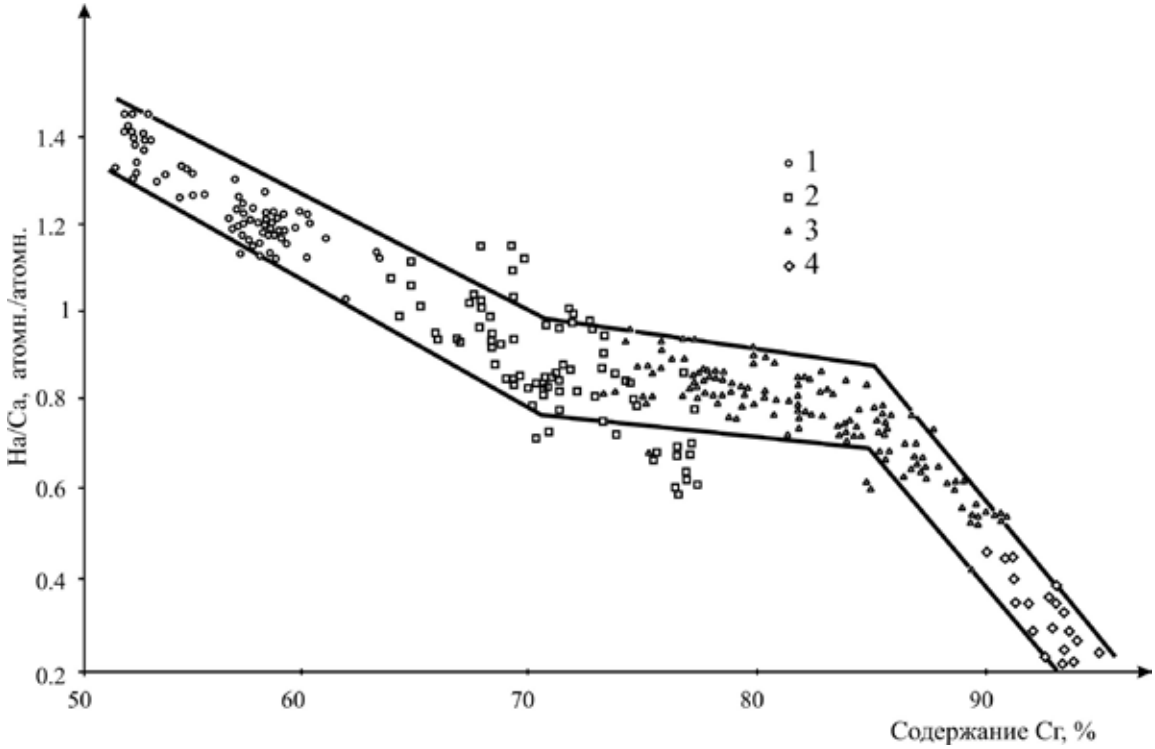


Рис. 2. Изменение атомного отошения Ha/Ca в процессе катагенеза углей: 1 — торфа, 2–3 — бурые (2) и каменные (3) угли, 4 — полуантрациты и антрациты. Взято из работы В.И. Барышева (1974) с небольшими упрощениями

Нами предпринята еще одна попытка увязать коксующиеся свойства угля с эволюцией элементного состава углей (углерод, водород, сера, азот и кислород). В качестве исходного коэффициента был намерено выбран коэффициент Лейфмана – Вассоевича. Это сделано по причине непреложной связи катагенеза углей с их элементарным составом, выходом летучих веществ и показателем отражения (или отражательной способности) витринита. Таким образом, перед нами встает непростая задача — воссоздать из этих разрозненных данных единую картину метаморфизма (катагенеза) органического вещества углей, а точнее разных ингредиентов в веществе угля: витринита, фюзинита, лейптинита и других. Это необходимо для того, чтобы отобразить все многообразие изменения вещественного состава этих ингредиентов. На диаграмме Ван Кревелена не показано, как происходят изменения выхода летучих веществ (или показателя отражения витринита), и это ее недостаток. Выход летучих веществ и показатель отражения витринита — суть классификационные параметры угольного вещества. Но, с другой стороны, физико-химические изменения и генерация углефикационных флюидов — есть две стороны единого преобразования угольного органического вещества (будь то витринит, фюзинит, лейптинит или склеротинит). То есть исследователи сознательно игнорируют это важнейшее направление исследований. Этого можно избежать, дополнив классификационные параметры «Единой классификаций угля» характеристиками углерода, водорода, серы, азота, кислорода и коэффициентом Лейфмана – Вассоевича.

Для примера возьмем опубликованные данные в коллективной работе «Атлас верхнепалеозойских углей…» (1966). Построим зависимость толщины пластического слоя от выхода летучих веществ, затем эти же данные пересчитаем с выходом на коэффициент Лейфмана – Вассоевича (H–2*O)/C (рис. 3). Сравнив данные, находим, что при учете коэффициента Лейфмана – Вассоевича зависимость получается прямо пропорциональной.

Если же мы будем исходить из определений Индекса свободного вспучивания (FSI), взяв данные из работы Хагеманна и коллег (Hagemann et al., 1989) и построив те же графики (рис. 4), мы придем к парадоксальному выводу, что значения спекаемости по методу Индекса свободного вспучивания (FSI) будут приурочены к максимальным значениям коэффициента Лейфмана – Вассоевича.

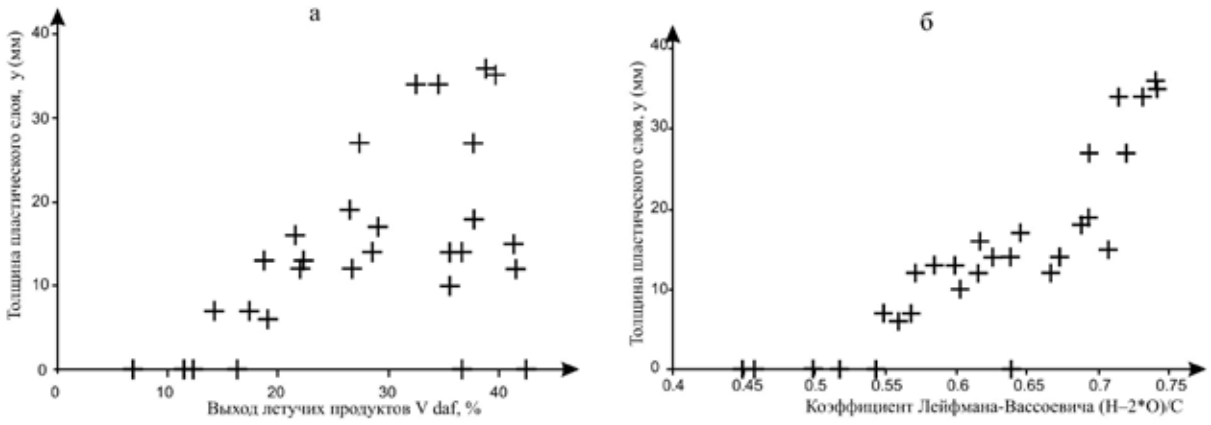


Рис. 3. Зависимость толщины пластического слоя от выхода летучих веществ (а) и величины коэффициента Лейфмана – Вассоевича (б). Данные для построения этих двух диаграмм были взяты из работы «Атлас верхнепалеозойских углей...» (1966)

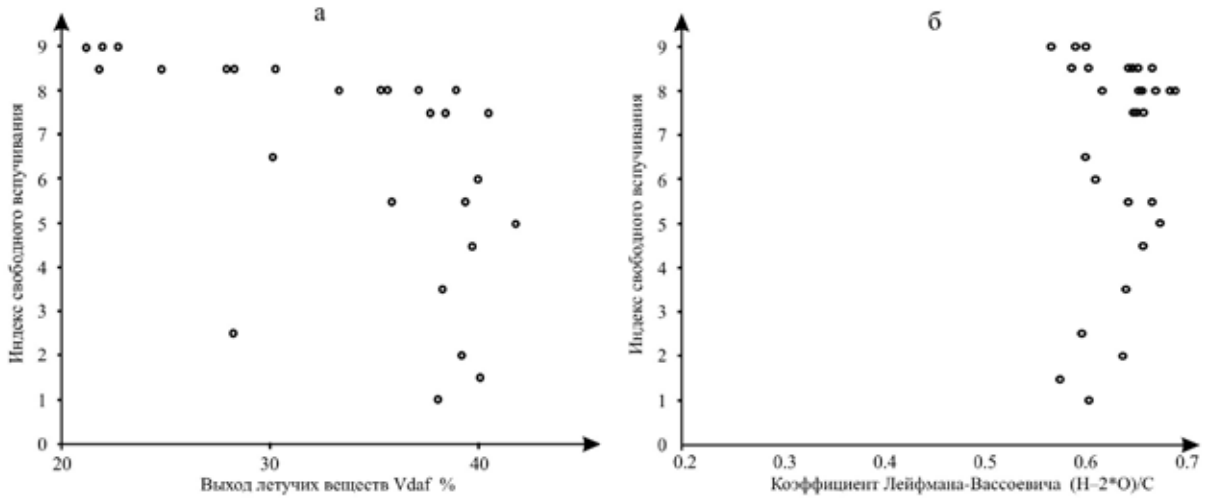


Рис. 4. Зависимость Индекса свободного вспучивания (FSI) от выхода летучих веществ (а) и величины коэффициента Лейфмана – Вассоевича (б). Данные для построения этих двух диаграмм были взяты из работы (Hagemann et al., 1989)

Все это служит прекрасным доказательством истинности положения, выдвинутого М.Л. Левенштейном (1969), о том, что: «Метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две сороны единого процесса» (Левеншейн, 1969, стр. 118). В этом цитируемом абзаце есть одна неточность: не только и не столько углеводородных, а вообще всех флюидов — и диоксида углерода, воды и, конечно же, углеводородных газов.

Последнее обстоятельство заставляет по-другому подойти к самому понятию спекаемости углей и ее характеристик, в частности, толщины пластического слоя и индекса свободного вспучивания. Это тем более актуально при повторном издании работ Михаила Владимировича и Андрея Михайловича Голицыных (1996) и И.В. Еремина, Т.М. Броновец (1994). Необходимо всемерно развивать и совершенствовать разные формы связи главных этапов углефикации и эволюции основных углеобразующих элементов: углерода, водорода, кислорода, азота и серы. Это особенно важно и для выработки единых критериев для классификации углей.

Литература

Атлас верхнепалеозойских углей Кузнецкого бассейна (атлас микроструктур, строение пластов, состав, качество, условия образования, распространения). Новосибирск: Наука, 1966. 367 с.

Афанасьев Б.Л. От торфа до антрацита. Сыктывкар: Коми книжн. изд-во, 1964. 31 с.

Барышев В.И. Изменение элементного состава гумолитов в процессе углефикации // Химия твердого тела. 1974. № 5. С. 47–52.

Голицын М.В., Голицын А.М. Коксующиеся угли России и мира: Справочник. М.: Недра, 1996. 239 с.

Еремин И.В., Броновец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование: Справочник. М.: Недра, 1994. 254 с.

Клопотов И.К., Панченко С.И. Классификация спекающихся углей // Кокс и химия. 1959. № 3. С. 6–10.

Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений: Материалы Третьего Всесоюзного совещания по твердым горючим ископаемым. М.: Наука, 1969. С. 113–123.

Лейфман И.Е., Вассоевич Н.Б. Новая диаграмма для сопоставления горючих ископаемых и их предшественников по атомным соотношениям водорода // ДАН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 674–678.

Лейфман И.Е. Графостатистический анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С. 9–16.

Hagemann H.W., Ottenjann K., Puttmann W., Wolf M., Wolf–Fisher E. Optische und chemische Eigenschaften von Steinkohlen // Erdol und Kohlen–Erdgas–Petrochem. 1989. BD. 42. № 3. P. 99–110.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СТАДИИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Н.Н. Рябинкина, Т.П. Митюшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ryabinkina@geo.komisc.ru

Разрез нижневизейских отложений, вскрытый карьером бывшей фабрики точильного камня на р. Воя (левый приток р. Печора), тектонически приурочен к Воя-Соплясской антиклинали Среднепечорского поперечного поднятия севера Предуральского краевого прогиба. Разработка битумосодержащих песчаников (точильного камня) карьерным способом завершилась еще в 1963 г. За последние 25 лет непосредственного наблюдения (1986–2011 гг.) произошли видимые резкие изменения в облике пород карьера. Объектом исследований явились битумонасыщенные терригенные породы, в которых отчетливо проявились стадии их гипергенного преобразования. В последние годы в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН были проведены дополнительные анализы (химический, спектральный и рентгенодифрактометрический), позволяющие уточнить состав пород.

Непосредственному изучению доступна лишь верхняя часть разреза нижневизейских отложений (около 40 м). Общая же мощность этих отложений по данным бурения составляет более 80 м (Малышева и др., 1993). Здесь выделяются семь пачек.

1. Мелкозернистые косослоистые битуминозные песчаники кварцевого состава. Видимая мощность 20–25 м.

2. Кварцевые мелкозернистые песчаники с пологой волнистой слоистостью, подчеркнутой скоплениями каолинита. Песчаники сильно трещиноватые и битумонасыщенные. Мощность 10 м.

3. Пласт карбонатизированных тонкозернистых кварцевых песчаников с шаровидной отдельностью. В карбонатную составляющую входит сидерит и кальцит. Выделяются шаровидные и лепешковидные сидеритовые конкреции со скорлуповидной отдельностью. Размер конкреций от 5 до 10 см в диаметре. Мощность 0,2–0,3 м.

4. Пестроцветные кремнисто-глинистые алевролиты. Мощность 2–3 м.

5. Темно-серые и черные углистые аргиллиты с комковатой текстурой. Мощность до 1 м.

6. Мелкозернистые кварцевые битуминозные песчаники с обилием углефицированного растительного детрита. Мощность 1,5–2 м.

7. Завершается разрез желто-серыми аргиллитами. Мощность до 1 м.

По данным бурения эти породы перекрываются позднепермскими полимиктовыми песчаниками.

Представленный здесь *дельтовый* комплекс отложений (Марковский, 1966) на стадии седименто- и диагенеза сформировал линзовидное песчаное тело, послужившее ловушкой для углеводородов. Заполнение ловушки произошло в зоне мезокатагенеза, вероятно, на границе позднего карбона и ранней перми, при формировании Воя-Соплясской антиклинали с образованием нефтяного месторождения. Разрушение же залежи, ее вывод на дневную поверхность (в зону гипергенеза) привело к окислению нефтей и формированию Войского месторождения твердых битумов. Содержание битума (асфальты и асфальтиты) в песчаниках достигает от 0,6 до 8–10 мас. % (Марковский, 1967), обычно 1,0–2,0 %. Вскрытие горных пород карьером (1936–63 гг.) способствовало активизации процессов их выветривания и окисления. Проникновение обогащенных кислородом атмосферных и грунтовых вод явилось причиной трансформации химического состава подземных вод и вмещающих толщ, минералогических изменений пород.

Окисление органического вещества и рассеянных сульфидов в породах сопровождается заметным повышением концентрации сульфатов вод, снижением величины pH до 2,9–3,2, что приводит к формированию купоросных сулфатно-кальциевых вод с высокими значениями Eh (+397…+399 мВ) (Митюшева и др., 2011). Наиболее ярко выражены преобразования в каолинитизации пород пачек 3 и 4, они приобрели белесый мучнистый облик. Здесь установлен каолинит нескольких типов: седиментагенный (перенесенный с кор выветривания), диагенетический (аутигенный, образованный на стадиях диагенеза и катагенеза) и гипергенный (аутигенный, образующийся при вскрытии пород карьером).

В зоне гипергенеза в условиях деструктирукции минералов (пород) грунтовые воды при уменьшении pH способны растворять каолинит, образовавшийся на стадии диагенеза по многим силикатам и алюмосиликатам и наблюдаемый в разрезе карьера в виде цемента и отдельных прослоев. Пути формирования аутигенного каолинита в процессе выветривания могут происходить по следующим схемам: биотит→гидробиотит→иллит→каолинит и, возможно, мусковит→серицит→гидрослюда→каолинит, биотит→белая обесцвеченная слюда→гематит (Рябинкина и др., 2012).

Сидерит, содержащийся в карбонатном цементе и в виде отдельных лепешек и конкреций (пачка 3), в процессе кислотного выщелачивания окисляется до гидрооксида железа. Его бурые образования наблюдаются на стенках и накапливаются в основании карьера. Здесь в зонах выходов грунтовых вод на поверхность наблюдаются современные органо-минеральные образования толщиной до 5 см, сформировавшиеся после закрытия карьера. Основу новообразований, имеющих бурую окраску, составляют мхи и водорослево-бактериальное сообщество. Характерной чертой этих образований является наличие значительного количества рентгеноаморфных соединений железа (Митюшева и др., 2011).

Изменение геохимической обстановки в результате вскрытия пород при разработке месторождения точильного камня привело к развитию процессов выветривания и окисления пород, выщелачиванию под воздействием кислых сульфатных подземных вод. В результате проведенных нами исследований на примере данного разреза Войского карьера можно проследить несколько стадий литогенетических изменений пород. *Диагенез* — формирование аутигенных минералов в цементе песчаников (каолинит, сидерит). *Катагенез* — поступление углеводородов (УВ) в песчаники, взаимодействие их с цементом, аутигенное минералообразование. *Гипергенез* — окисление нефтей до битумов. Кислотное выщелачивание. Формирование органо-минеральных образований в зоне выхода грунтовых вод.

Наблюдаемые современные преобразования пород и аутигенная минерализация, происходящие менее чем за 50 лет, показывают скорость и интенсивность процессов литогенеза в условиях гумидного климата.

Литература

Малышева Е.О., Ларионова З.В., Рябинкина Н.Н., Тимонина Н.Н. Природные резервуары в терригенных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1993. 154 с.

Марковский Н.И. Окисленная нефть в отложениях палеодельты // Природа. 1966. № 10. С. 106–109.

Марковский Н.И. О разрушающемся месторождении нефти в районе Средней Печоры // Вестник Моск. ун-та. Геол. 1967. № 3. С. 100–106.

Митюшева Т.П., Пахневич А.В., Симакова Ю.С. Биоминералообразование на Войском карьере битуминозных песчаников // Минералогические перспективы: Матер. Межд. минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 110–112.

Рябинкина Н.Н., Митюшева Т.П., Симакова Ю.С. Изменение глинистых пород в процессе выветривания (на примере нижнекаменноугольных пород Войского карьера) // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества. Минералогическая кристаллография. Матер. Межд. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2012 С. 316–318.

ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Т.А. Рязанова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, ryazanova@sniiggims.ru

Коллекторские свойства пород девона изучены в разрезах по рекам Матусевича и Ушакова на о. Октябрьской революции. В комплекс исследования вошло изучение пород в шлифах (500 шт.), микропорового пространства в репликах с естественных сколов пород (20 шт.) под электронным микроскопом, морфологии пор и трещин в 37 образцах, насыщенных окрашенными смолами под давлением по методике Коцерубы. Фильтрационно-емкостные свойства: пористость, проницаемость и остаточная водонасыщенность — изучены общепринятыми методами. Типы и классы коллекторов песчаников и алевролитов (93 шт.) определялись с использованием классификации А.А. Ханина и карбонатных пород (34 шт.) — К.Б. Аширова.

Для терригенных пород проявились факторы, положительно или отрицательно повлиявшие на формирование коллектора. Их можно разделить на первичные, связанные со стадией седиментогенеза, и более поздние от гипер- до катагенеза и проявления гидротермальных процессов.

В разрезах преобладают мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты от крупно- до мелкозернистых песчаных и песчанистых. Состав пород ритмично меняется от более крупнозернистых с прослоями гравелитов и конгломератов в начале ритмов и заканчивается тонкозернистыми осадками в конце. Такая ритмичность хорошо подчеркивается типами кумулятивных кривых с активной гидродинамикой в начале ритмов и пассивной в их конце (Перозио и др., 2008). Аналогичны кривые дифференциального распределения размеров зерен: они меняются, соответственно, от много- к одновершинным. Такие ритмы отмечены дважды в отложениях D_1-D_2 (начало в североземельской и встречнинской свитах) и трижды в отложениях D_2-D_3: от первой пачки матусевической свиты до середины второй, в пределах третьей и с начала четвертой, заканчивается пятой пачкой.

Преобладают песчаники и алевролиты существенно кварцевого состава. Состав цементов чрезвычайно сложен и обусловлен как первичными (глинистый, карбонатный), так и вторичными процессами (гематитовый, регенерационный кварцевый, пойкилитовый кальцитовый, каолинитовый).

Породы претерпели разнообразные преобразования, прежде всего, выветривание, что обусловило распад всех темноцветных минералов и формирование железистых пленок вокруг обломков и сгустков в порах.

При анализе типов межзерновых контактов установлено, что преобразование пород происходило по-разному, в зависимости от наличия и количества первично-глинистого и вторичного гематитового цемента. При большом количестве цемента дальнейших преобразований почти не происходило; при малом (пленочный тип цемента) отмечена регенерация кварца, пластическая деформация слюд, органогенного раковинного детрита, обломков разнообразных карбонатных пород, глин и сланцев. В песчаниках и крупнозернистых алевролитах сохранились остаточные поры.

Катагенетические изменения сопровождались гидротермальными, о чем свидетельствует наличие пойкилитового кальцита с полисинтетическими двойниками, который прослеживается во всех типах пород, во всех трех разрезах.

Среди седиментационных факторов следует отметить достаточно активную гидродинамику, способствующую как формированию отсортированных осадков, так и вымыванию глинистых частиц и сохранению свободных пор.

Отрицательными факторами следует назвать наличие первично-глинистого цемента, закупоривающего поры еще в период формирования осадка.

Породы претерпели интенсивное выветривание, которое сыграло двоякую роль: с одной стороны, отрицательную, так как обусловило распад темноцветных минералов и формирование пленочного и порового железистого цемента, закупорившего поры, с другой — положительную, так как способствовало увеличению содержания обломочного кварца в породе.

Значительную роль в формировании коллектора сыграла кварцевая регенерация. В отложениях нижнего и верхнего девона развитие регенерации было неравномерным и не всегда значительным, при формировании бродовской толщи (верхней пачки альбановской свиты) и песчаников встречнинской свиты отмечен интенсивный привнос кремнезема, который обусловил как окварцевание железных руд, так и интенсивное преобразование обломочного кварца в друзовидный, что сделало скелет породы более прочным в связи с беспорядочным сочленением плоскостей и ребер вторичного кварца и предотвратило ее дальнейшее уплотнение. В таких породах отмечена равномерная и наиболее высокая пористость.

Отрицательным фактором является первичная поровая или базальная цементация породы тонкозернистым кальцитом (довольно часто это наблюдалось в породах подьемнинской свиты) и вторичная — пойкилитовым, в том числе гидротермальным с полисинтетическими двойниками. Такие породы практически непроницаемы, в то же время они оказываются потенциальными коллекторами при воздействии кислых растворов.

Тектонический фактор проявился в деформации обломков, волнистой, ветвящейся трещиноватости по слоистости, зонах смятия, брекчировании, рассланцевании и стилолитизации.

При анализе коллекторских свойств установлено, что терригенные породы относятся к VI классу. Относительно повышенной пористостью (свыше 9 %) отличаются отдельные прослои песчаников альбановской (D_1al) свиты, песчаников и алевролитов встречнинской (D_2vs), песчаников гремященской (D_2gr), песчаники первой, второй и четвертой пачек матусевичской (D_3mt) свиты.

Карбонатные породы — чрезвычайно сложные образования (Рязанова, 2011). Среди пор выделяются межзерновые очень мелкие при развитии вторичного ромбоэдрического доломита; поры выщелачивания двух типов с гладкими при растворении раковинного детрита и причудливыми контурами, зависящими от многих причин. Так же, как при анализе терригенных пород, в карбонатных отмечено «выбивание» вторичных минералов, залечивающих поры и каверны выщелачивания. При изучении в шлифах свободные полости наблюдались лишь дважды: при растворении раковинного детрита в обр. 557 спокойненской свиты (D_1sp) и 700 ватутинской свиты (D_2vt).

По всему разрезу карбонатных пород фиксировались как разнообразные трещины и стилолиты, так и зоны смятия. Многие трещинки, даже волосяные и стилолиты, сохранившиеся как реликты, при насыщении смолой оказались действующими и раскрывались. Как в

терригенных, так и в карбонатных породах типами коллекторов являются не только поровые, но и трещинно-поровые.

Коллекторские свойства девонских пород о. Октябрьской революции, приводимые в работе (Стратиграфия…, 1999), таковы: для нижнедевонских пород характерны низкие значения пористости и проницаемости, редко в песчаниках и гипсоносных доломитах пористость достигает 11,3–15,4 %. Полученные нами показатели для пород нижнего девона в стратотипическом разрезе (р. Матусевича) близки к этим данным.

Значительно лучше коллекторские свойства нижне- и среднедевонских пород на о. Пионер. Половина проб песчаников и известняков имеют открытую пористость от 10,4 до 21,7 % и слабую проницаемость, в отдельных образцах она достигает 358–858 мД.

Наиучшими коллекторскими свойствами обладают породы среднего девона. Это подтверждается данными по изучению распределения в образцах (11) эффективных поровых каналов методом ртутной порометрии на приборе **Autopore 9420**. Отмечается повышенное содержание крупных пустот, обусловленных выщелачиванием.

Изучена морфология пор и трещин в породах, насыщенных окрашенными смолами. В терригенных породах преобладают остаточные межзерновые поры, а также внутрицементные в каолините, в карбонатных — преимущественно поры выщелачивания.

Среди карбонатных пород преобладают коллекторы весьма низкопроницаемые и весьма низкоемкие. Единичные образцы низкоемких с пористостью 8,6, 6,9, и 5,9–9,9 % отмечены, соответственно, в отложениях подъёмнинской (D_1pd), спокойнинской (D_1sp) и альбановской свит (D_1al). Лишь в отложениях ватутинской свиты все образцы оказались низкоемкими с Кп=5,0–8,3 %, а один — среднеемким с Кп 13,1 %.

Обобщая данные лабораторных определений, можно констатировать, что лучшими коллекторскими свойствами в стратотипическом разрезе обладают породы среднего отдела девона (встречнинская, гремящинская свиты). На о. Пионер отмечены самые лучшие показатели также для пород среднего девона и нижнего (русановская свита). Можно предполагать, что в направлении от о. Октябрьской революции на запад, в сторону о. Пионер наблюдается улучшение коллекторских свойств пород нижнего и среднего девона. Возможно, что это связано также с увеличением в составе пород доли обломков песчаной размерности (по мере приближения к источникоам сноса).

Для верхнедевонских пород емкостные свойства по имеющимся определениям пористости и проницаемости хуже, чем в среднедевонских.

Литература

Перозио Г.Н., Рязанова Т.А., Соболев П.Н. Девонские терригенные породы архипелага Северная Земля // Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности: М-лы Межд. науч.-прак. конф. СПб.: ВНИГРИ, 2008. С. 484–492.

Рязанова Т.А. Осадконакопление, эпигенез и битумопроявления в девонских карбонатных породах архипелага Северная земля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011 № 4. С. 57–64.

Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля. Новосибирск, 1999. 174 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Т.А. Рязанова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, ryazanova@sniiggims.ru

Среднеамурский, Нижнеамурский и Верхнебуреинский осадочные бассейны (ОБ) Дальнего Востока России, имеющие блоковое строение и осадочный чехол мезозойского и кайнозойского возраста, расположены на Тихоокеанской окраине Евроазиатского континента.

Проведено сравнение результатов комплексного аналитического изучения образцов керна по скважинам глубокого бурения Екатеринославские 1, 2 и Волочаевская 1 в Среднеамурском ОБ и опробования выходов коренных пород по течению р. Амур и её притокам на территориях Среднеамурского и Нижнеамурского осадочных бассейнов. Верхнебуреинский ОБ охарактеризован керном скв. Адниканская 1. Всего исследовано 290 образцов.

В Среднеамурском ОБ песчаные породы мелового возраста характеризуются более высокой битуминозностью, чем глинистые. Глинистые породы отличаются повышенными содержаниями $C_{орг}$ по сравнению с песчаниками. Можно утверждать, что глинистые породы генерировали углеводороды, которые впоследствии мигрировали в песчаные.

По данным пиролиза, водородный индекс (HI) в песчаных породах выше, чем в глинистых, в 2,7–3,3 раза, иногда даже в 7,8 раз. Исследованное органическое вещество глинистых пород Среднеамурского и Нижнеамурского осадочных бассейнов по геохимическим критериям: значениям Сорг, Бхл. и битумоидного коэффициента (β) — характеризуется значениями, соответствующими свойствам органического вещества преимущественно III типа, реже II типа озёрно-болотных отложений бассейна Сунляо Восточного Китая (Полякова, Рязанова, 1991). Органическое вещество, в микрокомпонентном составе которого преобладает гумусовая компонента, способно генерировать большей частью газ.

В коллекции образцов Нижнеамурского ОБ содержания органического углерода ($C_{орг}$) невысоки (0,05 до 0,75 %). Относительно высокие содержания $C_{орг}$ от 0,4 до 0,75 % отмечаются в 23,3 % образцов пород с глинистой составляющей (алевролит, алевропелит, аргиллит), они выше, чем в песчаниках, в 1,3–3 раза. В песчаниках содержание Сорг очень неравномерно. По содержаниям $C_{орг}$ наиболее благоприятная картина складывается для пород из обнажений на территории, расположенной между Среднеамурским и Нижнеамурским ОБ.

Значения битумоидного коэффициента в целом невысоки для всей изученной территории, в отдельных образцах — 8 и 10,5. Максимальное значение 18,2 отмечается в песчанике пионерской свиты из обнажения у пос. Пивань. Как правило, повышенные значения β характеризуют крупнозернистые породы — песчаники, гравелиты, конгломераты, т.е. те породы, в которых межзерновая пористость выше.

Небольшая группа образцов была изучена методом сокращённой хроматографии. Процент смолистой фракции в групповом составе битумоидов проб очень высок (74,2 %), выход углеводородов составляет лишь 25,7 %. Таким образом, вещество, генерированное нижнемеловыми породами, незрелое. Органическое вещество нижнемеловых пород очень мало реализовало свои генерационные возможности. Тем не менее, можно утверждать, что процессы генерации и миграции углеводородов имеют место — в более крупнозернистых разностях пород количество УВ возрастает.

Наиболее высокий водородный индекс характеризует породы, отобранные из обнажений, расположенных между Среднеамурским и Нижнеамурским осадочными бассейнами. В Нижнеамурском ОБ значения HI выше, чем в образцах Среднеамурского ОБ.

По геохимическим показателям: $C_{орг}$, $Б_{хл}$ и β — органическое вещество глинистых пород Нижнеамурского осадочного бассейна соответствует главным образом III типу, редко II типу, характерному для озёрно-болотных отложений (Larichev et al., 2000). Органическое вещество в

своём составе имеет преобладающую гумусовую компоненту, поэтому способно генерировать преимущественно газ.

В Среднеамурском ОБ процессы нефтегазообразования в кайнозойском (третичном) и меловом комплексах протекали автономно. В третичных отложениях незрелое ОВ преобразовано до стадии протокатагенеза, соответствующей верхней зоне газообразования. Меловые толщи содержат ОВ, преобразованное до градаций мезокатагенеза $МК_{1-2}$-$МК_3$, то есть соответствующее слабо проявившейся зоне нефтеобразования, а на градации $МК_4$ — глубинной зоне газообразования.

Мезозойский (верхнемеловой?) комплекс, в значительной степени дислоцированный, распространен прерывисто, локализуясь в наиболее погруженных участках грабенов. В Переяславском грабене (Екатеринославские и Волочаевская скв.) вскрытый верхнемеловой разрез имеет мощность более 1,5 км. Общий объём составляющих его пород 2,4 тыс. км^3. Объемные плотности генерированных и эмигрировавших жидких УВ, а также генерированных газообразных УВ позволяют охарактеризовать комплекс в качестве основного нефтегазопроизводящего (Среднеамурский…, 2009). Однако низкие коллекторские свойства пород этого комплекса резко ухудшают условия формирования залежей УВ. Кроме того, длительный перерыв в осадконакоплении в течение маастрихта – палеоцена создавал условия для рассеяния УВ.

Кайнозойский комплекс, горизонтально залегающий, характеризуется невыдержанной мощностью. Ее максимальные значения более 1,2 км, а объем комплекса равен 17 тыс. км^3. Генерационные возможности комплекса невысоки. Несмотря на наличие высококачественных песчаных коллекторов, следы миграции из нижележащих отложений в нём не обнаружены.

В Верхнебуреинском ОБ исходное ОВ меловых отложений имеет существенно гумусовый состав, степень его преобразованности не выходит за пределы начального мезокатагенеза, что соответствует верхней зоне газообразования.

В строении осадочного чехла Верхнебуреинского ОБ принимают участие четыре комплекса: нижнесреднеюрский, средне-верхнеюрский, юрско-нижнемеловой и меловой. Нами изучены литолого-геохимические особенности двух последних комплексов. Перспективы нефтегазоносности остальных оцениваются по литературным данным.

Нижнесреднеюрский комплекс (дешская, синкальтинская, эпиканская, эльгинская свиты) распространен главным образом в Восточной моноклинальной зоне и в южной части Центральной пологоскладчатой зоны. Его площадь составляет 162,4 км^2, объем — 695 км^3. Генерационные возможности комплекса повышены за счет его большой мощности. Однако, учитывая высокую степень катагенетической превращенности ОВ, генерационные возможности комплекса практически реализовались. Кроме того, существовали неоднократные перерывы в осадконакоплении в течение раннего – позднего плинсбаха перед формированием синкальтинской (J_1) и эльгинской (J_2) свит. Вероятнее всего, большая часть образовавшихся УВ рассеялась.

Средне-верхнеюрский комплекс (чаганыйская, талынжанская, ургальская свиты) имеет широкое распространение в Центральной пологоскладчатой, Буреинской платформенной и Йорикской горстантиклинальной зонах. Его площадь 310,2 км^2, объем 663,83 км^3. Генерационные возможности комплекса относительно высоки: во-первых, за счет большой мощности, во-вторых, ОВ комплекса достигло той степени зрелости, при которой происходит активная генерация и эмиграция жидких УВ. Однако, обнаружение крупных залежей нефти и газа в пределах комплекса маловероятно. Перед формированием ургальской свиты имел место длительный перерыв в осадконакоплении в течение верхнего Оксфорда – кимериджа, что должно было привести к значительным потерям продуцированных УВ.

Юрско-нижнемеловой комплекс (ургальская, чагдамынская, чемчукинская, йорекская свиты) распространен главным образом в Кындалской грабенсинклинальной зоне и в северо-восточной части Центральной пологоскладчатой зоны. Его площадь 459 км^2, объем 645 км^3. Генерационные возможности комплекса максимальные для Верхнебуреинской впадины. Объемная плотность генерированных жидких УВ сравнима с суммарной плотностью нижележащих нижнесреднеюрского и средневерхнеюрского комплексов, также максимальны

объемные плотности эмигрировавших жидких и генерированных газообразных УВ. Таким образом, главные перспективы нефтегазоносности впадины связываются с юрско-нижнемеловым комплексом и преимущественно с газовыми залежами.

Меловой комплекс (кындалская, цагаянская свиты) распространен преимущественно в Кындалской грабенсинклинальной зоне и в южной части Буреинской платформенной зоны. Его площадь 528 км^2, объем 469,9 км^3. Генерационные возможности комплекса средние. Тем не менее, известны притоки газа из его отложений. Возможна миграция УВ из нижележащего комплекса. В течение почти всего позднего мела существовал перерыв в осадконакоплении. УВ, генерируемые меловым и юрско-нижнемеловым комплексами, могли эмигрировать и накопиться в ловушках, образовавшихся во фронте надвигов (Ургальского, Кындалского).

В Среднеамурском ОБ очаги генерации углеводородов приурочены к Переяславскому и Кур-Урмийскому грабенам, а в Верхнебуреинском — к Буреинской платформенной, Кындальской грабенсинклинальной и Центральный пологоскладчатой зонам. Верхнебуреинский ОБ является более перспективным, в нём выделяется небольшая зона газонакопления и прогнозируются небольшие газовые залежи в верхнемеловых и нефтегазоконденсатные в юрско-нижнемеловых отложениях Кындальской грабенсинклинальной и Центральной пологоскладчатой зонах впадины. Залежи могут быть приурочены к приразломным антиклиналям и ловушкам литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в Среднеамурском, Нижнеамурском и Верхнебуреинском осадочных бассейнах осадки изначально обладали невысокими нефтегазоматеринскими свойствами. Однако, на территориях Среднеамурского и Верхнебуреинского осадочных бассейнов пробурены единичные глубокие скважины, и выявленные перспективы нельзя считать окончательными — необходимо планомерно продолжить изучение.

Литература

Полякова И.Д., Рязанова Т.А. Критерии нефтегазоносности бассейнов Восточного Китая // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 52–61.

Larichev A.I., Perozio G.N., Ryazanova T.A. Mezozoic-cenozoic alluvial-lacustrine deposits of the Middle Amur and Upper Bureya depressions and the East China basins // 31 International Geological congress. Rio-de-Janeiro 2000. 2 p.

Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы // Серия Осадочные бассейны Востока России. III том. ДВО РАН Владивосток. 2009. С. 11–17; 85–116; 203–216; 269–280; 286–314.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ В СРЕДНЕЙ ЮРЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ШАИМСКОМ РАЙОНЕ

В.А. Савенко, И.П. Раковская, Н.С. Кныш

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», Тюмень, SavenkoVA@tmn.lukoil.com

В последние годы выполнен большой объем работ по обобщению геолого-геофизических материалов в процессе подготовки зональной сейсмогеологической модели северной половины Шаимского района (юго-западная часть Западной Сибири). Были получены новые данные, которые позволили изучить изменение палеогеоморфологических условий в юре, динамику осадконакопления и смену палеоландшафтов в средней юре в период формирования отложений тюменской свиты.

На основе обобщения сейсморазведочных работ МОВ ОГТ 2D и 3D были построены структурные карты на территорию в 16 тыс. км^2 по опорным горизонтам Б$_1$, Б, П (кровля нижнеданиловской-абалакской свиты), Тю$_2$, Тю$_3$, Тю$_4$, Тю$_5$, Тю$_6$ и Тю$_7$ тюменской свиты, Ю$_{10}$

(кровля шеркалинской свиты), А (подошва осадочного чехла) масштаба 1:100 000, построены схемы толщин между опорными горизонтами в юрской части осадочного чехла: Б1-Б, Б-П, Б1-П, П-Тю$_2$, Б-А, Тю$_2$-Тю$_4$, Тю$_5$-Тю$_6$, Тю$_7$-А, Тю$_2$-А, Ю$_{10}$-А, Ю$_{10}$-Ю$_2$, которые послужили основой для палеогеоморфологических реконструкций. Были уточнены и закартированы границы выклинивания пластов Ю$_{11}$ и Ю$_{10}$ шеркалинской свиты, Ю$_{7-9}$, Ю$_{5-6}$, Ю$_4$, Ю$_{2-3}$ тюменской свиты.

В течение средней юры в северной части Шаимского района отмечается постепенное сокращение областей денудации. Максимальные толщины нижне-среднеюрских отложений (260–310 м) установлены на севере в районе Хангокуртско-Тугровской и Мутомской впадин. В зоне денудации на протяжении всего нижне-среднеюрского времени оставались сводовые части Шаимского и Турстунского мегавалов.

С целью восстановления геодинамических обстановок формирования юрско-нижнемеловых отложений Северо-Шаимской площади были выполнены палеотектонические реконструкции, включающие построение и анализ схем изопахит и палеотектонических профилей. Результаты палеотектонического анализа показывают, что погружение северо-восточной и более интенсивный подъем западной части привели к кардинальному изменению направления транспортировки терригенного материала с северного (в нижней юре) на северо-восточное (в начале мела), основной объем сноса и аккумуляции терригенного материала сместился к концу юры на северо-восток, в район Мутомской котловины (Савенко и др., 2011).

На начальном этапе формирования осадочного чехла большая часть Северо-Шаимской площади представляла собой область денудации, а основными зонами транзита и аккумуляции терригенного материала служили надрифтовые долины. По данным Ф.Г. Гурари и др. (2005), на западе (в приуральской части плиты) система прогибов, образующих Шеркалинскую линейную зону, выполненную в основании эффузивами триаса, имеет рифтогенную природу и соподчинена с цепочкой изолированных раннетриасовых грабенов субмеридионального простирания. Заложение палеодолин на Северо-Шаимской площади в нижней юре было приурочено к разломам в прибортовых частях Даниловского триасового грабена, что и обусловило их субмеридиональное (субуральское) простирание. В связи с этим и основной транзит терригенного материала в этот период осуществлялся к северу.

В средней юре происходит постепенная смена палеообстановок: типичные континентальные обстановки ааленского века в байос – бате сменяются переходными мелководно-бассейновыми, затем позднеюрскими морскими. Продвижение это осуществлялось в юго-западном направлении согласно стадийно-постепенному прогибанию Западно-Сибирского бассейна. В течение средней юры в Шаимском районе происходило постепенное смещение области континентального осадконакопления в юго-западном направлении и расширение мелководно-бассейновых обстановок

За последние 15 лет в Шаимском районе ТПП «Урайнефтегаз» многие разведочные скважины пройдены с полным отбором и 100 % выносом керна по тюменской свите. Этот бесценный материал по среднеюрским отложениям дал уникальную возможность проведения полноценного литолого-фациального анализа (ЛФА) внутриконтинентальных терригенных толщ, который был выполнен группой литологов Уральского Горного Университета под руководством д.г.-м.н. В.П. Алексеева (Алексеев и др., 2007, 2009; Амон и др., 2010). Ими был изучен керн более 70 скважин Шаимского района. В целом это дало возможность проследить непрерывающуюся историю смены обстановок осадконакопления в среднеюрское время. В исследованных скважинах на основе последовательного изменения ряда фаций В.П. Алексеевым был выделен интервал, в котором наблюдается смена палеоландшафтов: переход от континентальных фаций к мелководно-бассейновым. При этом, если к континентальным относятся все образования, сформировавшиеся выше общего базиса эрозии района (на поверхности суши), то под бассейновыми понимается внутриконтинентальный водоем, обширное пресноводное и мелководное озеро-море с глубинами, не превышающими 10–20 м. (Алексеев и др., 2007).

Результаты литолого-фациальных исследований (ЛФИ) и выделенные границы смены палеоландшафтов по керну скважин показали смещение/продвижение этой границы в течение средней юры с северо-востока на юго-запад. Например, на северо-востоке Шаимской площади

(скв. 10671 Яхлинская) смена континентальных условий мелководно-бассейновыми произошла в нижнем байосе в период формирования пласта $Ю_6$, в центральной части (южная часть Ловинского месторождения — скв. 10628 Ловинская) — в период формирования пласта $Ю_5$, а на юго-западе, в западной части Тальникового месторождения — в среднем бате, в период формирования пласта $Ю_2$ (рис. 1).

Установленные в результате ЛФА керна скважин границы смены континентальных фаций мелководно-бассейновыми (Алексеев и др., 2003–2009; Мухер и др., 2007–2009 и др.) были использованы с целью локализации в площадном варианте продвижения границ смены палеоландшафтов в различные периоды формирования пластов тюменской свиты.

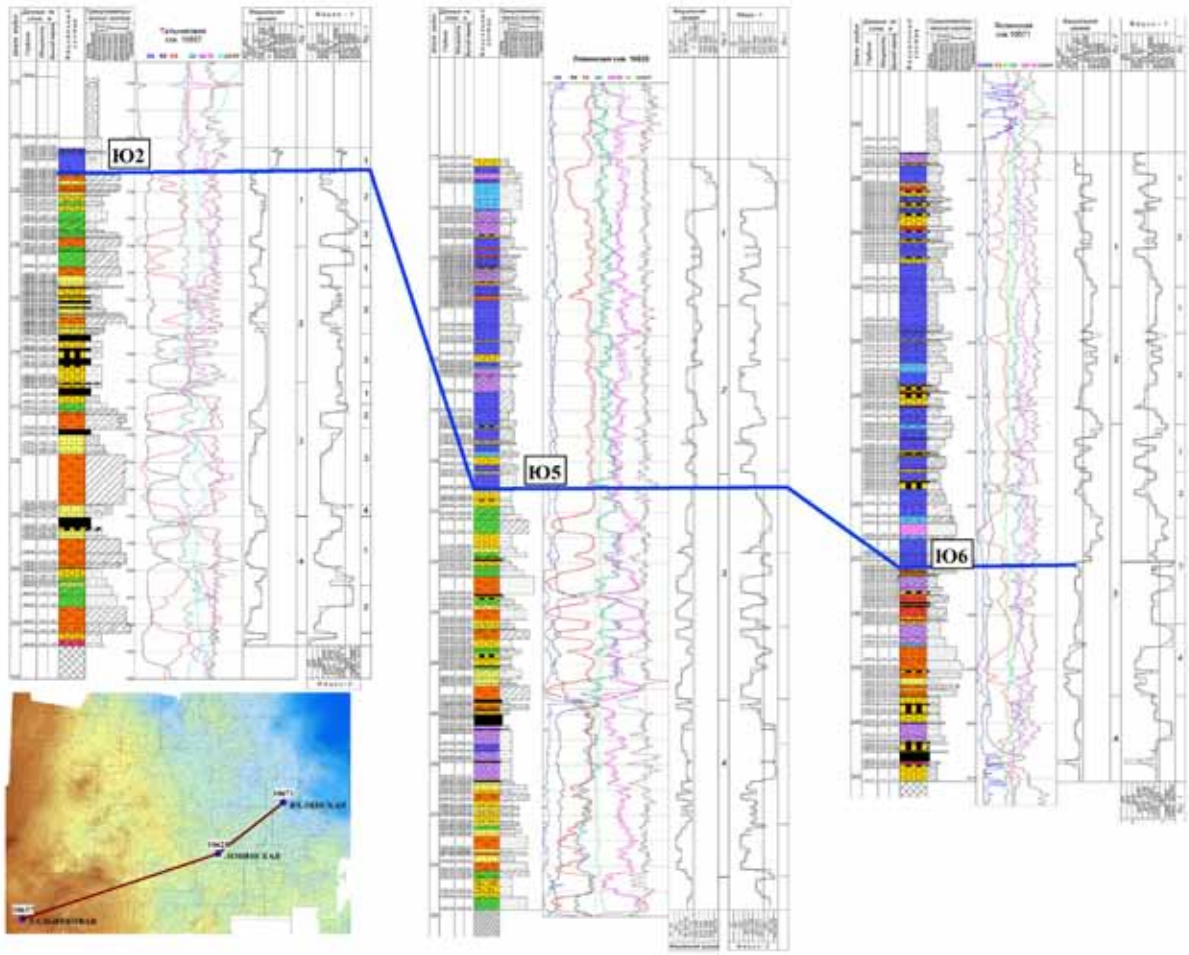


Рис. 1. Литолого-фациальные колонки по скважинам 10671, 10628, 10657 по (Алексеев, 2007, 2008, 2009). Границы смены континентальных условий осадконакопления мелководно-бассейновыми при продвижении в юго-западном направлении: для скв. 10671 Яхлинской — нижний байос (время формирования пластов $Ю_6$), для скв. 10628 Ловинской — верхний байос (время формирования пласта $Ю_5$), для скв. 10657 Тальниковой — верхний бат (время формирования пласта $Ю_2$)

Для анализа латеральной миграции палеоландшафтов в площадном варианте также были использованы результаты палеогеоморфологических и литофациальных исследований юрских отложений, выполненные на отдельных участках в северной части Шаимского НГР коллективом авторов под руководством к.г.-м.н А.Г. Мухер (2007–2009 гг.) и результаты комплексных геологических исследований Шаимского НГР сотрудников Института геологии СО РАН (Новосибирск) под руководством к.г.-м.н М.А. Левчука (1991–1995, 2001 гг.).

В результате были выделены границы континентальных, прибрежно- и мелководно-бассейновых условий осадконакопления в периоды формирования пластов $Ю_7$, $Ю_6$, $Ю_5$, $Ю_4$, $Ю_{2-3}$, а также область исключительно континентальных условий в средней юре и закартировано продвижение границы мелководного бассейна в юго-западном направлении (рис. 2).

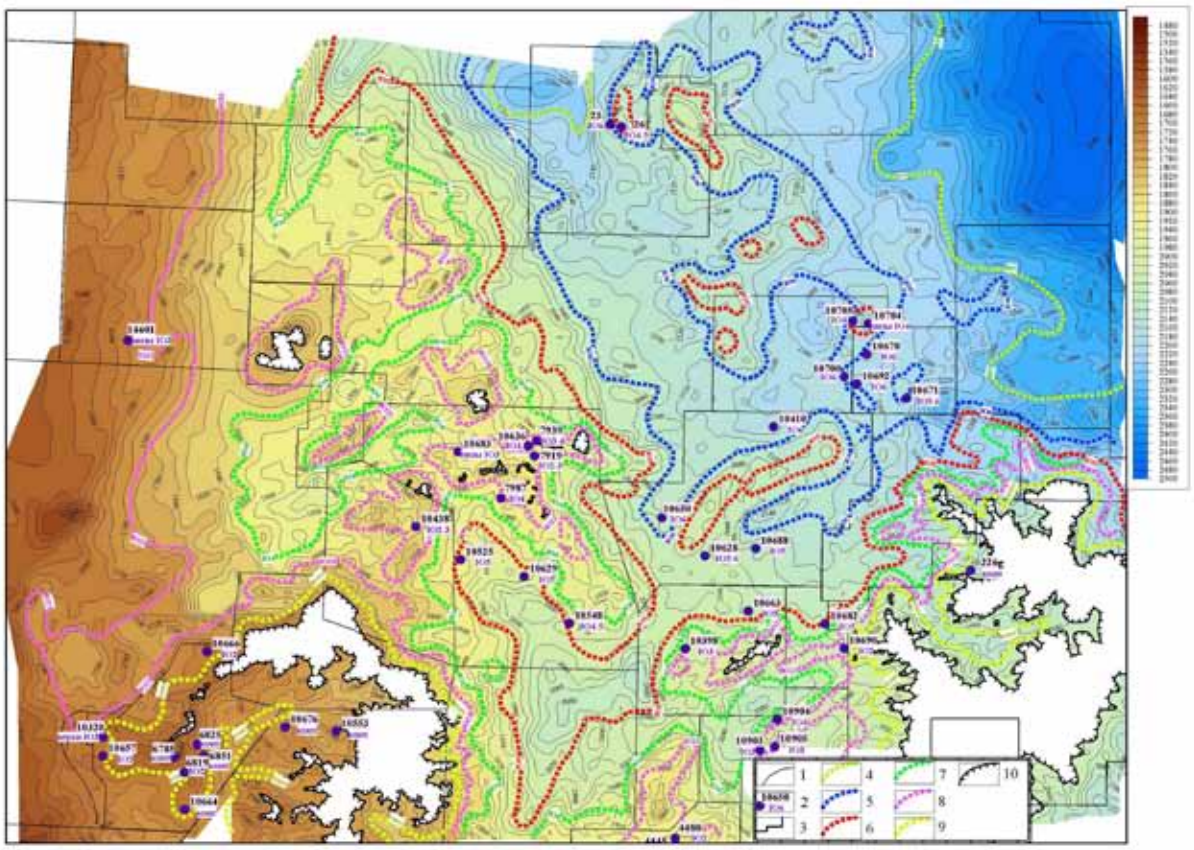


Рис. 2. Схема латеральной миграции палеоландшафтов: продвижение в юго-западном направлении границ мелководно-бассейновых условий осадконакопления в средней юре:

1 — изогипсы по кровле тюменской свиты; 2 — номера скважин, по которым выполнен ЛФА керна и пласт, в период формирования которого зафиксирована смена континентальных палеоландшафтов на мелководно-бассейновые; 3 — границы ЛУ ТПП «Урайнефтегаз». Граница континентальных, прибрежно- и мелководно-бассейновых условий осадконакопления в период формирования пластов: 4— $Ю_7$, 5 — $Ю_6$, 6 — $Ю_5$, 7 — $Ю_4$, 8 — $Ю_{2-3}$, 9 — только континентальные условия, 10 — граница выклинивания пласта $Ю_2$ тюменской свиты

В период формирования отложений вымского горизонта (пласты $Ю_{7-9}$) почти на всей Северо-Шаимской площади господствовали континентальные условия. Большую часть площади занимали эрозионно-денудационные равнины, о чем свидетельствует обширная область отсутствия отложений пластов $Ю_{7-9}$. Граница континентальных и бассейновых условий проходила на севере площади в районах южных и юго-западных склонов Хангокуртско-Тугровской и Мутомской котловин (рис. 2).

В период формирования отложений средне- и верхнетюменской подсвит в результате общей тенденции прогибания центральной части Западно-Сибирской плиты происходит более активное прогибание северо-восточной части площади. Макрофации бассейнового мелководья в период формирования пластов $Ю_{5-6}$ (леонтьевский горизонт) установлены по керну в скважинах Новомостовской, Яхлинской, Ловинской, Лазаревской площадей. К концу времени формирования пласта $Ю_5$ мелководный бассейн охватил всю северо-восточную часть площади. В западной половине Северо-Шаимской площади береговая линия суши проходила восточнее Навского вала и Адым-Юганских структур. В юго-восточной части она протянулась вдоль северо-восточного склона Шаимского мегавала. В северной части Навского вала (Сыморьяхское месторождение) смена континентальных условий на прибрежно-бассейновые происходила в период формирования отложений пластов $Ю_4$ и $Ю_3$ (рис. 2).

В период формирования отложений пласта $Ю_{2-3}$ появление макрофаций бассейнового мелководья (малышевский горизонт) установлено в скважинах Тальниковой, Березовской-60, Шушминской площадей. К середине бата граница палеобассейна продвинулась на западе до восточных склонов Эсского выступа и Дружбинской структуры, при этом преимущественно

континентальные обстановки продолжали существовать вплоть до начала келловейской трансгрессии в присклоновых частях Турсунского и Шаимского мегавалов, где весь объем тюменских отложений, включая пласт $Ю_2$, представлен исключительно континентальным набором фаций (рис. 2).

Проведенные исследования показали, что в нижнеюрское и нижнетюменское время морфология рельефа контролировалась геодинамическими процессами, начавшимися в период триасового рифтогенеза. В результате этих процессов в западной части плиты в раннем триасе сформировалась системы внутриконтинентальных грабенов субмеридионального (субуральского) простирания, морфологию и внутреннюю структуру которых генетически унаследовали в нижней юре основные формы рельефа, такие как долины. Палеореки имели преимущественно субмеридиональное простирание, а терригенный материал переносился в основном в северном направлении. В средне- и верхнеюрское время особенности седиментогенеза определялись устойчивым прогибанием Западно-Сибирской плиты, что для района Северо-Шаимской площади выразилось более интенсивным прогибанием северо-восточной части (район Мутомской котловины). Это привело к поэтапной перестройке речной системы района и к смещению к концу юры основных направлений переноса терригенного материала на 45° к северо-востоку (Савенко и др., 2012).

Литература

Амон Э.О., Алексеев В.П., Глебов А.Ф., Савенко В.А., Федоров Ю.Н. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: УГГА. 2010. 257 с.

Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. и др. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: УГГУ. 2007. 209 с.

Алексеев В.П.. Федоров Ю.Н., Савенко В.А. Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: УГГУ. 2009. 227 с.

Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука. 2005. 156 с.

Комплексные геологические исследования Шаимского нефтегазоносного района: отчет НИР // Институт геологии нефти и газа СО РАН. Новосибирск, 2001. № 10–99. С. 320.

Савенко В.А., Мухер А.Г. Особенности смены палеогеоморфологических условий осадконакопления в юре в юго-западной части Западно-Сибирского бассейна (Северо-Шаимская площадь) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание: научные материалы. СПб.: ООО «Издательство ЛЕМА», 2011. С.195–198.

Савенко В.А., Раковская И.П., Кныш Н.С. Смена палеогеоморфологических обстановок в период формирования продуктивных отложений (нижняя – средняя юра). Северо-Шаимская площадь // Пути реализации нефтегазового и руд потенциала ХМАО — Югра: Материалы 15 научно-практической конференции. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2012. Т. 1. С. 178–188.

ПСЕФИТОЛИТЫ В РАЗРЕЗЕ НИЖНЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Ю.В. Савицкий

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Yury-Savitsky@yandex.ru

Разрез нижнего карбона, представленный чередованием биокластических известняков с песками и глинами, в ряде выходов в среднем течении р. Мсты осложнён включением в него линзующихся тел грубообломочных разностей. Это явление, редко наблюдаемое в платформенных мелководных фациях карбона северо-западного региона, представляет интерес как с точки зрения реконструкции и интерпретации условий осадконакопления, так и определения его стратиграфической позиции.

Рассматриваемый интервал соответствует верхней части окской серии, включающей мстинскую, путлинскую и ёгольскую свиты верхневизейского подъяруса (Савицкий и др., 2012). Он характеризуется отчётливым циклическим строением и состоит из последовательности аллоциклических трансгрессивно-регрессивных единиц. Эти циклиты по мощности и особенностям выраженности элементов очень напоминают малые Т-Р единицы — циклотемы, формации Гленшо, пенсильванской подсистемы севера Аппалачского бассейна (Busch, Rollins, 1984).

В типичном виде эти циклотемические единицы последовательности содержат в подошве намывные песчаные прибрежные отложения, угли и углистые глины морского происхождения, развившиеся, как полагают, в течение морской трансгрессии. Выше следует фораминиферовый известняк, образовавшийся в течение максимума морской трансгрессии, и равные ему мощности неморские фации, возникшие в течение морской регрессии (пески, углистые глины, палеопочвы, калькреты и т.д.). Пласты известняков прослеживаются на десятки километров и являются надежными маркёрами, позволяющими проводить внутрирегиональную корреляцию и выявлять латеральные изменения фаций на синхронных уровнях. Для каждого из них закрепились буквенные обозначения от a_1 до a_8 (Богданова, 1929).

Иное содержание имеет эта же часть разреза серии в обнажениях на р. Мсте близ порога Витцы, несмотря на то, что территориально её выходы расположены в полосе распространения типичного разреза. В ней встречены только известняки a_1 и a_2, входящие в состав мстинской свиты (алексинский горизонт), а залегающий вышележащий комплекс представлен преимущественно песчано-глинистыми отложениями с прослоями конгломератов и конглобрекчий. Подобные особенности строения разреза в общих чертах известны и описаны давно (Янишевский, 1936), однако плохая обнаженность и недостаток фактических материалов сдерживали возможности интерпретации стратиграфического положения и происхождения указанных отложений.

В общем виде разрез толщи, вмещающей псефитолиты, состоит из мелко-тонкозернистых песков с примесью глинистого и слюдистого материала и глин, для которых характерны горизонтальная слоистость, корытообразная и пологонаклонная косая слоистость. Он начинается эрозионной поверхностью, врезающейся в тонкий слой мусорного известняка и остракодовые глины, перекрывающие известняк a_2 (Савицкий и др., 2012). Местами на ней залегает тонкий слой известковой гальки. Грубообломочные породы занимают в этой толще два стратиграфических уровня. Они образуют линзообразные тела с латеральной протяженностью около 120 м и имеют мощность, соответственно, 3 м и 1,2 м.

Стратиграфически нижележащий уровень, первый из отмеченных, характеризуется присутствием плоскогалечных мелко- и среднегалечных конгломератов, содержащих гальку изометричной формы черных ожелезненных песчаников и серых глин. Гальки тонкие, черные, до 1 см толщиной, ориентированы слабонаклонно напластованию. Сгруженность галек достигает 30–50 %. Заполнитель представлен мелко- и среднезернистым песком с железистой цементацией. В породе часты фрагменты углефицированной древесины растений и остатки ихтиофауны. Конгломераты включают в себя или сменяются по разрезу серыми плотными кварцевыми мелкозернистыми песчаниками до 20 см мощности, с обильными остатками плауновидных. Нередко эти две разности образуют монотонное чередование, которое может прерываться вклиниванием средне- или крупнозернистых косослоистых кварцевых песков, встречными направлениями наклона слойков фиксирующими русловой характер осадконакопления.

Второй уровень, расположенный метром выше предыдущего, в подошве представлен горизонтом карбонатных брекчий. Он имеет эрозионную нижнюю границу, характеризуется однородностью состава и содержит изолированные преимущественно крупные (0,1–0,15 м) слабо окатанные обломки фораминиферового, органогенно-обломочного известняка, погруженные в рыхлый заполнитель — белый мелкозернистый кварцевый песок с тонкими линзующимися прослоями серой глины. Выше встречаются крупные глыбы известняка протяженностью более метра и мощностью около 0,8 м, беспорядочно распределённые в песчано-галечном матриксе и содержащие фрагменты колоний тетракораллов, раковины фораминифер и брахиопод. Местами крупные обломки известняка цементируются крупнозернистым друзовым кальцитом. В верхней части данного уровня наблюдаются скопления ожелезненных галек песчаника,

глиняные окатыши, мелкие обломки карбонатных пород, фрагменты древесины. Поверхность кровли бугорчатая, неровная, отчётливо маркируется тонким прослоем бурого угля, по латерали переходящим в средне- мелкозернистые кварцевые пологонаклонные косослоистые пески. Верхняя поверхность слоя угля описывает руслообразную депрессию, подчеркнутую увеличением мощности в стороны от оси русла и линзовидным заполнением его тёмно-серыми сапропелевыми глинами с многочисленными остатками стигмарий.

В предположениях о возможном происхождении описанных образований доминирует подход о присутствии «промоин» — следов эрозионных долин раннекаменноугольного времени. На это указывают ложбинообразные размывы, установленные в известняках a_4, a_5 и a_6 (Форш, 1935; Янишевский, 1936; Геккер, 1940). Результатом действия каких процессов они являются, не объяснялось. Исходя из представлений о цикличности осадконакопления, отмеченные слои известняков средней части «морского» мстинского разреза сопоставлялись с первым уровнем появления псефитолитов.

Новые материалы, полученные при изучении этих толщ, позволяют внести существенные дополнения.

Описанные отложения залегают в виде узких полос, заполняющих долинообразные впадины. Такие условия залегания осадков, а также хорошо выраженная в песках косая слоистость речного типа указывают на их аллювиальное (прибрежно-дельтовое) происхождение. Стратиграфическое положение пачки конгломератов, отражающей наиболее низкое положение базиса эрозии, необходимо рассматривать выше, чем известняк a_4 (Кофман, 1961). По ряду признаков (присутствие горизонтов калькретов и ризолитов) наиболее обоснованным является уровень корневых систем под известняком a_5 (Савицкий и др., 2012).

Возникновение горизонта известняковых брекчий, вероятно, связано с процессами растворения и обрушения, широко развитыми в верхней части окской серии в виде проявлений палеокарста. Эти отложения образовывались, скорее всего, в субаэральных условиях, так как в цементирующей их массе не встречены остатки морских организмов. Находки в глыбах брахиопод *Datangia moderata (Schw.)* михайловского горизонта дают основания определить нижний возрастной предел аллохтонных компонентов, а по индивидуальным особенностям известняка определить его соответствие слою a_5. В особенностях отложений непосредственно перекрывающих брекчий отчетливо фиксируется сходство с разрезом заполнений эрозионных врезов, развитых в слое a_6. Последнее положение допускает то, что уровень карбонатных брекчий может соответствовать более высокому возрастному интервалу, а его принадлежность стратонам местной стратиграфической схемы нуждается в уточнении.

Литература

Богданова З.А. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна // Изв. Геол. комитета. 1929. Т. 48, № 10.

Геккер Р.Ф. Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934–1936 гг. // Тр. ПИН. Т. IX. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1940. С. 105–122.

Кофман В.С. Основные особенности разреза нижнекаменноугольных отложений в южном Прионежье (по материалам структурно-картировочного и поискового бурения) // Вестник Ленингр. ун-та, сер. геологии и географии. 1964. № 12. Вып. 2. С. 61–73.

Савицкий Ю.В., Коссовая О.Л., Евдокимова И.О., Вевель Я.А. Опорный разрез нижнего карбона реки Мсты // Путеводитель экскурсии. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2012. 55 с.

Форш Н.Н. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы C_1 // Изв. Ленингр. Геолого-Гидро-Геодезического Треста. 1935. № 2–3 (7–8). С. 18–33.

Янишевский М.Э. Краткий отчет о работах 1935 г. // Учен. зап. Ленингр. ун-та, сер. геол.-почв.-географ. 1936. Вып. 3. Т. II. № 10. С. 80–95.

Busch R.M., Rollins H.B. Correlation of Carboniferous strata using a hierarchy of transgressive-regressive units // Geology. 1984. V. 12. P. 471–474.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП. ОПЫТ ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв

Воронежский государственный университет, Воронеж, asavko@geol.vsu.ru

Длительность раннепалеозойского (каледонского) этапа по отечественной традиции (Б.С. Соколов, С.В. Тихомиров) рассматривают от начала венда до финальных фаз раннего девона. Современные исследователи возраст нижней границы венда оценивают в 600±10 млн лет, верхней — в 535±1 млн лет (Семихатов, 2000; Smith, Pickering, 2003; Smith, 2004; Чумаков, Сергеев, 2004). Этап оставил впечатляющий комплекс экзогенных полезных ископаемых на всех континентах Земли. Девять площадей их распространения, или «историко-минерагенических провинций», указаны на рис. 1.

Раннепалеозойское экзогенное рудообразование обнаруживает замечательную цикличность, гармонично сочетающуюся с изменениями не только внешних (климат, эволюционные процессы в биосфере), но и глубинных энергетических обстоятельств планетарного уровня (рис. 2). Особенно заметные процессы следующие.

1. Появление грандиозных аккумуляций железа в начале этапов третьего порядка (лапландий, ранний ордовик, ранний силур). В вендских грабенах-фьордах бассейна Тукавако (граница Боливии и Бразилии) в ледниковых обстановках сформировались залежи

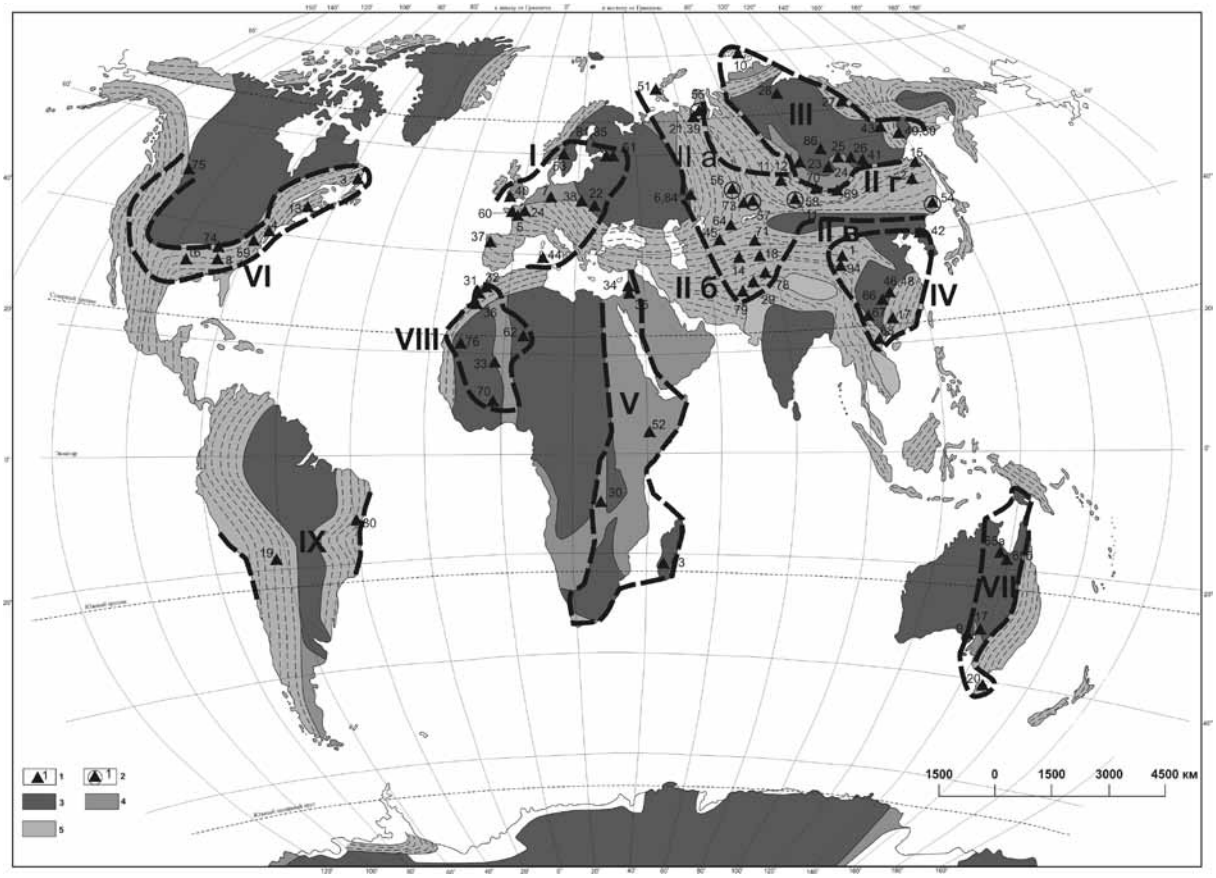
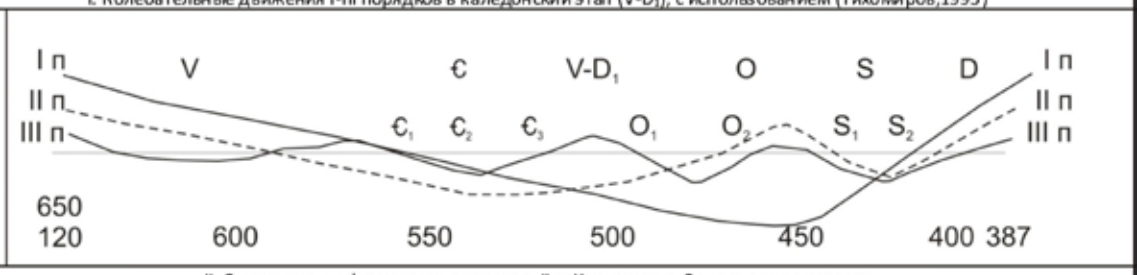


Рис. 1. Каледонские экзогенные месторождения полезных ископаемых.
С использованием схемы (Хаин, Муратов, 1971).

1 — медистые песчаники, железные руды, калийные соли и т.д.; 2 — бокситы; 3 — древние платформы; 4 — складчатые области с консолидацией в конце протерозоя – начале палеозоя; 5 — подвижные пояса, продолжавшие развитие в неогее. I–IX — каледонские историко-минерагенические провинции. Экзогенные месторождения (№№): 1–10 — Fe; 11–18 — Mn; 19–36 — Cu; 37–43 — Au, связанные с черными сланцами; 44–53 — Pb, Zn, Ag, U, там же; 54–58 — бокситы; 59–63 — Ti-Zr россыпи; 64–81 — фосфаты; 82–83 — барит; 84 — магнезит; 85 — кукерситы; 86 — калийные соли

I. Колебательные движения I-III порядков в каледонский этап (V-D_1), с использованием (Тихомиров,1995)



II. Эпохи диастрофизма и активизации. II а. Континенты Северного полушария

Салаирская $Є_{2-3}$ | Таконская O_3-S_1 | Позднекаледонская S_2-D_1

II б. Континенты Южного полушария: II б-1 – Африка; II б-2 – Южная Америка; II б-3 – Австралия

II б-1. Панафриканская активизация, млн лет

Главная фаза, макс. 640 — Граниты «таурирт», 550-450

II б-2. Цикл «бразильяно», стадии

Ранняя, 640-620 | Главная, 610-600 | Поздняя, 580 — Формирование осадочных бассейнов («синеклиз») Парана, Парнаиба, Амазон, Солимиэс и др.

II б-3. Активизация Калкараджи (плато Артрим)

Осадочные бассейны, проявления вулканизма — Траппы, 500-513 — Осадочные бассейны, подводный вулканизм

III. Эволюция климата

V_1. Лапландское оледенение (10-12 млн лет). Редкие неледнико-вые толщи (жербин-ская свита, Патом)	V_2. Эдиакарий – безледниково-ый климат. Продолжительность 40-45 млн лет	V_3. Зоны оледенений высоких широт и аридный пояс между ними. 10-15 млн лет	$Є_1$ – теплые (>25°С) моря (кроме начала, немакит-далдынский горизонт)	$Є_{2-3}$ – знач. дифференциация климата. $Є_3$ – первые лагунные красноцветы	O. Пояса: Приэкватор. (Сев. Америка, Гренландия, Шотландия, Скандинавия, Прибалтика, Урал, Сибирь, (?) Китай), Приполярный – Южная Европа, Африка, Памир и (?) Австралия, Южная Америка. На рубеже O_3-S_2 оледенение.
					S – тёплый мягкий климат Экватор – от ЮЗ Сев. Америки на СВ - через Зап. Европу, вдоль Красного моря к ЮЗ от Австралии Полярные области (тиллиты S_2 Аргентины, Боливии, Мавритании). D_1. Тропический гумидный и северный аридный пояса. Оледенение (?), юг Африки

IV. Эволюция биосферы

Радиально-симметричные (Radiata) и двусторонне-симметричные (Bilateria) многоклеточные мягкотелые (сотни родов)	$Є_1$ –эволюц. взрыв, первые археоциаты, трилобиты. 55 родов с фосфатной раковиной	Расцвет зеленых и красных водорослей. К S – массовое вымирание семейств граптолитов, брахиопод, кораллов и т.д.. Редкие сосудистые на суше	S - богатые комплексы брахиопод, граптолитов, кораллов - табулят, гелиолитоидей, ругоз. D_1. 11 биогеографических провинций (по кораллам).

V. Ведущие экзогенные полезные ископаемые. V-1. Примеры

V. Fe-Mn пояс **Мутун-Такавака.** Боливия. Резервы Fe руды **Эль Мутун** 40,205 млрд т при 50% Fe. R-Є. Пояс **Джеси**, пров. Хэйлудзян, – Fe (BIF), Au, Al (кондалиты). V_1. **Порожинское** Mn, Красноярск. V. **Боксонское**, Бурятия (бокситы, U)			$Є_1$. **Каратау,** фосфориты. **Юньнань-Сычуаньская** провинция, фосфаты. K-Mg **Непско-Гажинский** бассейн. $Є_2$. Фосфориты бас. **Джорджина**, Австралия. $Є_3$-O_1 «оболовые фосфаты» Северной Эстонии. Є. **Цумеб** – Cu-Pb-Zn минерализация с Ge и Ga	O_1 – оолитовые Fe руды аренига З. Франции, Чехии.	S_1 –оолитовые Fe руды Нормандии, Тюрингии. То же – **Вабана,** Канада. S_2l. Гематититы Алабамы и Нью-Йорка. S-D – **Науэлбута**, Аргентина, BIF
V_1. Fe руды койвенской, вильвинской свит, Пермский край; **Джетым**, Киргизия	V_2. **Эдиакара** – медистые сланцы, с Pb и Ag	V_3- $Є_1$. **Айнак,** Афганистан, Cu. **Хубсугул** – фосфориты, U, V. **Ормузские** соли, Иран		O_2t. **Эль Агиляр,** Аргентина, Pb-Zn-Ag типа Sedex. **Ля Эльвесиа,** Pb-Zn-Ba, там же	D_1. Pb-Zn, Новая Земля. Sr, Fe – о. Октябрьской Революции

V-2. Металлоносные черные сланцы, специализация, примеры

V. **Кухен**, КНДР, U, Mo, V, Ni, Cu, Se, Au. **Мукчхон**, КНДР, горючие сланцы	$Є_1$. **Нютитань**, КНР, барит, Ni, Mo, V, Co, Cr, Au, U, As, Pb, Zn, Cu, Re. **Пхеннам**, КНДР, U, Mo, Ni, V, P, Ag	Є-O_2 – **Гордон** (группа), Тасмания, Cu. O_1а – **Дюреко-Бейрау**, Португалия. Au, Ag, Sb. O_2/l. **Кукерс**, Эстония –горючие сланцы.	S_{1-2}. Первичная Hg минерализация **Альмадена**. S. Cu-Zn-Pb Ц. Сардинии. S – **Клеча**, Польша, Au. **Долауконти**, Уэльс, Au.

Рис. 2. Тектонические движения и эволюция климата, биосферы, экзогенного минерагенеза в каледонский этап. С использованием работы С.В. Тихомирова (1995)

железорудных объектов мирового уровня Эль Мутун, Серро Рохо, Серро Колорадо-Мурсьелаго, принадлежащих типу полосчатых железистых формаций (BIF). Тончайшая слоистость руд объяснена отсутствием в донных илах венда червей-биотурбаторов и тем, что механические взвеси-источники вещества не фильтровалась отсутствовавшими в венде кишечнополостными (кораллы). В штате Мату Гросу ду Сул Fe-Mn руды бассейна датированы 0,65±0,15 млрд лет — месторождение Морру ду Урукум (Jacobsen et Pimentel-Klose, 1988). Аккумуляции оолитовых железняков O_1 и S_1 тоже грандиозны, однако это отложения не ледниковий, но тёплых неглубоких морей. С вендскими железистыми образованиями их роднит накопление в гумидных климатических условиях (любое увеличение влажности способствует усилению миграции Fe); положение источников элемента в континентальных корах выветривания на поднятиях; отсутствие связей с вулканизмом. Черты необратимой эволюции железонакопления угадываются в изменениях минеральных и химических составов залежей и их облика. Исчезновение тонкой слоистости во многом определено появлением комплексов биотурбаторов в донных осадках.

2. Масштабное фосфатонакопление в интервалы низкого стояния уровня моря позднего венда – раннего кембрия (Каратау, Юннань, Хубсугул, впадины Вольта, Бамбуи и т.д.) и меньшего значения на рубеже Є-О («оболовые слои» Эстонии), т.е. в начальной и завершающей частях единого этапа третьего порядка. На $Є_1$ падает также становление крупнейших в истории Земли эвапоритовых соленосных бассейнов, в т.ч. Восточносибирского (Тунгусского, Непско-Гажинского, 1,5 млн км^2), Каннинг в Австралии (O-S, 0,2 млн км^2), «Ормузских солей» Персидского залива ($Є_1$, 0,15 млн км^2, рис. 3).

3. Сквозной, от венда до раннего девона включительно, характер металлоносного «черносланцевого» осадконакопления с важными, часто уникальными, региональными особенностями. Так, для южнокитайской формации Нютитань ($Є_1$) с высокими концентрациями Ni, Mo, V, Co, Cr, Au, U, As, Pb, Zn, Cu, Re особо характерны крупнейшие в Мире аккумуляции барита: месторождения Шань Гонгтянь, Дахебьян на востоке пров. Гуньчжоу. Осадочный бассейн Пхеннамского прогиба на севере Корейского полуострова на площадях

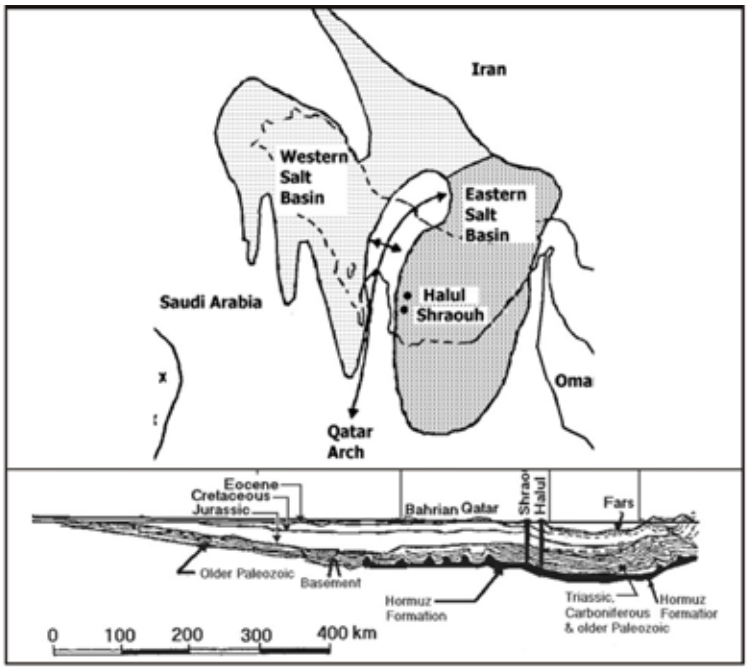


Рис. 3. Раннекембрийский бассейн «Ормузских солей» Катара и Южного Ирана, план (вверху) и геологический разрез по линии Доха (Катар), район г. Лар (Иран), определивший размещение основных месторождений УГВ. По (Nasir et al., 2008). В контурах бассейна отражены блоковое строение, приуроченность к узлу пересечения частных грабенов меридиональных и северо-западного простирания. Бассейн разделен «Катарской дугой» на Западный и Восточный бассейны второго порядка. На разрезе соляные диапиры, иногда достигающие современной дневной поверхности, в данном случае указаны соляные ядра островов Халул и Шраоух

более 20 тыс. км^2 в вендской черносланцевой свите Кухен, на породах которой залегают нижнекембрийские металлоносные отложения. Ныне они представлены кварц-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами, но сохранили немало элементов-примесей (г/т): U 11,7; Mo 12; V 200; Ni 160; Cu 56; Se 22; Au 0,018 (Созинов, 2008). На юге Иберийского полуострова в S_{1-2} ртуть в осадках, из которых возникли глинистые сланцы, поставляли субмаринные горячие источники (Hall et al., 1997). Таким полагают путь становления залежей Альмадена, аккумулирующего 30 % мировых ресурсов Hg. Современные осадки Мирового океана обеднены этим элементом. Даже в аномальной по геохимическим показателям прибрежной зоне мексиканского штата Нижняя Калифорния максимальные концентрации Hg в «коричневых землистых полосчатых корках Fe-Mn оксидов» не превышают 10 г/т (Hein et al., 2005). Первично осадочные раннекембрийские баритовые аккумуляции Китая превышают по масштабам все, что мы знаем об этом минеральном сырье в более молодых толщах. Например, из его проявлений в современных глубоководных районах значение имеют только скопления $BaSO_4$ на восточном борту впадины Дерюгина Охотского моря. Общая продуктивная площадь там всего 16 км^2, содержания $BaSO_4$ 25–80 %. Ресурсный потенциал определен в 10 млн т (Геология и минерагения…).

Экзогенный минерагенез каледонского этапа — давняя веха в истории Земли. Однако его толщи, нередко с оригинальным химическим составом, оказали большое влияние на формирование более молодых аккумуляций полезного для человека вещества. Таковы скопления SEDEX-сульфидов провинции Агиляр Аргентины, «прарудд» полиметаллов Сардинии, ртутных Испании, УГВ Катара-Южного Ирана и т.д. (Савко, Шевырев, 2012).

Литература

Геология и минерагения Мирового океана. http://www.oisystem.ru/Andreev/Book%205/Geoblock/World%20 ocean.htm

Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минерашенические провинции Мира. Кн. 4. Каледонский этап. Воронеж: ВГУ, 2012. 186 с.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Доп. 4 // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Созинов Н.А. Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита // Труды ГИН РАН. Вып. 579. М.: Геос, 2008. 86 с.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратосферы. М.: Недра, 1995. 445 с.

Хаин В.Е., Муратов М.В. Геосинклинальный пояс // БСЭ: в 31 т. 3-е изд. Т. 6. М., 1971. С. 322.

Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Климат и климатическая зональность венда // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 259–289.

Hall Cris M. et al. Dating of alteration episodes related to mercury mineralization in the Almaden district, Spain // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 148. P. 287–298.

Hein James R. et al. Mercury- and Silver-Rich Ferromanganese Oxides, Southern California Borderland: Deposit Model and Environmental Implications // Economic Geology. September-October 2005. V. 100. № 6. P. 1151–1168.

Jacobsen Stein B. Nd isotopic variations in Precambrian Banded Iron Formations / Stein Jacobsen et Mario R. Pimentel-Klose // Geophysical Research Letters. 1988. V. 15. № 4. P. 393–396.

Nasir S., Al-Saad H., Alsayigh A., Weidlic O. Geology and petrology of the Hormuz dolomite, Infra-Cambrian: Implications for the formation of the salt-cored Halul and Shraouh islands, Offshore, State of Qatar // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 33. P. 353–365.

Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // The ecology of the Cambrian radiation. N.Y.: Columbian Univ. press, 2001. P. 11–46.

Smith A.G., Pickering K.T. Oceanic gateways as aritical factor to initiate icehouse Earth // J. of Geol. Soc. London. 2003. V. 160. P. 337–340.

ФОСФАТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ БОЛЬШЕСЫНИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В.А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, litgeo@geo.komisc.ru

Среди артинских отложений северной части Предуральского краевого прогиба во внешней его зоне выделены разрезы двух типов: кремнисто-глинисто-известняковый и терригенный (Салдин, 2012). Кремнисто-глинисто-известняковый тип сложен ассоциацией известковых аргиллитов, кремнисто-глинистых спикуловых и криноидно-мшанковых известняков мощностью 250–300 м. Для данного типа разреза характерно присутствие пород оползневого происхождения с мелкими и крупными седиментационными складками с включением обломков (от первых сантиметров до 7 м в диаметре) светло-серых биокластовых и рифогенных известняков. В отдельных разрезах встречаются слои алевролитов и тонкозернистых граувакковых песчаников. Находками конодонтов и аммоноидей нами был обоснован артинский возраст этих отложений (оселокская и большеостровская свиты) и доказано их положение в разрезе над органогенными постройками. Важной особенностью отложений данного типа разрезов является их фосфатоносность. Ниже рассмотрен характер распространения и типы фосфатсодержащих пород в артинских кремнисто-глинисто известняковом разрезе в бассейне р. Б. Паток на Приполярном Урале.

Следует отметить, что выходы на р. Б. Паток имеют длительную историю исследований, начатую с конца 19-го века Е.С. Федоровым. История взглядов на происхождение глыб и возраст вмещающих отложений разреза р. Б. Паток рассматривалась в работах (Чермых и др., 1965; Чувашов и др., 1999).

В результате наших исследований в данных отложениях было установлено три типа фосфатсодержащих пород.

Первый тип представлен пластообразными и линзовидными конкрециями железисто-карбонатного состава с пелитоморфной (рис. 1А, Б) и пеллетовой структурами (рис. 1В, Г). Породы желтовато-коричневого цвета на выветрелой поверхности. Они очень крепкие и откалываются лишь по трещинам. Встречаются они в виде слоев мощностью 0,02–0,15 м, тонко переслаивающихся с известковыми аргиллитами. Эти породные ассоциации образуют пачки мощностью до 9 м. Характер переслаивания данной породной ассоциации следующий:

– Аргиллит рассланцованный 0,20 м
– Фосфатсодержащая сидеритовая конкреция 0,07 м
– Аргиллит известковый с тонкой горизонтальной слоистостью 0,01 м
– Фосфатсодержащая карбонатная конкреция 0,04 м
– Аргиллит известковый с мелкой растительным детритом с включением карбонатных пород желтоватого цвета и лепешковидной формы диаметром до 2 см. 0,30 м
– Глинисто-карбонатная порода с градационной слоистостью с резким основанием слоя и постепенным переходом в кровле в аргиллит 0,03 м
– Аргиллит известковый с подушечной отдельностью выветривания 0,5 м
– Фосфатсодержащая карбонатная пластовая конкреция 0,03 м

Пачки подобного строения встречены на семи участках. С учетом повторов разреза, связанных со складками, проявления данного типа фосфатосодержащих пород наблюдаются на р. Б. Паток по крайней мере на трех стратиграфических уровнях. На р. Гердъю (правый приток р. Б. Паток) они встречаются по всему разрезу, составляя около 1 % от общей его мощности (50 м).

Состав конкреций многокомпонентный. На основании изучения пород под микроскопом и химических анализов они классифицированы как фосфатно-алевритово-глинисто-карбонатные с неясногустковой структурой и фосфатно-глинисто-алевритово-карбонатные с пеллетовой структурой. Карбонатная часть (около 30–35 %) представлена сидеритом, кальцитом и

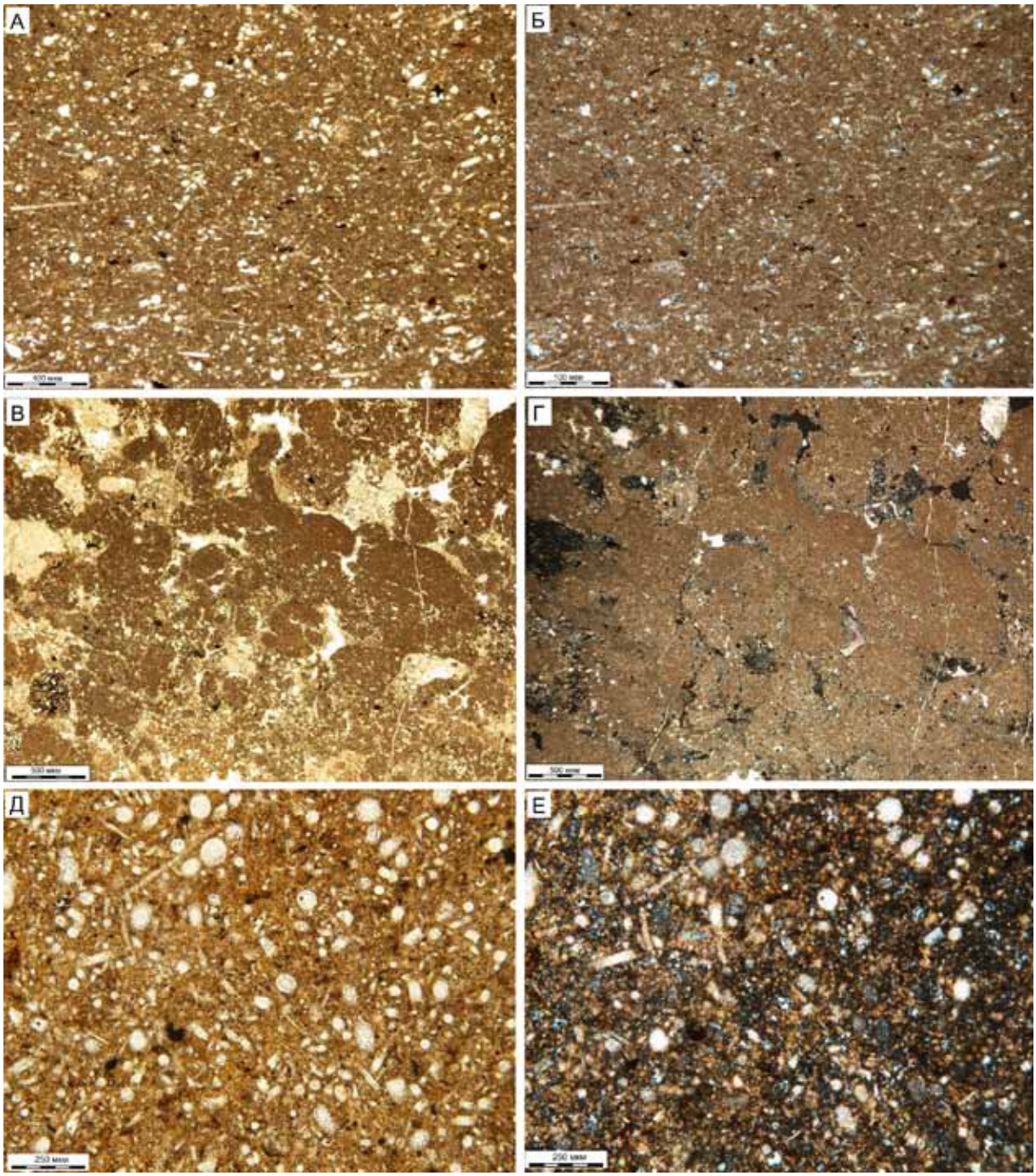


Рис. 1. Микроструктуры артинских фосфатсодержащих пород. А, Б — глинисто-алеврито-кремнисто-карбонатная конкреция преимущественно с пелитоморфной структурой с содержанием (фосфатосодержащие породы первого типа обр. 24/54 с P_2O_5=6,4% р. Б. Паток, А — без анализатора, Б — с анализатором); В, Г — глинисто-алеврито-карбонатная конкреция с пеллетовой структурой (фосфатосодержащие породы первого типа обр. 1/100 с P_2O_5=9,6% р. Гердъю, В — без анализатора, Г — с анализатором); Д, Е — переотложенная кремнисто-известково-фосфатная конкреция с биогенной структурой (фосфатосодержащие породы третьего типа обр. 24/47 р. Б. Паток с P_2O_5=17,7%, Д — без анализатора, Е — с анализатором)

доломитом, установленных рентгеноструктурным методом (аналитик Ю.С. Симакова). Сидерит является главным минералом карбонатной части конкреции и слагает основную пелитоморфную массу. Кальцит слагает редкие створки брахиопод, фрагменты мшанок и многочисленные остатки спикул губок. Доломит, судя по наличию минала $MgCO_3$ до 4 % от всей породы, довольно широко распространен, но установить его структуру под микроскопом не удалось. Можно предположить, что наряду с сидеритом он распространен в основной

пелитоморфной массе конкреций. Возможно, некоторая часть магния в изоморфной примеси входит и в состав сидерита. Глинистая компонента составляет в конкреции 16 %. На основании дифрактометрического анализа в глинистой части конкреции определены иллит, хлорит и смешанослойные минералы. В конкрециях фосфатно-глинисто-алевритово-карбонатного состава много обломочного материала (25 %), представленного кварцем и полевым шпатом (альбитом), образующие микропрослойки. Довольно много (10 %) аутигенного халцедона. Содержание P_2O_5 в конкрециях варьирует в пределах 1–10 %, чаще 5–6 %. Слабые по интенсивности полосы поглощения 868, 1429 и 1454 см$^{-1}$ в ИК-спектре указывают на наличие CO_3^{2-} в структуре фосфатного минерала (оператор М. Самотолкова). Присутствие фтора установлено количественным спектральным анализом. Фосфат кальция классифицируется как карбонатфторапатит. По нормативным пересчетам карбонатфторапатита в породе в среднем содержится около 15 %.

Вторым типом фосфатсодержащих пород являются обломочные известняки с градационной слоистостью (рис. 2). Их мощность меняется от 0,02 до 0,50 м, а содержание P_2O_5 — от 0,9 до 13,2 %. Фосфатное вещество в них наблюдается как в цементирующей массе, так и в составе обломков. Обломочная часть представлена пеллетами разной размерности (0,2–1,8 мм) и цвета (от светло-коричневого до темно-коричневого). Основная часть пеллет сложена пелитоморфным кальцитом, другая меньшая имеет фосфатный состав. Фосфатный материал скрытокристаллического строения коричневатого цвета в скрещенных николях ведет себя почти как аморфное вещество. Вторая часть обломков представлена остатками брахиопод, пелеципод, остракод, криноидей, фораминифер, мшанок и ряда неопределимых организмов. Остатки фауны частично пиритизированы и окремнены. Редко встречаются стенки раковин, выполненные целестином. Слои фосфатсодержащих обломочных известняков характеризуются резким основанием и постепенным переходом в кровле в известковые аргиллиты. Часто градационная слоистость, наблюдаемая в основании слоя, переходит в тонкогоризонтальную в кровле. Фосфатный минерал, судя по данным ИКС, представлен так же, как и в первом типе, карбонатфторапатитом. Фосфатсодержащие породы второго типа особенно характерны для разреза р. Гердъю, где они приурочены преимущественно к его нижней части. На р. Б. Паток

Рис. 2. Турбидит кремнисто-глинисто-известкового состава с градационной (T_a), косой (T_c) и горизонтальной слоистостью (T_d) (фосфатосодержащие породы второго типа)

они встречены в подошве невысокого (1–2 м) склона, покрытого растительностью, в нижней половине обнажения (по течению).

Третий тип представлен редкими темно-серыми гальками плоской и шаровидной формы (1–8 см по удлинению), обнаруженными в глинисто-известковых отложениях с характерными седиментационными текстурами складок оползания. Содержание P_2O_5 в них изменяется от 11 до 18 %, что позволяет некоторые из них относить к фосфоритам. Фосфатные породы этого типа под микроскопом имеют пеллетовую, сходную с фосфатсодержащими породами первого типа, или биогенную структуру. Пеллеты сложены фосфатным или карбонатным веществом пелитоморфной структуры. Биогенная структура представлена обилием остатков спикул губок (рис. 1Д, Е) и радиолярий кремнистого и карбонатного составов, иногда замещенных дисульфидом железа, часто фрамбоидной формы. По нормативному минеральному составу, рассчитанному по методике (Юдович, Кетрис, 2000), данные породы по среднему составу (5 проб) можно классифицировать как фосфатно (18 %)-кремнисто (28 %)-карбонатные (30%) с глинистой примесью до 13 %. Кремнистая компонента породы представлена аутигенным халцедоном в составе органических остатков и аллотигенным кварцем. Последний в сумме с полевым шпатом составляет 10 %. Также в строение породы участвуют дисульфиды Fe (первые проценты), углефицированное органическое вещество в распыленном виде и другие неопределенные компоненты. В некоторых гальках фосфатных пород отмечается зональное строение.

Обстановка осадконакопления отложений в разрезе рек Б. Паток и Гердъю в артинский век отвечала склону поднятия, где ранее в ассельско-сакмарское время шло образование органогенных построек. Эти поднятия были окружены глубоководными участками, где уже в это время шло образование флишевой терригенной формации. Фосфатообразование на склоне и его бровке, возможно, связано с апвеллингом. Часть ранее образованных фосфатных пород в верхней части склона в результате разрушения переносилась турбидными течениями (фосфатные породы второго типа) и оползнями (фосфатные породы третьего типа). Образование фосфатсодержащих пород первого типа можно связать с условиями подножия склона поднятия.

В заключение можно сказать, что выявленные фосфатопроявления в артинских отложениях Большесынинской впадины, вероятнее всего, являются продолжением на север Предуральского краевого прогиба позднепалеозойского Южно-Уральского фосфоритоносного бассейна, в котором известно несколько десятков проявлений и месторождений фосфора (Чувашов, Яковлева, 2008).

Исследования выполнены в рамках проекта № 12-У-5-1017, финансируемых из средств Уральского отделения РАН.

Литература

Салдин В.А Позднекаменноугольно-артинские обстановки осадконакопления на севере Урала // Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 150–175.

Чермных В.А., Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П. О следах размыва отложений швагеринового горизонта на р. Б.Паток // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1965. С. 31–40.

Чувашов Б.А, Мизенс Г.А., Черных В.В. Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 38–81.

Чувашов Б.И., Яковлева Л.П. Позднепалеозойский Южноуральский фосфоритоносный бассейн (история развития, основные типы фосфатопроявлений, их связь с фациями, петрография и геохимия фосфоритов). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 160 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

СТАДИАЛЬНО-ПАРАГЕНТИЧЕСКИЙ МЕТОД ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

А.Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, sandula@geo.komisc.ru

Одним из наиболее важных результатов обобщений в геологической науке является учение о геологических формациях (Елисеев, 2008). Именно этот метод исследований позволяет восстановить ход геологической истории крупных палеотектонических зон на протяжении длительных временных интервалов. Однако, несмотря на довольно длительный период своего развития, нет единой концепции формационного анализа.

В настоящее время выделяется несколько направлений в учении о формациях: парагенетическое (структурно-вещественное), фациально-генетическое, тектоностадиальное, стратиграфическое, минералогенетическое. У каждого из этих направлений есть свои достоинства и недостатки. Нужно понимать, что каждая из них была разработана для решения определенных задач: стратиграфической, литолого-фациальной или тектонической. Зачастую, решая эти задачи последовательно, волей-неволей, приходится сочетать методические подходы того или иного направления. Именно поэтому принимаются попытки унифицирования методик формационного анализа. Примером тому служит стадиально-парагенетический метод формационного анализа, разработанный А.И. Елисеевым в Институте геологии Коми научного центра (2008).

На первом этапе своих исследований А.И. Елисеев считал, что именно парагенетическое направление является наиболее плодотворным. Способ выделения формаций этим методом подкупал своей простотой и поэтому, видимо, получил такое широкое распространение. Однако по мере более углубленного изучения конкретных формаций и более широкого их сравнения, он пришел к выводу, что на основании чисто парагенетического подхода одни и те же отложения можно рассматривать совершенно по-разному. Именно поэтому выделение формации в поле чаще всего невозможно: для этого требуется сравнение многих разрезов, а именно фациальный анализ отложений, выяснение их генетических особенностей. Это означает, что при выделении формаций необходимо рассматривать парагенезы с учетом их генетических особенностей, т.е. устанавливать место этих парагенезов в палеоструктуре и геологической истории района.

Основываясь на опыте своих многолетних исследований, А.И. Елисеев еще в 1982 г. пришел к следующему определению осадочной формации: «Осадочная Формация — это парагенез пород или чаще ассоциаций пород, отличающийся своим составом и строением от смежных парагенезов и являющийся вещественным выражением определенной стадии развития крупной палеотектонической зоны» (Елисеев, 1982).

Развиваемое им представление об осадочных формациях не укладывается в чистом виде ни в одно из существующих направлений. Оно учитывает различные аспекты разных направлений: парагенетического, стадиально-тектонического и в некоторой степени генетического. Так, в основу выделения формаций берутся парагенезы пород, затем устанавливаются условия их образования, и на совокупности этих исследований выясняются стадии геологического развития района.

Многие формации испытывают латеральные изменения, поэтому важно не только выяснить, какими породами и породными ассоциациями образована та или иная формация, но и проследить, как они меняются внутри формации. При их изучении обычно выделяются типы разрезов, отличающиеся один от другого различными породными ассоциациями, характером строения, а также мощностями отложений. Такие части формаций, характеризующиеся особым типом разреза, Елисеев, вслед за И.В. Хворовой, называл градациями.

При рассматривании вопросов генезиса формаций необходимо иметь в виду, что главными факторами, определяющими образование любой осадочной формации, являются палеогеотектоника, палеогеография, палеоклимат и вещество или петрофонд. Хотя все эти факторы взаимосвязаны и взаимодействуют, каждый из них сказывается на образовании

формаций по-особому, в известной мере независимо, определяя те или иные конкретные черты формации (Елисеев, 2008).

Методически выделение формаций, по А.И. Елисееву, проходит в несколько этапов. Вначале проводится сравнение и типизация разрезов на основе изучения парагенезов пород, когда литологические исследования тесно связаны со стратиграфическими. На первой стадии вырисовываются лишь «контуры» формации. Затем начинается детальное изучение парагенезов пород, выделение породных ассоциаций и градаций, уточнение объема и границ формаций. На этой стадии главенствующим является выяснение литогенеза отложений. На заключительном этапе синтезируется весь материал с целью выяснения генезиса формации, положения ее в палеоструктуре района. На этом этапе литологические исследования тесно связаны с тектоническими.

С помощью данной методики А.И. Елисеевым были выделены формационные ряды северо-востока пассивной окраины Европейского континента (Елисеев, 1978). Палеозойские отложения в этом регионе относятся к двум различным структурно-формационным зонам: Елецкой (шельфовой) и Лемвинской (батиальной).

В Елецкой зоне был установлен формационный ряд, в котором трижды повторяется триада формаций фалаховая-платамовая-калейдовая (Елисеев, 1978, 1982). Троекратное появление и смена формаций объясняются сменой палеотектонического режима. Отсюда ясно, что эти формации выделены по литолого-палеотектоническому принципу. Литологически же одноименные формации могут в достаточной степени отличаться друг от друга. Поэтому возникает необходимость выделения литолого-палеотектонических семейств формаций, которые образуют такой ряд: семейство фалаховых (олигомиктовых), семейство платамовых (карюбонатных и терригенно-карбонатных открыто-шельфовых) и семейство калейдовых (карбонатных закрыто-шельфовых) формаций (Елисеев, 1999). Каждое семейство связано с определенной стадией развития палеотектонической зоны.

Формации Лемвинской зоны также образуют закономерный ряд, отражающий этапы палеотектонического развития зоны. Основными здесь являются семейства палиноровых (известняково-алевролитово-глинистых), толеровых (кремнистых и глинистых сланцев и известняков) и флишевых формаций. Семейство палиноровых формаций соответствует начальному этапу опускания территории, семейство толеровых — времени максимального погружения территории (зрелой стадии), семейство флишевых формаций — заключительной инверсионной стадии.

Автором в ходе более детального литологического изучения формаций из семейства калейдовых одной из задач ставилось выяснение причин их сходства и различия. В составе строения формаций были выявлены палеогеодинамические индикаторы — карбонатные псефитолиты и рифогенные отложения (Сандула, 2011). С одной стороны, проявление условий формирования такого рода образований не несет никаких противоречий с регресивно-трансгрессивным механизмом образования формационного ряда Елецкой структурно-формационной зоны, предложенного А.И. Елисеевым (1978), но в его рамках непонятными остаются различные интенсивность и характер их проявления.

Объяснение этого факта можно найти при рассмотрении тектонической истории северо-востока Европейского континента (Тимонин, 1998; Малышев, 2002). Как можно заметить, что на протяжении палеозоя на этой территории геологическая история обусловлена эволюцией Уральского палеоокеана. В частности, если в раннем палеозое преобладали процессы растяжения, наиболее ярким примером проявления которых является формирование Печоро-Колвинского авлокогена (Малышев, 2002), то в визейско-раннепермское время — процессы сжатия, послужившие причиной формирования уральской складчатости (Юдин, 1994). По всей видимости, растяжения способствовали развитию наиболее мощных и экологически развитых органогенных образований, а процессы сжатия, наоборот, препятствовали этому, причем формирование органогенных образований заканчивалось на стадии скелетных холмов. В то же время разрядка напряженности, возникшей в результате сопряжения двух тектонически различных процессов (вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсальных

перемещений континента), приводила к интенсивным блоковым подвижкам и формированию различного типа обломочных известняков (Сандула, 2008; Антошкина, 2009).

Таким образом, наши исследования показывают, что, применяя методику изучения геологических формаций А.И. Елисеева, необходимо четко себе представить местоположение изучаемых отложений во времени и в пространстве не только какой-либо одной палеотектонической зоны, но и ее взаимоотношение с другими блоками земной коры в рамках плейтектонической концепции.

Работоспособность стадиально-парагенетического метода формационного анализа А.И. Елисеевым была проверена на материалах геологических исследований других пассивных континентальных окраинах (Елисеев, 1982, 2008). Оказалось, что там тоже можно выделять вертикальные шельфовые и батиальные формационные ряды с формациями, аналогичными западно-уральским. Однако по их количеству и набору ряды некоторых пассивных окраин отличаются, в связи с чем они были подразделены на несколько типов формационных рядов: западноуральский, восточноандийский, индский. Причины формирования рядов формаций того или иного типа, с нашей точки зрения, кроются в различии палеогеодинамического развития конкретных пассивных окраин, обусловленных дрейфом континентов.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН, 12-У-5-1017.

Литература

Антошкина А.И. Генезис верхнеордовикских карбонатных брекчий гряды Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2009. № 12. С. 9-13.

Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.

Елисеев А.И. Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое // Научные доклады. Коми филиал АН СССР. Вып. 78. Сыктывкар, 1982. 56 с.

Елисеев А.И. Геологический формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.

Сандула А.Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.

Сандула А.Н. Обломочные известняки и органогенные образования карбонатных (калейдовых) формаций северо-востока Европейского платформы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: мат-лы 6-го Всеросс. литологического совещ. Казань, 2011. С. 211-214.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ

А.Н. Сандула, А.Н. Шадрин, Е.С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, sandula@geo.komisc.ru

В карбонатных отложениях каменноугольного возраста и нижней перми на Печорском Урале А.И. Елисеевым (1978) было выделено две формации: карбонатно-терригенная открытого шельфа (платамовая) и карбонатная мелководно-депрессионная закрытого шельфа (калейдовая). Первая из них имеет довольно монотонное строение и большей частью сложена пластовыми биокластовыми известняками. Калейдовая формация, напротив, сложена самыми разнообразными типами отложений (рифогенными, депрессионными, мелководно-шельфовыми и разнофациальными карбонатными грубообломочными).

Однако на всем протяжении Печорского Урала, по всей видимости, из-за неоднородности фундамента эволюция осадконакопления была многообразной. Если на севере этого региона различия данных формаций очевидны, то на территории бассейна верхней Печоры можно наблюдать постепенную эволюцию окраины карбонатной платформы от открытого до закрытого шельфа.

В строении платамовой формации здесь обособляются три стратиграфических уровня: тульский, нижнеалексинский и верхнеалексинско-михайловский, — отличающиеся не только по составу отложений (глинисто-кремнисто-карбонатному, кремнисто-карбонатному и карбонатному), но и по характеру напластования. Тульские отложения, являясь переходными от подстилающих терригенных нижневизейских отложений (фалаховая формация) к карбонатным, в основной своей массе сложены темно-серыми битуминозными тонкоплитчатыми и тонкослоистыми глинистыми известняками с кремнями и локально депрессионными тонкоплитчатыми глинисто-кремнистыми известняками (кушковатка). Нижняя часть алексинского горизонта представлена битуминозными слоистыми (до 20–25 см) и массивными полибиокластовыми и микросгустковыми известняками с линзами и желваками почти черного кремня, а верхнеалексинско-михайловский — серыми и светло-серыми биокластовыми толстоплитчатыми известняками, часто с крупной косой слоистостью и слоями известняковых конгломератов (Антошкина и др., 2011).

В веневское время, переходное от формирования паламовой к началу образования калейдовой формации, накапливались преимущественно биокластовые известняки с текстурными признаками, свидетельствующими об активной гидродинамике на западе бассейна и тиховодной на востоке. Здесь глубина бассейна была достаточно небольшой для развития богатых фито- и биоценозов, но глубокой для компенсации влияния колебаний уровня моря.

В дальнейшем на протяжении серпуховского, башкирского и московского веков в пределах бассейна верхней Печоры на фоне мелководных условий осадконакопления имели место небольшие по амплитуде, но, по-видимому, довольно резкие колебательные движения, приводившие к образованию островного мелководья или отмельных зон (Антошкина, Салдин, Сандула и др., 2011). Вещественное выражение этих процессов заключается в чередовании пелагических отложений открытого моря карбонатной платформы с грубообломочными или отмельными образованиями.

Отложения островного мелководья или отмельных зон отмечены в нижней части серпуховского яруса, нижнебашкирском подъярусе, каширском и нижней части мячковскоого горизонтов московского яруса. Причем их развитие на территории верхней Печоры отмечается локально.

В раннем серпухове область островного мелководья, откуда сносился грубообломочный материал, находилась на севере бассейна (реки Илыч и М. Шайтановка). В краснополянское время после обширной и, возможно, продолжительной регрессии на севере и на юге (реки Илыч и Унья) отлагались мелкообломочные известняки в ассоциации с красноцветными аргиллитами. В то же время в центральной части верхнепечорского бассейна (р. М. Печора) господствовали морские условия, способствовавшие отложению криноидно-фораминиферовых известняков. В каширских отложениях московского яруса отмельные отложения отмечаются на юге Верхнепечорского бассейна (р. Унья), наличие их фиксируется в разрезе ассоциацией оолитовых и мелкобиокластовых доломитизированных известняков. В начале мячковского времени на севере (р. Илыч) проявились субаэральные условия осадконакопления. На их наличие указывает присутствие в разрезе нижней части горизонта пачки (~2,2 м) мелко-среднебиокластовых водорослевых и микрокодиевых известняков.

На границе среднего и позднего карбона произошло глобальное падение уровня моря (Антошкина и др., 2011). Следы этого обмеления в бассейне Верхней Печоры зафиксированы в разрезах рек Илыч и Унья: в восточной зоне — размыв нижележащих отложений; в центральной — накопление отмельных фаций (органогенных песчаников, оолитовых известняков).

После этого касимовско-среднегжельское время характеризовалось преимущественно обстановками мелкого открытого моря. Причем в центральной области формировались биокластовые осадки с палеоаплизиновыми поселениями и зарослями зеленых сифонокладиевых водорослей. Только в позднекасимовское время в отдельных участках седиментационного бассейна (р. Унья) происходило накопление карбонатных илов в обстановках относительно-глубоководных впадин (депрессий) на окраине карбонатной платформы, а в крайней части

восточной зоны (р. М. Печора) в среднегжельское время происходило формирование органогенных построек типа скелетных холмов (Антошкина и др., 2011).

Позднегжельско-сакмарское время характеризовалось отчетливой дифференциацией рельефа дна и, соответственно, разнообразием обстановок осадконакопления на окраине карбонатной платформы: в западных зонах были развиты относительно-глубоководные обстановки впадины на окраине карбонатной платформы (р. Илыч), в центральной зоне (р. Унья) продолжали накапливаться биокластовые пески, в восточных районах развивались скелетные холмы (реки Илыч; М. Печора, Унья), а перед ними аккумулировались карбонатные илы в условиях относительно-глубоководных депрессий (Антошкина и др., 2011).

Таким образом, можно заметить, что в разрезе рассмотренных формаций можно выделить несколько субформаций: кремнисто-глинисто-карбонатную; карбонатную открытоморскую; карбонатную мелководно-отмельную; карбонатную мелководно-депрессионную. Платамовая формация строится из последовательной смены первых трех субформаций, а калейдовая — в большей своей части из чередования мелководно-отмельных и открытоморских субформаций и только в кровле дополняется мелководно-депрессионной.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН, 12-У-5-1017.

Литература

Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н. и др. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: «Геопринт», 2011. 200 с.

Елисеев А.И. Формации северо-восточного ограничения Европейской платформы. М.: Наука, 1978. 72 с.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

С.А. Сапурин, Г.А. Мизенс

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, sapurin@igg.uran.ru

Верхнедевонские известняки на восточном склоне Среднего Урала слагают фрагменты карбонатной платформы, которая, по мнению В.Н. Пучкова (2000), представляла собой чехол более древней (силурийско-нижнедевонской) островной дуги или микроконтинента. Наиболее полный ее разрез обнажается по берегам р. Реж, в районе с. Першино.

Девонский интервал этого разреза мощностью около 500 м сложен известняками верхней части франского и фаменского ярусов (Наседкина и др., 1990; Мизенс и др., 2012), серыми, светло-серыми, реже тёмно-серыми, прослоями красноватыми, слоистыми, реже массивными или неяснослоистыми. Поверхности напластования у них преимущественно ровные, реже слабоволнистые. Выше границы фран/фамен встречаются складки оползневой природы.

Известняки представлены как кристаллическими, так зернистыми и афанитовыми разностями. В некоторых интервалах отчётливо различимы органические остатки (членики криноидей, створки раковин брахиопод). На уровне нижнего фамена встречаются прослои глинистых пород и песчаников, а также брекчированные интервалы. Породы пронизаны многочисленными карбонатными прожилками различной толщины и стилолитовыми швами, пропитанными битумным веществом.

Наиболее часто среди девонских известняков распространены микро- и среднекристаллические, недифференцированные разности (иногда с реликтами сгустков), а также микро- и криптозернистые как с цельным матриксом, так и комковатые и сгустковые с органическими остатками. Кристаллические известняки наиболее распространены во фране и в низах фамена, к верхам фамена возрастает доля микрозернистых и сгустковых известняков, а уже к концу интервала имеет место чередование комковатых известняков и известняков с цельным матриксом.

При образовании известняков в стадию диагенеза обычно происходят следующие изменения (Атлас..., 1968): 1) разрастание слагающих кристаллов кальцита («перекристаллизация»); 2) замена крупных кристаллов или иных компонентов скоплением мельчайших зёрен или «грануляция» («микритизация»); 3) смена стадий перекристаллизации и грануляции.

Для частично перекристаллизованных пород характерно наличие нескольких генераций кристаллического кальцита. Основу большинства из них составляет слабо перекристаллизованный матрикс — микрозернистая (микрокристаллическая) «чешуйчатая» масса с размером кристаллов от 0,01 мм до 0,05 мм. Более крупные кристаллы (0,05–0,5 мм) имеют подчиненное значение. Большинство кристаллов кальцита имеет неправильную, лапчатую форму, часто одну или две серии полисинтетических двойников, образующих отчётливую «решётку». Они неоднородные, присутствуют вростки более мелких кристаллов с различной оптической ориентировкой, а также светлые реликтовые участки (не гаснущие вместе с остальным зерном при повороте столика) — следствия процессов перекристаллизации. Многие кристаллы содержат хаотично расположенные газово-жидкие включения неправильной формы как одиночные, так и слившиеся, размерами в микрометры или в десятые доли микрометра. В перекристаллизованных разностях содержание аутигенного кальцита может достигать порядка 70 %.

Местами среди кальцита встречаются скопления (иногда единичные кристаллы) мелких (0,05–0,1 мм) ромбоэдрических кристаллов доломита, обрамлённых бурым веществом, которое также может быть рассеяно в межкристаллическом пространстве по всей площади шлифа (но чаще всего мелкие кристаллы доломита связаны с битумным веществом стилолитовых швов).

Одной из основных составляющих рассматриваемых пород являются комки и сгустки микрозернистого вещества. При этом следует различать комки, образовавшиеся непосредственно при осадконакоплении (пелоиды), и постседиментационные (диагенетические) комки. Пелоиды седиментационного происхождения в основном округлые, имеют ровные края и чаще всего вытянуты по слоеватости. К ним можно отнести пеллеты (в случае хорошей сортировки) и комки, обязанные своему происхождению водорослям, — такие чаще всего имеют определённую внутреннюю структуру, могут быть как крипто, так и микрозернистыми. Также первично осадочными являются интракласты, являющиеся по сути крупными комками и включающие в свой состав различные компоненты карбонатных пород (в основном органические остатки). К диагенетическим преобразованиям пород можно отнести формирование комков в процессе микритизации (грануляции) компонентов осадка, вызванное бактериально-водорослевым воздействием, или в результате разобщения отдельных частей матрикса при кристаллизации цемента.

Как правило, комки, образованные непосредственно из матрикса, имеют неровные, обрывистые края, неправильную форму, различные размеры. Превращение раковин фораминифер (кальцисфер) в сгустки связано с жизнедеятельностью сверлящих (грануляторы) и обволакивающих водорослей (Хворова, 1958), хотя ряд авторов считает, что это может быть и абиогенный процесс (Атлас..., 1968). В результате грануляции возникал криптозернистый кальцит, который при дальнейших преобразованиях (раскристаллизации) мог становиться микрокристаллическим. Часто в таких новообразованных комках можно наблюдать, что сферула оставалась в центральной части, а комок равномерно разрастался по её периферии наружу (образуя своеобразную толстую стенку).

В известняках разреза Першино неотчётливые сгустки встречаются уже на уровне верхнего франа. Они состоят из микрозернистого или крипто-микрозернистого кальцита и, как правило, выделяются на фоне более раскристаллизованной массы. В целом комковатая часть может составлять до 70 % объёма породы, но не вся она состоит только из диагенетических образований. Достаточно часто встречается и первично водорослевые комки и комковатые интракласты. Вторичные комки чаще всего имеют размеры 0,05 до 0,5 мм. Контуры их отчётливые или, в случае если имела место грануляция, размытые. Комки и сгустки не всегда обособлены, иногда они сохраняют связь с матриксом («недооформившиеся», т.е. находятся на стадии образования). Отчётливо комковатые разности известняков достаточно редки и

распределены неравномерно по разрезу, чаще всего они чередуются с породами, содержащими цельный матрикс.

К постседиментационным изменениям, затрагивающим органические остатки, также можно отнести синаксиальное нарастание кристаллов кальцита вокруг члеников криноидей (регенерацию). Как правило, граница между обломком криноидеи и кристаллическим кальцитом хорошо выражена: последний однородный и светлый, а членик сероватый, с некоторой внутренней структурой, подчёркнутой пузырьками. Новообразованный кристалл может занимать даже большую площадь, нежели сам обломок криноидеи, обычно он имеет неправильную форму, достигая в размерах несколько мм. Как показали электронно-зондовые микроскопические исследования, состав кристаллического кальцита «каймы» принципиально не отличается от состава кальцита обломочного «ядра».

По В.П. Шуйскому (1981), все структурные элементы постседиментационного происхождения можно подразделить на компоненты заполнения и компоненты замещения. Компоненты замещения, т. е. минеральные новообразования наложенного характера (к ним как раз и относятся вышеописанные диагенетические комки) представлены вторичным кальцитом. Он (вторичный кальцит) особенно характерен для сферово-комковатых разностей, но его лишь условно можно считать вторичным, поскольку он образуется в результате перекристаллизации первичной карбонатной массы. К компонентам заполнения относятся минеральные агрегаты, выполняющие пустотное пространство первичного осадка: межзерновые поры, пустоты внутри раковин, каверны и пузыри, что особенно характерно для рассматриваемых известняков.

Начиная с нижнего фамена в породах начинают появляться фенестры — следы газовых пузырей, выполненные также кристаллическим кальцитом. Они создают так называемые узорчатые или «окончатые» текстуры. В наиболее богатых газом отложениях (верхи фамена) доля фенестр может достигать 30 %. На разных уровнях пузыри различны по содержанию и размерам. Они, как правило, имеют неровные или «рваные» края и неправильную форму (редко изометричные, чаще всего вытянутые по слоеватости). Средний размер фенестр 0,5 мм в поперечнике, но часто встречаются и крупные, более 1 мм. Заполнены они кальцитом от мелко до крупнокристаллического. Иногда пузыри соединяются, захватывают (обволакивают) небольшие участки основной массы с комками и органическими остатками. Фенестры, особенно крупные, заполнены кальцитом нескольких генераций. Во многих случаях их стенки инкрустированы мелкими (менее 0,05 мм) остроконечными кристаллами, по которым развивались более крупные (0,1–0,5 мм и более). В средней части пустот кристаллизовался мозаичный кальцит. Следовательно, заполнение пустот происходило постепенно, в несколько стадий. Между кристаллическим кальцитом основной массы и кальцитом, заполняющим фенестры, нередко наблюдаются относительно постепенные переходы, что может свидетельствовать о более поздней кристаллизации цемента. По данным микрозондового анализа, состав кальцита в фенестрах практически не отличается от состава цементирующего кальцита и микрокристаллического кальцита матрикса и комков. Такая ситуация, возможно, связана с отсутствием влияния посторонних флюидов во время кристаллизации известняков.

В то же время следы выделения газов во время диагенеза карбонатного осадка могли сохраниться при большой скорости процесса окаменения (Атлас..., 1968; Шуйский, 1981). Устойчивость стенок газовых камер обеспечивалась садкой карбоната в результате реакций аммиака с поровыми водами. Таким образом, в состав газов, вероятнее всего, входил углекислый газ, аммиак и, возможно, метан. Значительных следов присутствия сероводорода в виде обильной пиритовой минерализации обнаружено не было.

Для пород описываемой толщи, как и для большинства карбонатных пород, характерно наличие стилолитовых швов, свидетельствующих о процессах растворения под давлением. Больше всего распространены микростилолиты, но швы с высотой зубцов более нескольких мм также встречаются на некоторых участках. Иногда можно наблюдать своеобразный стилолитовый «частокол» — когда острые и узкие зубцы располагаются близко друг к другу. Стилолиты толщиной более 0,5 мм чаще всего имеют битумное заполнение. По всей видимости, стилолитовые швы также могут выступать в качестве своеобразных каналов для продвижения некоторых флюидов, с которыми может быть связана кристаллизация доломита, пирита (и

других сульфидов), лейкоксена и железосодержащих минералов. Заполнение шва часто имеет коричневато-бурый цвет, порой с красноватым или желтоватым оттенком, иногда может быть представлено в виде аморфных изотропных сгустковых образований. В некоторых случаях пленка, выстилающая стилолиты, представлена смесью различных веществ (по большей части битумного или в меньшей степени железистого). Стилолиты ориентированы по разным направлениям, ветвятся, часто пересекаются друг с другом и трещинами (прожилками). Местами к стилолитам приурочена серия небольших вытянутых полостей (длиной обычно не более 0,5 мм). В некоторых участках можно наблюдать сильно расщеплённые стилолитовые швы, содержащие в себе участки карбонатной основной массы. Интересно, что стилолиты иногда образуют петли.

С растворением карбоната напрямую связаны процессы образования кальцитовых прожилков, т.е. чем больше встречается стилолитов на каком-либо интервале, тем больше в нём и прожилков: от извилистых волосовидных до широких прямых, шириной до нескольких мм, заполненных кальцитом с размером кристаллов от 0,1 до 1–2 мм. Эти кристаллы в основном изометричные, приблизительно одинакового размера, нередко вытянутые как вдоль стенок трещин, так и поперёк них. Прожилки часто с раздувами, выклинивающиеся, часто пересекающиеся. В местах пересечений образуются узлы, гнезда кристаллического кальцита размером в несколько мм. Иногда прожилков настолько много, что они образуют густую сеть наподобие паутины.

Можно предположить, что процессы растворения под давлением и формирования прожилков протекали в несколько этапов. Об этом свидетельствуют многочисленные пересечения прожилков и стилолитов, причём чаще всего трещинки закономерно накладываются на стилолиты. В то же время в некоторых случаях отчетливо можно видеть, что швы пересекают и растворяют породу, пронизанную прожилками. Также замечено, что по мере литификации породы характер стилолитов и прожилков меняется. На ранних стадиях катагенеза они более извилистые, огибают наиболее плотные форменные элементы, при значительном уплотнении и уменьшении разницы в плотностях компонентов, нарушения становятся более прямолинейными и секут последние. Что касается различных генераций прожилков, то заметно, что поздние прожилки заполнены более светлым кальцитом.

При интерпретации данных микрозондового анализа были взяты средние значения содержаний элементов в кальцитах синседиментационных (раннедиагенетических) и постседиментационных. В целом, как уже было отмечено, принципиальных различий в их составах не наблюдается. Можно отметить лишь, что в составе матрикса и в органических остатках содержится чуть больше силикатного материала, чем в кристаллическом кальците, а в прожилках и в кальците фенестр содержится меньше всего железа, но больше никеля, что, по сути дела, и отражает изменения, произошедшие с кальцитом при перераспределении вещества в толще (растворение, затем некоторый перенос и последующее перемещение флюидов с образованием прожилков, а также заполнение газовых пузырей). Кроме того, кальцит (как седиментогенный, так и постседиментационный) на всех исследуемых уровнях содержит достаточно небольшое количество примесей.

Таким образом, девонские известняки не подвергались какому-либо значительному флюидному воздействию с привносом посторонних веществ в процессе литогенеза. Напрашивается вывод, что исследуемые толщи относились к центральным частям карбонатной платформы, которая, в свою очередь, представляла собой достаточно автономное образование.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. М: Недра, 1968. 700 с.

Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.

Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система. Свердловск: ИГиГ УрО РАН, 1990. С. 22–35.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М: Издательство академии наук СССР, 1958. 170 с.

Шуйский В.П. Фациальная природа фамен-турнейских отложений Киенгопского вала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 54–70.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СИБИРИ (ДЕЛЬТА ЛЕНЫ)

С.В. Сараев, А.Ю. Язиков, Н.К. Бахарев, Н.Г. Изох, Е.С. Соболев, Т.В. Гонта

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, SaraevSV@ipgg.sbras.ru

В связи с расширением поисковых работ на нефть и газ в Арктическом секторе России становится актуальным возобновление комплексных стратиграфо-седиментологических исследований палеозойских отложений приустьевой части Лены и островов её дельты. В большинстве обнажений здесь представлены позднедевонские вулканогенно-осадочные образования, выходы которых являются важным звеном в корреляции разрезов девона Северо-Востока России, Сибирской платформы и Таймыра. Пик геологических исследований этого района приходился на 50–70 годы прошлого столетия (Межвилк, 1958; Крылова, 1959; Богуш, Юферев, 1966; Каширцев и др., 1966; Меннер, Сидяченко, 1975 и др.).

Верхнедевонские отложения прекрасно обнажены в разрезах Быковской протоки (залив Крест-Хомо), островов дельты (Америка-Хая, Орто-Хая, Столб), правого берега Лены (урочище Таба-Бастах) и др. Учитывая новые данные и материалы предыдущих исследований, сводный разрез верхнедевонских отложений исследуемого района авторы трактуют следующим образом.

Наиболее древние биостратиграфически достоверные уровни позднего девона представлены отложениями, изученными в обнажениях залива Крест-Хомо и о. Америка-Хая. В основании франской части разреза здесь залегает красноцветная, пестроцветная толща мощностью около 50 м глинисто-алеврито-карбонатных пород с прослоями тонко-, мелкообломочных известняков, содержащих ассоциацию разнообразных брахиопод. О раннефранском возрасте отложений свидетельствуют многочисленные находки зонального вида для этого стратиграфического уровня — *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll) (Алексеева и др., 1996).

Выше залегает лавовая толща мощностью около 150 м (обнажения залива Крест-Хомо, островов Америка-Хая и Орто-Хая), сложенная базальтами, долеритами, базальтовыми порфиритами местами с шаровым строением (диаметр шаров с изменённой стекловатой оторочкой закалки около 0,5 м). Пузыристость лав встречается только в отдельных редких потоках. Лавовая толща содержит прослои (0,5–5 м) «конгломератовидных известняков». По петрохимическому составу базальты соответствуют породам толеитовой и умереннощелочной серий, а по геохимическим данным относятся к базальтам океанических плато и океанических островов (Киселев и др., 2012).

Перекрывают базальтоиды отложения, представленные чередованием слоев «конгломератовидных известняков», карбонатсодержащих песчаников и олистостромовых брекчий с обломками и крупными олистолитами известняков общей мощностью более 100 м. Наиболее полно эти стратиграфические уровни обнажены у восточного края залива Крест-Хомо. Обнаруженные здесь ассоциация брахиопод зоны Mucrospirifer novosibiricus и аммоноидеи Timanites keyeserlingi Mill. (Меннер, Сидяченко, 1975) свидетельствуют о раннефранском времени седиментации (интервал зоны Palmatolepis transitans в конодонтовом биозональном стандарте (Gradsteine et al., 2012)).

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего франа и, по-видимому, значительной части верхнего франа в приустьевой части Лены и на островах её дельты отсутствуют.

Особого внимания заслуживают выходы видимой мощностью около 100 м урочища Кубалах-Хая, представленные темно-серыми алевролитами и подчиненными алевритистыми и глинистыми «конгломератовидными известняками». Ранее (Меннер, Сидяченко, 1975) здесь были обнаружены брахиоподы *Mucrospirifer ex gr.mucronatiformis* (Khalf.) и многочисленные фораминиферы. Предварительный анализ выявленных в этих отложениях фаунистических ассоциаций указывает на присутствие биостратиграфических уровней верхнего франа и не исключает раннефаменский возраст верхней части этого разреза.

Важные результаты получены в возрастной интерпретации и характере седиментогенеза отложений о. Столб (Язиков и др., 2013). Новые данные по конодонтам, брахиоподам, остракодам и аммоноидеям показывают, что, несмотря на значительную мощность разреза (около 200 м), эти отложения сформировались за относительно небольшой временной отрезок, отвечающий преимущественно интервалу конодонтовых зон triangularis – crepida, т.е. лишь нижней и средней части нижнего фамена. Пограничные отложения франа и фамена выявлены в самой нижней части разреза (северной части острова) и включают в типичном выражении глобальное биотическое событие Upper Kellwasser.

Видимая часть этого разреза содержит 37 слоев и пачек общей мощностью около 200 м. Разрез представлен переслаивающимися тонко-, мелкозернистыми калькдоларенитами с примесью силикокластики, литито-кварц-полевошпатовыми песчаниками (с примесью доломитовых и известковых обломков) с прослоями биокалькаренитов, глинистых, карбонатно-глинистых, глинисто-алевритовых пород, интракласти тов, подводнооползневых брекчий. Вблизи границы франа и фамена широко развиты «конгломератовидные известняки», а также отмечается повышенное содержание углеродистого вещества в отдельных прослоях. Для нижней части разреза характерна параллельная и прерывисто-линзовидная микрослойчатость, тонкая и средняя параллельная слойчатость. В верхней части разреза наряду с этим появляется прерывисто-волнистая, градационная и косая слойчатость.

Ведущая роль в составе палеоосадков принадлежала удивительно выдержанному по размерности обломочному материалу тонкопесчаной и крупноалевритовой размерности. В значительно меньших количествах в осадках присутствовала примесь глинистого и углеродистого вещества. Обломочный материал представлен тремя резко различающимися по литологическим характеристикам компонентами: обломками доломита, известковыми обломками и силикокластикой. Доломит встречается в виде хорошо окатанных зёрен, первоначально обладающих пелитоморфным строением. Они носят ярко выраженный аллотигенный характер и, судя по идеальной окатанности, испытали дальний перенос. Структура зёрен говорит о том, что они могли поступать из районов, где господствовала эвапоритовая седиментация. Ближайшей изученной такой областью является район полуострова Нордвик (490 км на северо-запад). Необходимо отметить, что в разрезах к северо-востоку от исследуемого разреза, на Новосибирских островах доломиты в составе верхнедевонских отложений исчезают полностью и мощная толща осадков здесь представлена известняками, алевролитами и аргиллитами. Следует также указать, что в породах изученного разреза полностью отсутствует доломитовый цемент и не наблюдаются процессы доломитизации обломков известкового состава, более того, в незначительных масштабах отмечается дедоломитизация.

Обломки известкового состава неокатанные, реже полуокатанные, они всегда имеют регенерационные оторочки, неравномерное разрастание которых способствует возникновению порового, микросгусткового кальцитового цемента. Представляется, что главным источником известковых обломков является биодетрит. В отдельных наиболее крупных известковых зёрнах устанавливаются фрагменты криноидей, брахиопод и другой фауны. Отсутствие или слабая окатанность говорят о том, что этот обломочный материал испытал лишь незначительную транспортировку.

Силикокластика резко отличается от карбонатных обломков своей оскольчатостью, угловатостью. Главная часть обломков представлена свежими полевыми шпатами и кварцем с повсеместным некоторым преобладанием первых. В составе полевых шпатов в близких количествах находятся калишпаты (ортоклаз, реже микроклин) и кислые плагиоклазы. Кварц характеризуется, как правило, отсутствием волнистого погасания (вулканогенный кварц?), а

также жидких и твёрдых включений. На состав силикокластики, по-видимому, значительное влияние оказал синхронный осадконакоплению риолитовый вулканизм. Последнему выводу может противоречить незначительное содержание обломков основной массы кислых эффузивов и стекла, но к этому типу обломков могут быть отнесены зёрна неопределённого состава и «рыхлой» структуры, пропитанные углеродистым веществом. Этот минимум может быть в том числе обусловлен преобладающим кристаллокластическим типом исходных туфовых продуктов, а также своеобразием процессов терригенной дифференциации. Особенности состава вулканогенной силикокластики заключаются и в том, что она не несёт даже следов базальтового вулканизма, характерного для франских отложений ближайших к о. Столб разрезов (урочище Америка-Хая, залив Крест-Хомо), что, вероятно, связано с подводным характером базальтовых излияний и сменой состава и характера вулканизма на более поздней стадии развития бассейна.

В нижней части разреза вблизи проявления события Upper Kellwasser широкое распространение получили «конгломератовидные известняки» — палеосейсмиты. Подобные образования обычны для бассейновых фаций в обстановках глинисто-карбонатной седиментации на обширных плоских участках дна при повышенной палеосейсмичности бассейна. Появление отложений «конгломератовидного» облика в изученном разрезе связано с различным поведением слойков со сравнительно чистым известковым и глинисто-карбонатным составами на начальных стадиях диагенеза. Чистые известковые прослои первыми теряли пластичность и, находясь в более текучих глинисто-карбонатных осадках, при сейсмических толчках испытывали седиментационный будинаж с появлением фрагментов слойков со сглаженными краями. Более пластичный глинисто-карбонатный материал приобретал роль матрикса.

На всём протяжении разреза о. Столб встречаются признаки локальных размывов и связанные с ними маломощные прослои интракластитов. В верхней части разреза постоянно фиксируются признаки седиментационного подводного оползания осадков с развитием оползневых лежачих складок, брекчий и появлением крупных (доли – первые м) олистолитов. Замеры направления пластического течения отложений (по ориентации лежачих складок) позволяют предполагать существование палеосклона с наклоном в юго-западном направлении.

Анализ седиментационных особенностей верхнедевонских отложений исследуемого разреза позволяет отнести их к морскому бассейновому типу. В нижней части разреза господствовали тонкозернистые осадки карбонатно-силикокластического состава местами с признаками дистальных турбидитов. На начальной стадии осадки формировались на обширном плоском дне, что исключало оползание слабо литифицированных осадков при палеосейсмических толчках. Возникали типичные глинисто-карбонатные палеосейсмиты с «конгломератовидным» строением.

Маломощные и достаточно редкие, но встречающиеся по всему разрезу прослои интракластитов и сопутствующие им мелкоэрозионные формы дна обусловлены существованием дистальных частей каналов, связанных с деятельностью турбидитных потоков. Глубина вреза этих каналов не превышала долей – первых метров.

Для верхней части разреза о. Столб характерно усиление дифференциации терригенных отложений с обособлением прослоев более промытых песчаных кальк-доларенитов и песчаников с примесью карбонатных обломков. Они были лишены примеси как илового карбонатного материала, так и углеродисто-глинистого вещества. Формирование этих осадков происходило под воздействием слабых придонных течений. Появление единичных прослоев среднезернистых песчаников — наиболее крупнозернистых осадков разреза — было связано, по-видимому, с временным усилением придонных течений, о чём свидетельствует присутствие в таких прослоях крупной косой слоистости. Здесь, так же как и в начале разреза, наблюдаются прослои дистальных турбидитов.

В отдельные кратковременные периоды, которым отвечали осадки, обогащённые углеродистым веществом и сингенетичным пиритом, возникали обстановки эвксинского типа.

Широкое развитие процессов оползания с образованием олистостромов, должно быть, связано с появлением крупных аккумулятивных форм рельефа по сравнению с достаточно плоским дном бассейна на более ранней стадии его развития.

Хотя для отдельных частей разреза характерна концентрация углеродистого вещества, отнесение этих отложений к классическому доманиковому типу (Крылова, 1959) было бы ошибкой. Существующие в разрезе слои с хорошо промытыми, хорошо сортированными обломочными породами могут рассматриваться как образования, потенциально перспективные в отношении улучшенных коллекторских свойств.

Венчают сводный разрез верхнего девона приустьевой части Лены и островов её дельты отложения эбеляхской свиты правого берега р. Лены в урочище Таба-Бастах. Взаимоотношение отложений о-ва Столб и эбеляхской свиты по биостратиграфическим данным неоднозначно: возможен как значительный стратиграфический перерыв (приходящийся на большую часть фаменского яруса), так и непосредственное наращивание нижнефаменского разреза острова. Фаунистическая характеристика свиты крайне скудная, и находки окаменелостей (преимущественно фораминифер) приурочены к пограничным слоям эбеляхской и бастахской свит. Судя по всему, эти стратиграфические уровни отвечают переходным слоям от девона к карбону, а точная локализация границы систем требует дополнительных данных. Литологически эбеляхская свита представлена преимущественно мелкозернистыми, среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с примесью песчаных обломков доломита и основной массы кислых вулканитов. Преобладает карбонатный цемент. Замеры валиков ряби волнения свидетельствуют о простирании береговой линии в СЗ-ССЗ направлении, часто встречающаяся крупная косая слойчатость — о существовании вдольбереговых течений. В отличие от разреза о. Столб для песчаников эбеляхской свиты характерны сравнительно мелководные обстановки осадконакопления. Широкое распространение в составе песчаников карбонатного материала способствует появлению горизонтов с развитием вторичной пористости и кавернозности выщелачивания. В нижней части толщи к этим горизонтам приурочены крупные выделения антраксолита и тонкодисперсных битумов.

Таким образом, сводный разрез верхнедевонских отложений исследуемого района демонстрирует фрагментарно представленную последовательность фациально дифференцированных осадков нормально-морских обстановок. Присутствие значительных стратиграфических интервалов «зияния» требует дополнительного анализа, поскольку может быть обусловлено как обстановками седиментации, так и недостаточной обнаженностью верхнего девона низовьев и дельты р. Лены.

Литература

Алексеева Р.Е., Сидяченко А.И., Баранов В.В., Афанасьева Г.А., Грунт Т.А., Комаров В.Н., Лазарев С.С., Мананков И.Н. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России (Восточная Якутия, Магаданская обл.) // Тр. ПИНРАН. Т. 266. М.: Наука, 1996. 227 с.

Богуш О. И., Юферев О.В. Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М.: Наука, 1966. 207 с.

Каширцев А.С., Каширцев В.А., Сафронов А.Ф., Семенов В.П. Опорный разрез нижнекаменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части р. Лены // Труды IX науч. конф. ИТФ ЯГУ. Якутск: Кн. изд-во, 1966. С. 54–58.

Крылова А.К. О верхнем девоне острова Столб в устье Лены // ДАН СССР. 1959. Т. 124, № 1. С. 162–164.

Межвилк А.А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Сов. геология. 1958. № 7. С. 43–61.

Меннер В.В., Сидяченко А.И. Верхний девон района нижнего течения р. Лены // ДАН СССР. 1975. Т. 220, № 1. С. 178–181.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Колодезников И.И., Стручков К.К., Егоров К.Н. Нижнекембрийский и девонский внутриплитный магматизм на северо-восточной окраине Сибирского кратона // Материалы научн. совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. ИЗК СО РАН. Иркутск, 2012. С. 103–105.

Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Бахарев Н.К., Сараев С.В., Соболев Е.С., Гонта Т.В. О границе франа и фамена в разрезе о-ва Столб (Республика Саха, дельта р. Лены) // Интерэкспо Гео-Сибирь-2013: IX Международный научный конгресс, 15–26 апреля 2013 г. Новосибирск: «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология». Новосибирск: СГГА, 2013. Т. 1. С. 3–7.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Editors). The Geologic Time Scale 2012. 2-volume set. Elsevier Science Ltd. 2012. 1176 p.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРЕДЪЕНИСЕЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ВЕНДЕ И КЕМБРИИ

С.В. Сараев, Ю.Ф. Филиппов, Т.П. Батурина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, SaraevSV@ipgg.sbras.ru

На территории Предъенисейского бассейна поздневендские отложения вскрыты в скважинах Восток-3, Аверинская-150, Вездеходная-4 и в естественных обнажениях Енисейского кряжа на правобережье Енисея (рр. Столбовая, Исаковка, правый берег Енисея напротив устья р. Дубчес и вблизи устья р. Верхняя Сурниха, в бассейне р. Чёрной (45 км ниже г. Енисейска). В обнажениях они слагают нижнюю часть нижнелебяжинской подсвиты. Эти сравнительно ограниченные данные с привлечением сейсмических и гравиметрических материалов позволили в самых общих чертах наметить контуры фациальных областей. Наиболее важной из них является протяжённая рифовая система в виде полосы северо-западного простирания шириной около 150 км, представляющая собой образование типа барьерного рифа (рисунок а).

На западе и юго-западе барьерный риф образовывал уступ и граничил с областью развития терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений задугового бассейна (Конторович и др., 1999), относящихся к его активной части. На восток, северо-восток от гребня барьерного рифа сравнительно узкая полоса обломочных шлейфовых осадков, принадлежащих рифовой системе, сменяется эвапоритовыми отложениями доломит-ангидритового состава, вскрытыми скв. Аверинская-150. Вследствие незначительной глубины заливообразного эвапоритового бассейна и широко проявленных процессов штормовой седиментации хемогенные сульфатные и карбонатные первичные илы постоянно испытывали взмучивание и переотложение. Из-за господства штормовой седиментации осадки этого состава сохранялись, как правило, только в виде тонкослоистых штормовых турбидитов. Палеоостровная система на месте Енисейского кряжа (Енисейские палеоострова), частично изменяясь, в общих своих контурах просуществовала на протяжении позднего венда и кембрия. В позднем венде островной архипелаг служил активной областью сноса, вокруг островов формировались толщи прибрежных песчаных отмелей с признаками эвапоритизации, а также строматолитовые приостровные окаймляющие рифы. К востоку от Енисейских палеоостровов начинался Восточно-Сибирский солеродный бассейн. Состав его отложений в описываемое время мало чем отличался от карбонатно-сульфатных осадков в пределах рассматриваемого крупного его западного залива.

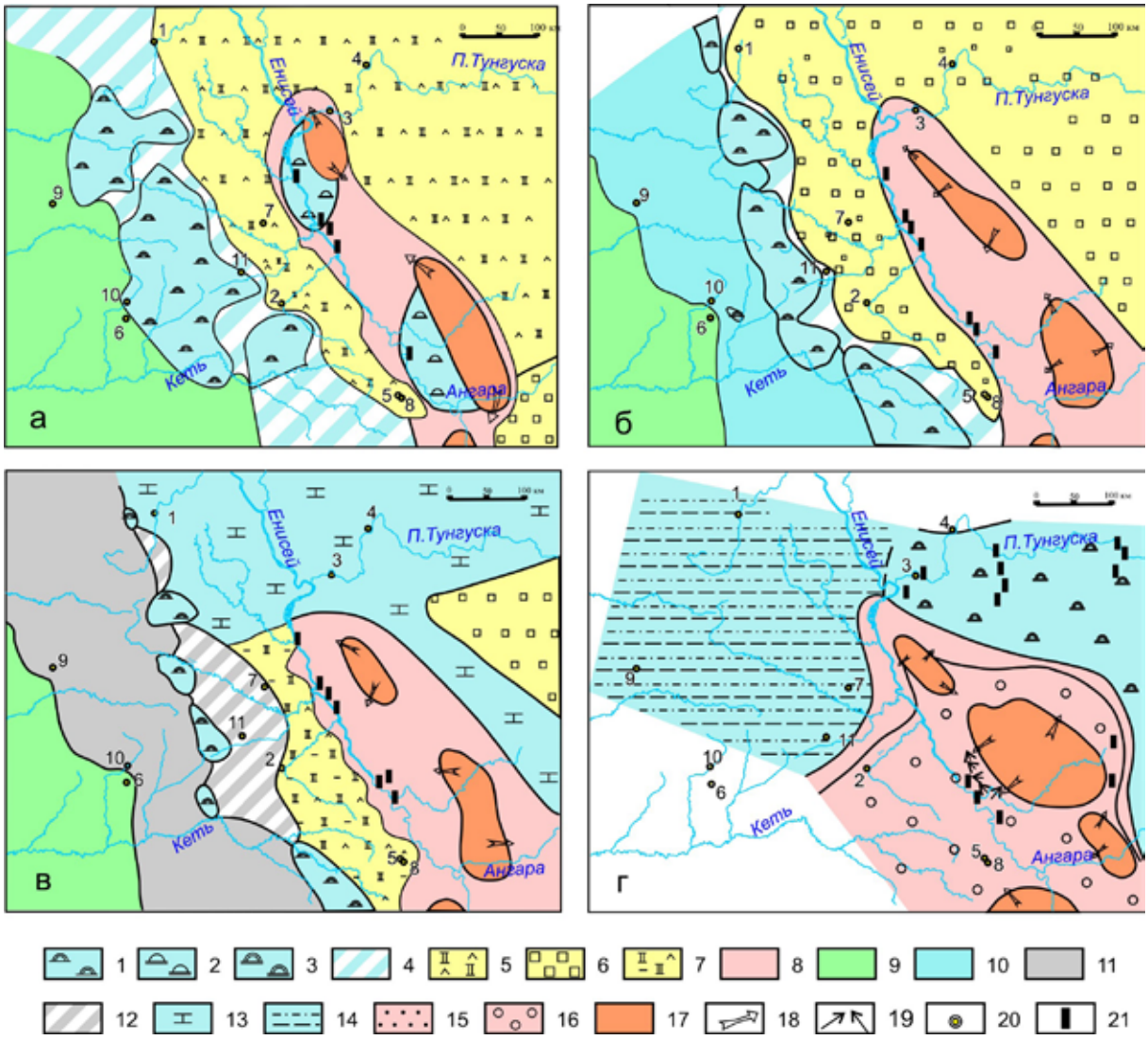
В раннем кембрии (усольское время) площадь терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений в западной части района по сравнению с поздним вендом несколько сократилась за счёт разрастания на запад унаследованной от поздневендского времени рифовой системы (рисунок б). Барьерный риф, следуя далее в направлении современного течения Енисея, соединялся на севере с рифовой системой Игаро-Норильской фациальной области (Конторович, Савицкий, 1970). Можно предположить, что в задуговом бассейне у западной границы Предъенисейского осадочного бассейна рифогенные массивы тяготели к остаточным вулканическим дугам, образующим положительные формы рельефа. В пределах самой барьерной рифовой системы в раннекембрийское время по сравнению с поздневендским изменилось соотношение площадей распространения собственно рифовых построек и сопутствующих им шлейфовых фаций. Произошло формирование широкой (до 100 км) полосы отложений передового шлейфа на открытой стороне шельфа. В контурах Приенисейского солеродного суббассейна (залива), как и в прилегающей части Восточно-Сибирского солеродного бассейна, происходило преимущественное отложение каменной соли. В прибрежной части гряды Енисейских палеоостровов формировались терригенно-карбонатные и обломочные карбонатные отложения. При этом карбонатные обломки поступали в прибрежную полосу в том числе и за счёт разрушения окаймляющих острова водорослевых рифов.

В позднетойонский-раннеамгинский век (пайдугинское время) происходило формирование углеродсодержащих отложений пайдугинской свиты (рисунок в). Это время

характеризуется наиболее высоким стоянием уровня моря. Площадь развития барьерной рифовой системы значительно сократилась, она превратилась в цепочку обособленных водорослевых рифов, между которыми существовали широкие проходы, обеспечивающие значительно более свободное поступление морских вод нормальной солёности в восточном направлении. Высокий уровень морских вод, обусловленный, по-видимому, эвстатическими причинами, и направленность течений на восток способствовали накоплению углеродсодержащих планктоногенных кремнисто-глинисто-карбонатных осадков пайдугинской свиты, являющихся типичными представителями отложений доманикового (куонамского) типа. Наиболее высокие содержания углеродистого и автохтонного кремнистого вещества характерны для предрифовой части бассейна (разрезы скважин Восток-1 и 3). В тыловой части рифового барьера исчезает кремнистое вещество, чёрная окраска пород сменяется тёмно-серой. Этот уровень к востоку от рифа прослеживается в первую очередь по повышенным значениям ГК в карбонатных породах. Пайдугинская свита замыкает на юго-западе полукольцо доманиковых отложений (иниканская, куонамская, синская, шумнинская свиты), существовавшее в тойонско-амгинское время по периферии Сибирской платформы (Конторович, Савицкий, 1970).

В пределах заливообразного Приенисейского солеродного суббассейна в это время происходит преобладающее отложение пород смешанного ангидрит-доломит-глинистого состава с признаками штормового перемыва первичных осадков. К северо-востоку за пределами палеозалива на территории Восточно-Сибирского солеродного бассейна преобладают известковые отложения нормальной солёности, и только в левобережье верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски в пределах Камовского свода в начале амгинского века происходит накопление каменной соли (Мельников, 2009). В разрезах карбонатно-терригенных отложений вблизи гряды Енисейских палеоостровов не отмечается сколько-нибудь заметной примеси углеродистого вещества.

В позднем кембрии в позднеэвенкийское время на северо-западе заполнение предрифовой впадины, стремительно начавшееся в позднеамгинское время, ко времени формирования позднеэвенкийских отложений полностью закончилось. Рифовая гряда северо-западного простирания, развитая в пространстве между скважинами Восток-1 и 3 на западе и скважиной Восток-4 на востоке, перестала существовать (рисунок г). Некомпенсированная в пайдугинское время предрифовая впадина полностью заполнилась осадками. Рифовая гряда, вероятно, мигрировала далеко на запад, она продолжала быть одним из основных источников тонкообломочного карбонатного материала. Строматолитовые образования в виде единичных маломощных слоев, встречающиеся в разрезе скв. Восток-4, 1, представляют, судя по всему, единичные лоскутные биостромы. Область массового развития строматолитовых построек локализовалась на северо-востоке (рисунок г), где в приграничной части Сибирской платформы в тылу Енисейского островного архипелага сформировалась в позднеэвенкийское время обширная Вельминская водорослевая банка, с которой были связаны меденосные отложения (Мирошников и др., 1981). В северо-западной части изученной территории в левобережье Енисея преобладали глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатно-шламовые красноцветные, пестроцветные осадки в сравнительно мелководном бассейне с довольно плоским выровненным дном. На мелководность указывают маломощные редкие, но распределённые по всему разрезу прослои строматолитов и оолитов. Часть тонкокристаллических доломитов, по-видимому, имеет эвапоритовое происхождение. В сравнительно мелководном обширном водоёме господствовала штормовая седиментация — преобладали штормовые турбидиты с более редкими прослоями интракластовых штормовых брекчий. Глубины бассейна, должно быть, не превышали базиса катастрофического волнения. В осадках в качестве примеси постоянно присутствует вулканогенный материал (вулканогенный кварц, кристобалит, кислые эффузивы, трахиты, туфы, редко базальтоиды), свидетельствуя о сравнительной близости расположенной на западе вулканической дуги. На это указывает как увеличивающееся количество вулканогенной примеси в разрезе Восток-1 по сравнению с расположенным восточнее разрезом Восток-4, так и повышенная палеосейсмичность этой части бассейна. Глинисто-карбонатные пакеты переслаивания и глинистые толщи с редкими слойками песчаного материала в раннем диагенезе в результате палеосейсмических толчков подверглись



Литолого-палеогеографические схемы Предъенисейского бассейна и смежных территорий Сибирской платформы. а — венд, немакит-далдынский век, пойгинское, собинское, раннелебяжинское время; б — ранний кембрий, усольское время; в — ранний – средний кембрий, позднетойонское-раннеамгинское (пайдугинское) время; г — поздний кембрий, позднеэвенкийское время.

Условные обозначения: 1 — строматолитовые барьерные рифы; 2 — строматолитовые прибрежные (приостровные) окаймляющие рифы; 3 — строматолитовые банки; 4 — тыловые шлейфы рифовой системы (обломочные известковые, доломитовые отложения); 5–7 — эвапоритовые отложения эпиконтинентального моря: 5 — ангидрит-доломитовые; 6 — с преобладанием галита; 7 — глинисто-ангидрит-доломитовые; 8 — терригенные и обломочно-карбонатные (с признаками эвапоритизации) отложения прибрежной зоны эпиконтинентального моря с изменчивой солёностью вод и непостоянной береговой линией; 9 — терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения задугового (окраинного) бассейна (активная часть окраинного моря); 10 — карбонатные отложения открытого шельфа и континентального склона (передовые шлейфы рифовой системы, склоновые и бассейновые отложения; 11 — доманикиты (углеродистые, углеродсодержащие глинисто-кремнистые, карбонатно-глинистые пиритсодержащие отложения); 12 — углеродсодержащие ангидрит-глинисто-карбонатные отложения; 13 — известковые отложения мелководного эпиконтинентального моря нормальной солёности; 14 — карбонатно-алеврито-глинистые отложения эпиконтинентального моря нормальной солёности; 15 — отложения нижней морской молассы (конгломераты, гравелиты, грубо-, крупнозернистые песчаники); 16 — прибрежно-морские песчаные отложения; 17 — область размыва и сноса (островная суша с расчленённым рельефом); 18 — общее направление сноса; 19 — направление палеотечений по замерам косой слойчатости; 20 — скважины, использованные для составления литолого-палеогеографических схем (1 — Елогуйская-1, 2 — Касская-1, 3 — Лебяжинские-1,2, 4 — Лиственничная-1, 5 — Тыйская-1, 6 — Вездеходная-4, 7 — Лемок-1, 8 — Аверинская-150, 9 — Восток-1, 10 — Восток-3, 11 — Восток-4); 21 — местоположение разрезов по естественным обнажениям

будинированию, брекчированию и нередко практически полной гомогенизации в случае преобладания первичных неяснослойчатых глинистых осадков. Красноцветность отложений связана, надо полагать, не только с аридным климатом, но и с присутствием в осадках тонкой тефры, окислявшейся в процессе извержения и при транспортировке в мелководных морских обстановках. Ещё одним источником красноцветного железоокисного материала могут служить продукты выветривания выведенных в зону размыва (Енисейские палеоострова) грандиозных скоплений гематитовых руд в позднем рифее Енисейского кряжа (нижнеангарская свита).

Енисейские палеоострова были окружены шлейфом морских грубообломочных и песчаных осадков. Он протягивался далеко на юго-запад от палеоостровов. В строении терригенной толщи отмечается отчётливо проявленный регрессивный характер, что хорошо прослеживается в наиболее мощных разрезах как, например, в разрезе по р. Кия. Здесь в нижней части толщи тонкозернистые песчаные отложения разбавляются обломочным карбонатным материалом, выше появляются гравийные отложения, а венчают разрез валунные конгломераты. Состав конгломератов в нижней части практически мономиктовый — резко преобладают плагиограниты (известняки встречаются в качестве экзотических обломков). Здесь же среди валунных конгломератов установлены прослои известняков, имеющих облик ледниковых покровных карбонатов. В верхней части конгломератовой толщи (устье р. Трифонки (приток р. Кии), устьевая часть р. Большой Пит) в связи с усилением общего воздымания островной территории среди обломков появляется весь спектр составов осадочных и магматических пород рифея Енисейского кряжа.

Работа выполнена при частичной поддержке Интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН № 50.

Литература

Конторович А.Э., Савицкий В.Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Вып. 106. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1970. С. 95–108.

Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40 (7). С. 1022–1031.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 147 с.

Мирошников А.Е., Лайкович С.С., Шклярик Г.К. Приангарский меденосный бассейн. М., 1981. 109 с.

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ЛИТОГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА В МАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОЛОСЧАТЫХ РУДАХ МАУКСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.П. Сафина[1,2], С.П. Масленникова[1]

[1]Институт минералогии УрО РАН, Миасс, safina@ilmeny.ac.ru
[2]Филиал Южно-Уральского государственного университета, Миасс

На примере полосчатых руд интенсивно метаморфизованного Маукского колчеданного месторождения рассматриваются индикаторные вещественно-структурные признаки литогенеза и метаморфизма — строение, минеральный состав и геохимические особенности.

Месторождение, расположенное в зоне Главного Уральского разлома на самом узком участке смыкания Тагильской и Магнитогорской вулканогенных колчеданоносных зон, выделяется среди других колчеданных объектов высокой степенью метаморфизма руд и пород в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма (Прокин и др., 1988). Маукское месторождение относится к колчеданному оруденению бесси типа (Масленников, 2006). Согласно реконструкциям, месторождение является сильно разрушенным сульфидным холмом, сложенным переотложенными пластообразными рудными телами в вулканогенно-

осадочной базальт-терригенной толще. Признаки первичного обломочного происхождения руд затушеваны метаморфическими преобразованиями. Несмотря на это, на месторождении установлено присутствие брекчиевых руд, сложенных изометричными обломками пирита, и обилие полосчатых руд, представляющих собой переслаивание преобразованных сульфидных песчаников с хлоритолитами и хлорит-магнетитовыми отложениями (Масленников, 2006; Сафина, Аптикеев, 2010). По минеральному составу среди полосчатых руд выделены магнетит-пиритовые, магнетит-пирит-пирротиновые и сфалерит-магнетит-халькопирит-пиритовые разности.

В первом типе полосчатых руд преимущественно пиритовые и магнетитовые прослои мощностью до 3 см чередуются с нерудными прослоями. В подошве нередко наблюдаются механоглифы, фиксирующие асимметричное продавливание рудного материала в подстилающий прослой. Во втором и третьем типах руд полосчатость улавливается благодаря линейному расположению отдельных фрагментов, представленных пиритом, магнетитом или халькопиритом. Полосчатость прерывистая, извилистая, завихряющаяся. Также в этом типе руд встречены оползневые деформации и микроскладчатость. Часто отмечается плойчатая полосчатость.

На основе детальных микроскопических исследований, дополненных структурным травлением, методом магнитной порошкографии и локального микроанализа (ЛА-ИСП-МС), определены текстурно-структурные, морфологические и минералого-геохимические признаки преобразования исходных обломочных руд в условиях литогенеза и метаморфизма. Помимо этого проведен сравнительный анализ руд изучаемого объекта с рудами колчеданных месторождений Урала, метаморфизованных в разной степени.

Для пирита-I в метаморфизованных полосчатых рудах Маукского месторождения характерны обломки и реликты первичных гидротермально-осадочных форм (тонкозернистые участки с колломорфным строением) и сингенетические зональные разновидности, характерные для слабо метаморфизованных колчеданных месторождений (Ярош, 1973). Отмечается регенерация обломков — обрастание оторочками новообразованного пирита, что характерно для позднедиагенетических кристаллов пирита, концентрирующихся в слоистых рудах слабо- и умеренно-метаморфизованных колчеданных объектах (Сафина, Масленников, 2007).

Кристаллы пирита (II) в полосчатых рудах не достигают совершенной формы в виду их роста в уплотненной среде, что возможно в условиях катагенеза и метагенеза (Япаскурт, 2008). Они обладают заливчатыми очертаниями из-за вдавливаний сосуществующих кристаллов пирита при их совместном росте, а также гранозернистой структурой и дырочным типом проводимости, характерным для пиритов осадочных (рудокласты) или гидротермально-осадочных (диагенетических) руд (Богуш, Бурцев, 2004). Межзерновые пространства между метаморфизованными кристаллами пирита и пустоты заполнены поздним пластинчатым пиритом (III) с деформациями, возникшими, вероятно, в результате гравитационного уплотнения осадка.

Избирательное и интенсивное замещение халькопирита пластинчатым клиноферросилитом в полосчатых и брекчиевых рудах может являться проявлением ката- или метагенетических изменений. Так, например, в тонкослоистых рудах Яман-Касинского месторождения поздний диагенетический халькопирит подвержен регенерации с образованием каймы из вростков железистого хлорита. Такие вторичные структуры, известные как щиповидные, проявляются на конечных этапах катагенеза, или стадии метагенеза (Япаскурт, 2008). Замещение халькопирита хлоритом в широких масштабах представлено в метаморфизованных рудах Северного Урала (Ярош, 1973).

Особенностью кристаллов метаморфогенного пирита (IV) с зональностью II рода и азональной каймой является обрастание каймами нерудных минералов, а также присутствие пойкилитовых включений акцессорных минералов: никельсодержащих кубанита, пирротина и макинавита. Кристаллы метаморфогенного пирита в прослоях с преобладанием магнетита отличаются дырчатой структурой, ранее описанной для метаморфизованных колчеданных руд (Богуш, Бурцев, 2004). В таких кристаллах пирита присутствуют включения нерудных минералов (авгит, ферросиллит), захваченные при перекристаллизации и магнетита-II.

Пирротин в полосчатых магнетит-пирит-пирротиновых рудах характеризуется гранозернистой структурой и зональным строением с чередованием немагнитной и магнитной модификаций. Сравнительный анализ магнитных свойств пирротинов в полосчатых рудах контактово-метаморфизованных (Тарньерское, Западное, Северный и Полярный Урал, соответственно) и регионально-метаморфизованных (Юлукское, Южный Урал) объектов также указывает присутствие двух модификаций пирротина. С помощью структурного травления в пирротинах контактово-метаморфизованных объектов выявлены двойники деформации в виде изогнутых пластин, различающихся по магнитным свойствам, и редко участки, сложенные мелкозернистым пирротином, состоящим из изометричных зерен. Субгедральные и эвгедральные кристаллы пирротина регионально-метаморфизованных объектов отличаются зональным строением: ядром со смятыми волнисто-линзообразными пластинками и каймой пластинчатого строения, ориентированной перпендикулярно ядру также с выдержанной толщиной пластинок и отсутствием деформаций.

Магнетит в полосчатых рудах Маукского месторождения является поздним минералом по отношению к сульфидным и некоторым нерудным минералам. В прослоях, в которых сохранились ранние генерации пирита, концентрируется псевдоморфный магнетит-I. Большая часть магнетита — это суб- и эвгедральные кристаллы (магнетит-II) с признаками наложенных деформаций, приуроченные к сульфидным минералам, испытавшие наибольшую перекристаллизацию в результате постдиагенетических преобразований. Так, в полосчатых разностях магнетит-II — результат коррозии, регенерации и трансформации сульфидных и нерудных минералов, что подтверждается его концентрированием на фоне кристаллов клиноферросилита.

Установлено избирательное концентрирование магнетита в пределах прослоев. Так, в подошве концентрируются сегрегации магнетит-халькопирит-пиритового состава, а в кровле — зерна магнетита с включениями пирротина, срастаний макинавита или кубанита с халькопиритом. В этом же направлении возрастает количество клиноферросилита и авгита. В подошве нерудные минералы наиболее интенсивно корродируют халькопирит. Асимметричная минералогическая зональность в пределах прослоев является аргументом в пользу последовательного преобразования исходных обломочных отложений, которые отмечаются в рудокластических слоях слабометаморфизованных месторождений Южного и Среднего Урала (Сафина, Масленников, 2008).

Две генерации магнетита Маукского месторождения отличаются по содержаниям элементов-примесей. Результаты ЛА-ИСП-МС анализа показали следующие вариации содержаний основных компонентов. Мелкокристаллический магнетит-I, заместивший ранние генерации пирита и халькопирита, обогащен Mn (131,02–354,44 г/т) при повышенных содержаниях Ti (56,65–75,35 г/т) и V (34,0–40,72 г/т), а кристаллы магнетита-II — Mn (480,84–656,61 г/т). Марганец, также как титан и ванадий, судя по равномерному распределению, является изоморфной примесью в магнетитах. Примесь титана в магнетите-II отмечается также в сосуществующих с ним кристаллах пирита, клиноферросилите и ферросилите — продуктах метаморфических преобразований руд изучаемого месторождения.

Помимо этого две разновидности магнетита характеризуются накоплением меди и цинка, а также свинца, мышьяка и сурьмы (магнетит-I). Концентрация этих элементов свидетельствует в пользу присутствия реликтовых микровключений рудных минералов, что подтверждается микроскопически. Примеси Ba и U в магнетите-I могут отражать наличие в кристаллах магнетита микровключений породообразующих минералов. Для магнетита-II обычной является ассоциация с сульфидами: пиритом-IV (Co), халькопиритом (Cu, Se), сфалеритом (Mn) — или нерудными минералами в кровле прослоев. Появление теллура, селена и висмута, очевидно, обязано микровключениям новообразованных акцессорных минералов, среди которых был обнаружен теллуровисмутит, селен и теллурсодержащий галенит, гессит. В целом в двух разновидностях магнетита содержания титана, хрома, ванадия, меди, цинка, марганца, бария и урана значительно выше по сравнению с сосуществующими сульфидами, а по содержаниям свинца, серебра, висмута и теллура они сопоставимы.

Таким образом, полученные данные отражают эволюцию обломочных сульфидных отложений применительно к рудно-формационному типу колчеданных месторождений — бесси. Установлены признаки преобразования исходных обломочных руд в условиях диагенеза, катагенеза, метагенеза и последующего метаморфизма. Конечным продуктом являются метаморфогенные кристаллы пирита и магнетита с включениями акцессорных минералов систем Pb, Bi – Te; Bi – Te; Ag – Te. Обобщение данных по геохимии элементов-примесей в магнетитах полосчатых руд отражает поступление в раствор большинства элементов-примесей на стадии регрессивного метаморфизма в результате коррозии и регенерации исходных минералов-концентраторов этих элементов (гиалокластического материала, гидротермально-осадочных сульфидов, теллуридов, сульфотеллуридов и т.д.), присутствовавших на ранних стадиях процесса преобразования и сохранившихся в виде реликтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Президиума РАН № 23 (№ 12-П-5-1003), ГК № 14.740.11.1048.

Авторы благодарят профессоров В.В. Масленникова, Р. Ларжа, Л. Данюшевского за помощь при выполнении ЛА-ИСП-МС анализов.

Литература

Богуш И.А., Бурцев А.А. Онтогенический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.

Масленников В.В. Литогенез и рудообразование. Миасс: Имин УрО РАН, 2006. 384 с.

Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО РАН, 1988. 241 с.

Сафина Н.П., Аптикеев Е.Р. Признаки обломочного строения сульфидно-магнетитовых руд Маукского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Материалы Шестнадцатой научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов». Миасс: УрО РАН, 2010. С. 128–131.

Сафина Н.П., Масленников В.В. Состав и продукты придонного преобразования обломочных сульфидных отложений в рудных залежах Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений (Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 130–140.

Сафина Н.П., Масленников В.В. Литолого-минералогическая зональность сульфидных циклитов Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений // ДАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 804–806.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ садочного процесса // Литосфера. 2008. № 4. С. 364–377.

Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.

МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ПРОТЕРОЗОЯ ЕВРАЗИИ (ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

В.Т. Сафронов

Геологический институт РАН, Москва, safronov_vt@mail.ru

В настоящее время присутствие карбонатных отложений известно на всем доступном геологическому изучению отрезке истории Земли. При этом карбонатные породы докембрия несут важную информацию о ранних этапах седиментации, о возникновении и развитии жизни на Земле. С карбонатными толщами довольно часто связаны месторождения и проявления ряда рудных полезных ископаемых (Pb, Zn, Mn и др.). Кроме того, известно, что карбонатные породы содержат не менее 40 % мировых запасов нефти, хотя по различным оценкам составляют 16–25 % осадочной оболочки Земли, да и сами карбонатные породы представляют собой важное полезное ископаемое. Таким образом, изучение карбонатных толщ имеет большое научное и практическое значение.

В данной работе будут рассмотрены метакарбонатные отложения протерозоя в разных районах Евразии (хапчанская серия Анабарского щита 2,4–2,1 млрд лет; метакарбонатные породы бумбугерского (PR_1) и ульдзитгольского (R_{1-2}) комплексов Байдарикского блока Центральной Монголии; кальцифиры гранулитового комплекса (PR_1) Балтийского щита и метакарбонатные толщи (2,1–1,92 млрд лет) Северо-Карельской синклинальной зоны Балтийского щита.

В пределах **Анабарского щита** метакарбонатные породы (мраморы, кальцифиры) наиболее широко развиты в верхних частях разреза, где они входят в состав карбонатно-гнейсовой ассоциации, которая наблюдается в виде двух полос в пределах западной (вюрбюрская серия) и восточной (хапчанская серия) окраин щита (Розен и др., 1990 и др.).

В составе вюрбюрской серии метакарбонатные породы (кальцифиры) составляют до 7 % разреза. Кальцифиры данной серии представлены в основном кальцитовыми разностями и наблюдаются в виде линзовидных тел мощностью от первых метров до первых десятков метров и протяженностью до сотен метров. Сложены кальцифиры в основном кальцитом, диопсидом, скаполитом, кварцем, ± плагиоклаз, ± ортоклаз.

В составе хапчанской серии метакарбонатные породы (мраморы и кальцифиры) составляют до 15 % разреза свиты и представлены протяженными горизонтами (до 8–12 км в длину и мощностью до первых сотен метров). Метакарбонаты хапчанской серии в основном представлены кальцитом, диопсидом, скаполитом, ± плагиоклаз, ± кварц.

Проведенные литохимические пересчеты метакарбонатных пород показали, что исходными отложениями кальцифиров вюрбюрской серии, видимо, были песчано (существенно кварцевые)-карбонатые осадки, а первичными отложениями метакарбонатов хапчанской серии — песчанисто-глинисто-карбонатные (преимущественно кальцитовые) осадки (Розен и др., 1990 и др.). Изотопный состав углерода кальцита кальцифиров вюрбюрской серии имеет значения $\delta^{13}C$=9,3÷11,6 ‰ и, видимо, свидетельствует, что формирование исходных отложений происходило в эвапоритовых условиях, а изотопный состав углерода карбонатных пород хапчанской серии ($\delta^{13}C$= −3,5÷0,5 ‰) характерен для карбонатов, сформировавшихся на шельфе открытого моря (Розен и др., 1990 и др.). Повышенные содержания в отдельных разрезах Ba (до 500 г/т), Sr (до 2500 г/т), присутствие сульфат-иона в скаполите, изотопно-тяжелого углерода, говорит об эвапоритовых условиях формирования исходных отложений в некоторых частях палеобассейна.

В разрезе **Байдарикского блока докембрия Центральной Монголии** метакарбонатные породы известны в составе бумбугерского (PR_1) и ульдзитгольского (R_{1-2}) комплексов (Митрофанов и др., 1981 и др.). В составе бумбугерского комплекса метакарбонатные породы (мраморы) слагают пласты от 1–2 до 6–8, иногда до 15–20 м мощности. Породы обычно белые, светло-серые, но иногда имеют полихромную окраску (от белого, светло-желто-зеленого до янтарно-желтого, ярко-зеленого) и состоят из кристаллов доломита, кальцита с небольшими количествами кварца, флогопита, пироксена и оливина. Изредка отмечаются небольшие (1–2 мм) чешуйки графита. По значениям коэффициента доломитности (M=MgO/CaO+MgO, %) данные породы относятся к ряду известково-доломитовых — доломитовых мраморов, а по содержаниям SiO_2 и CO_2 — к карбонатным отложениям с силикатной (песчанистой) примесью.

В вышележащем ульдзитгольском комплексе карбонатные породы представлены двумя пачками: нижняя пачка — светло-серые известковистые доломиты мощностью 20–25 м. Верхняя пачка (25–30 м) сложена известняками, которые по коэффициенту доломитности (M) составляют ряд от чистых известняков до доломитовых известняков. Заканчивается разрез ульдзитгольского комплекса толщей углеродсодержащих филлитовых сланцев. Довольно часто карбонатные породы данного комплекса имеют разные оттенки серого цвета, что обусловлено присутствием в их составе тонкораспыленного углеродистого вещества, о биогенности которого свидетельствуют находки в них следов жизнедеятельности сине-зеленых водорослей (строматолитов, онколитов) и органических остатков (Бойшенко, 1978 и др.). Литохимические пересчеты карбонатных метапород на нормативно-минеральный состав по методу (Розен и др., 2003) показали, что исходными отложениями данных пород, видимо, были как чисто карбонатные (силикатной примеси менее 5 %), так и отложения, содержащие заметные количества (5–25 % и более) силикатных минералов (кварц, полевые шпаты) и практически не содержащие глинистых минералов, т. е. среди исходных отложений, вероятно, присутствовали только породы ряда песчаник (алевролит) – карбонат. Характерной особенностью метакарбонатных пород двух комплексов являются пониженные, относительно карбонатов фанерозоя (Turekian, Wedepohl, 1961), содержания ряда петро- и микроэлементов (Al, Mn, K, Cr, Ni, V, Zn, Zr, Pb). Во всех проанализированных образцах присутствует Sr, причем минимальные содержания (среднее

по 4 образцам — 56 г/т) приурочены к доломитовым мраморам бумбугерского комплекса, а максимальные — к толще известняков ульдзиггольского комплекса (среднее по 10 образцам — 1929 г/т), что более чем в три раза превышает его кларк (610 г/т) в карбонатах фанерозоя по (Turekian, Wedepohl, 1961). При этом во всех изученных образцах отмечается корреляционная зависимость содержаний Sr от количества Ca, т.е. метаморфизм не нарушил связь Sr с Ca, характерную для карбонатных отложений фанерозоя. Повышенные содержания Sr в известняках R_{1-2}, возможно, объясняются заметным присутствием в исходных отложениях арагонита и высокомагнезиального кальцита, являющихся концентратором Sr. Можно предположить, что метакарбонатные отложения бумбугерского комплекса PR_1 формировались в морском палеобассейне вблизи береговой линии, а осадконакопление карбонатов ульдзитгольского комплекса происходило в мелководном палеобассейне, в котором были развиты сине-зеленые водоросли и отмечались признаки засолонения.

Кальцифиры **гранулитового комплекса Балтийского щита.** В составе гранулитового пояса, кроме кислых и основных гранулитов, в небольших количествах присутствуют и метакарбонатные породы (кальцифиры). Это светло-серые среднезернистые породы, часто имеющие полосчатую текстуру, обусловленную микрослоистым распределением цветных минералов. Они состоят из кальцита, доломита, кварца, полевого шпата, диопсида, оливина, граната с примесью флогопита, апатита, скаполита, рудных. Данные кальцифиры по содержаниям CaO и MgO и их соотношениям подразделяются на доломитовые и известковые (кальцитовые) разности, а по количеству силикатной примеси — на силикатно-карбонатные (CO_2=20–30 %) и карбонатно-силикатные (CO_2<20 %).

Литохимические пересчеты кальцифиров на нормативно-минеральный состав по методу (Розен и др., 2003) показали, что исходными отложениями, вероятно, были песчано(алеврито)-карбонатные осадки, в которых обломочная часть была представлена главным образом кварцем и в меньшей мере кислым плагиоклазом, а глинистая составляющая — небольшим количеством иллита и хлорита. Карбонатная компонента первичных отложений состояла из кальцита и доломита, т. е. среди исходных отложений наиболее был развит литогенный ряд: песчано (алеврито)-карбонатные осадки. Можно предположить, что подобные отложения формировались в прибрежной мелководной части палеобассейна, о небольшой глубине говорит и факт присутствия в составе метакарбонатов биогерма строматолитов (Ивлиев, 1971), которые, как известно, формировались на глубинах до 40–60 м. Повышенные содержания ряда индикаторных элементов (Fe, Mn, Cr до 100–170 г/т, Ni до 85–210 г/т, Sc до 25–32 г/т, Pb до 25–51 г/т, Zr и др.) свидетельствуют, что обломочный материал, поступавший в палеобассейн, был производным широкого круга пород (ультраосновные-основные – средние-кислые).

Присутствие в составе кальцифиров и вмещающих пород графитовой минерализации и следов жизнедеятельности простейших организмов (строматолитов) говорит о наличии органической жизни в палеобассейне седиментации. Значительные концентрации Sc (среднее по 13 образцам — 22 г/т), положительная корреляция Rb с K, Ti и V с Al указывают на осадочное, хемогенно-осадочное происхождение кальцифиров гранулитового пояса Балтийского щита.

Довольно широко распространены метакарбонатные породы в пределах **Северо-Карельской синклинальной зоны** Балтийского щита, где в разрезах Куолаярвинского и Кукасозерского синклинориев наблюдаются пласты, пачки, сложенные метакарбонатными породами.

В пределах Куолаярвинского синклинория метакарбонатные породы (доломиты, известняки) присутствуют в составе соваярвинской свиты, которая прослеживается в меридиальном направлении на расстояние 60–80 км, причем в южной части свиты карбонатные породы составляют большую часть разреза. В северной части свиты метакарбонаты представлены линзами и горизонтами серых, темно-серых доломитов мощностью до 10 м. Порода состоит из зерен доломита, кальцита, кварца, полевого шпата, амфибола (до 5 %). Довольно часто в этих породах присутствует тонкодисперсное углеродистое вещество, которое распределяется или равномерно по всей породе, или в виде микрослойков мощностью от 0,02–0,04 до 0,25–0,8 мм, причем углеродсодержащие слойки сложены более мелкозернистым карбонатом, чем слойки без углерода. По содержанию силикатной примеси изученные породы представлены либо чисто

карбонатными породами (CO_2>40 %), либо породами с силикатной примесью (CO_2 30–40 %), либо породами смешанного состава (20–30 %), а по коэффициенту магнезиальности (M=MgO/CaO+MgO, %) они образуют ряд от известково-доломитового до доломитового мрамора. Данные литохимических пересчетов по методу (Розен и др., 2003) показывают, что исходными отложениями исследованных пород были как чисто карбонатные, так и силикатно-карбонатные осадки. В последних обломочная часть была представлена в основном кварцем и плагиоклазом, а глинистая — небольшим количеством иллита и хлорита.

В разрезе Кукасозерского синклинория метакарбонатные породы наблюдаются в пределах хирвинаволокской свиты, где они составляют значительную часть III пачки свиты и полностью слагают IV пачку (50–100 м). Метакарбонатные породы свиты хирвинаволок, представленные кальцитовыми, доломитовыми мраморами, карбонатными сланцами, имеют различную окраску (белые, серые, темно-серые, черные, весьма редко красные), обусловленную наличием или отсутствием в составе пород пигментирующего углеродистого вещества. Главными минералами являются: в доломитовых мраморах — доломит (до 90–93 %), в кальцитовых — кальцит (до 93 %), второстепенными — кварц, полевой шпат, амфибол, рудные. Углеродистое вещество, так же как и в метакарбонатах свиты соваярви, распределяется или равномерно по породе, или в виде микрослойков мощностью от сотых долей до 1 мм, причем содержание углеродистого вещества в свите хирвинаволок значительно выше, чем в свите соваярви. Так, в доломитовых мраморах свиты хирвинаволок среднее содержание $C_{орг}$ (по 4 образцам) равно 1,05 %, а в кальцитовых мраморах среднее содержание (по 6 образцам) — 2,76 % $C_{орг}$, что значительно выше, чем в карбонатах фанерозоя — 0,28 % (Ронов и др., 1996). Проведенные литохимические пересчеты метакарбонатов данной свиты показывают, что исходными отложениями были как чисто карбонатные осадки, так и содержащие то или иное количество силикатной примеси, причем в обломочной части преобладал кварц и в меньшем количестве плагиоклаз, глинистая составляющая осадка была представлена незначительными количествами иллита и хлорита.

Содержания ряда микроэлементов (Cr, Mn, Ge, Ga, Mo, Pb, V, Ti) в исследованных породах сопоставимы с содержаниями этих элементов в карбонатных отложениях фанерозоя, при этом почти все микроэлементы в породах свиты соваярви содержатся в несколько больших количествах, чем в мраморах свиты хирвинаволок, что, возможно, объясняется более низкой степенью метаморфизма пород свиты соваярви и большей насыщенностью этих пород вулканогенным материалом основного состава.

Изотопно-кислородный состав изученных метакарбонатов характеризуется достаточно узким диапазоном (от 12,6 до 19,5 ‰) значений $\delta^{18}O$, что соответствует значениям первично-осадочных, затем метаморфизованных карбонатов. Часть метакарбонатов свиты хирвинаволок содержат значимые количества $C_{орг}$ (от 0,79 до 8,20 %), что находит отражение в их изотопном составе ($\delta^{13}C$ от −1,1 до −17,2 ‰), формирующимся при участии биогенной изотопно-легкой углекислоты. В то же время безуглеродистые породы обогащены изотопно-тяжелым углеродом ($\delta^{13}C$ от 3,3 до 8,6 ‰), что, по-видимому, объясняется биогеохимическими процессами на стадии диагенеза. Изотопный состав углерода метакарбонатов свиты соваярви характеризуется более узким (от 0,5 до 10,0 ‰) диапазоном значений $\delta^{13}C$, что также, вероятно, объясняется микробиально-диагенетическими преобразованиями ОВ и карбонатов.

Таким образом, формирование изученных метакарбонатных пород происходило в результате метаморфизма карбонатных, силикатно-карбонатных отложений, причем преобладающей частью силикатной примеси являлся кварц и в меньшей мере плагиоклаз, т. е. среди исходных осадков был развит ряд песчаник (алевролит) – карбонат.

Формирование карбонатных отложений происходило, по-видимому, в мелководной части морских палеобассейнов вблизи берегой линии, о чем говорят находки строматолитов, онколитов, наличие песчанистого материала, а также небольшие мощности пород, иногда линзовидные формы их нахождения. Повышенные содержания (Sr, F, Ba), данные изотопных анализов свидетельствуют, что иногда седиментогенез карбонатных отложений происходил в условиях эвапоритизации палеобассейнов.

Довольно часто исследованные метакарбонатные породы содержат в своем составе углеродистое вещество (графит), а также следы жизнедеятельности простейших организмов (строматолиты, онколиты, органические остатки), причем это характерно для метакарбонатных отложений докембрия всего земного шара. При этом большинство находок органических остатков, строматолитов приурочено к метадоломитам (Сафронов, 1981 и др.). Это, по данным (Рухин, 1969; Davies et al., 1975 и др.), объясняется тем, что ОВ, органические остатки способствуют формированию первично-осадочных доломитов.

Литература

Бойшенко А.Ф. О возрасте пород метаморфического комплекса Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 48–56.

Ивлиев А.И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова // ДАН СССР. 1971. Т. 198, № 3. С. 661–664.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.

Розен О.М., Злобин В.Л., Сынгаевский Е.Д. Метаморфизованные карбонатные породы гранулитового комплекса Анабарского щита: особенности первичного состава и осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 72–81.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Сафронов В.Т. О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 97–103.

Davies Peter J., Ferguson James, Bubela B. Dolomite and organic material // Nature. 1975. V. 255. № 5508. P. 472–474.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some magor units of the Earth`s crust // Bull. Geol. Soc. Amerika. 1961. V. 72. P. 175–192.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В ОКЕАНЕ

В.Н. Свальнов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, tania@blackout.ru

Основу геохимических построений, как правило, составляет литостратиграфия, которая базируется на изменениях комплексов микроорганизмов, петрографическом составе осадков, их окраске, плотности, влажности, соотношении фракций, на характере границ раздела, текстурных и структурных особенностях и т.д. (Свальнов, 1991). Так, в Центральной котловине Индийского океана (как и в Тихом океане) в основании вскрытого неоген-четвертичного пелагического разреза залегают существенно аутигенные окисленные «немые» эвпелагические глины, главными компонентами которых служат аутигенные цеолиты (филлипсит), смектиты и железо-марганцевые микроконкреции (МК), весьма характерны также зубы акул и другие фрагменты костей. Эти глины в среднем обеднены (%) органическим углеродом (0,13), аморфным кремнеземом (1,64) и $CaCO_3$ (0,75), но обогащены Fe (7,76), Mn (1,40) и Ti (0,38) (Свальнов, 1991).

Выше по разрезу эвпелагические глины постепенно или с заметным перерывом перекрываются также окисленными, но аутигенно-терригенными миопелагическими глинами. Наиболее древние (миоценовые) разновидности таких глин существенно обогащены аутигенными образованиями: цеолитами, смектитами, целестобаритом, железо-марганцевыми микроконкрециями — однако содержат определимые остатки планктонных организмов с опаловым скелетом. В пересчете на бескарбонатное сухое вещество в них определено

(%): Fe 5,38; Mn 0,68; Ti 0,32. Основу относительно молодых глин составляют терригенные минералы, заметна в них примесь радиолярий и диатомей, возможны остатки фораминифер и кокколитофорид; аутигенные минералы (цеолиты, смектиты, МК) только изредка становятся осадкообразующими. Содержания характерных элементов в них следующие (%): Fe 4,52; Ti 0,36; Mn 0,64; $CaCO_3$ 0,9; $C_{орг}$ 0,16; SiO_2 аморф 1,30.

Миопелагические глины вверх по разрезу постепенно сменяются радиоляриево-глинистыми илами. Как правило, вскрытый пелагический разрез завершают глинисто-радиоляриевые илы. Геохимически значимые компоненты кремнисто-глинистых осадков колеблются в усредненных пределах (%): Fe 2,91–3,49; Ti 0,21–0,27; Mn 0,13–0,57; $CaCO_3$ 0,43–2,54; $C_{орг}$ 0,36–0,72; SiO_2 аморф 13,50–21,62; SiO_2 вал 51,80–53,76. Несколько обособленное по химическому составу положение среди кремнисто-глинистых образований занимают этмодискусовые (диатомовые) илы (%): Fe 2,74; Ti 0,21; Mn 0,10; $CaCO_3$ 0,87; $C_{орг}$ 0,80; SiO_2 аморф 28,10; SiO_2 вал 61,90.

Выше уровня критической глубины карбонатонакопления (КГК) разрез завершается известковыми, глинисто-известковыми, известковисто-глинистыми осадками (кокколитовыми, фораминиферовыми, кокколитово-фораминиферовыми, фораминиферово-кокколитовыми). В них резко преобладает в среднем (%) $CaCO_3$ (51,40–83,30), мало Fe (0,49–1,91), Ti (0,02–0,17), Mn (0,04–0,34), $C_{орг}$ (0,25–0,42), SiO_2 аморф (0,17–2,32) и SiO_2 вал (0,16–17,8), но аномально высокое содержание Ba (0,70) и Sr (0,149).

Особое место в разрезах пелагических осадков Индийского океана занимают многочисленные прослои тефры кислого состава, а также генетически связанные с извержениями наземных вулканов Зондской островной дуги туффитовые осадки сходного состава вулканокластики. Усредненная геохимическая характеристика пирокластики, иногда обогащенной биогенно-терригенным веществом, следующая (%): Fe 1,13–2,35; Ti 0,09–0,20; Mn 0,06–0,14; $CaCO_3$ 1,41–2,40; $C_{орг}$ <0,18; SiO_2 аморф <3,16; SiO_2 вал 68,80–74,60.

В приведенных данных отчетливо прослеживается зависимость геохимических параметров от типов осадков, т.е. от условий седиментации. С другой стороны, именно геохимические показатели в ряде случаев позволяют предсказать те или иные седиментационные и постседиментационные события. В конечном счете, наилучший научный результат находится на литолого-геохимическом стыке.

Геологические исследования на полигоне 1352 в Центральной котловине Индийского океана позволили детализировать литостратиграфию самой верхней части осадочной толщи (около 20–25 см), опираясь на степень биотурбации отложений (Berger, 1982), а также на их физические параметры и уровень диагенетических преобразований (Свальнов, 1991). Картирование трех выделенных слоев (I — гомогенный, II — слабо биотурбированный, III — сильно биотурбированный) на значительных площадях позволяет оценить гидродинамическую обстановку, поведение ряда элементов, интенсивность диагенетических процессов и другие геохимические особенности седиментации в позднем плейстоцене – голоцене и особенно на современном разделе вода – дно (гомогенный слой).

В 11-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1986 г.) было выполнено на шести станциях в Центральной котловине непрерывное опробование верхней части осадков гомогенного слоя мощностью до 11 см, непосредственно контактирующего с наддонной водой (Свальнов и др., 1989). Монолиты осадков мощностью около 25 см получены с глубин 4811–5361 м дночерпателем «Океан-50». В верхнем сантиметровом слое всей дночерпательной пробы последовательно отбирали капроновой сеткой, натянутой на каркас из нержавеющей проволоки, пять образцов, т.е. толщина каждого слойка равнялась 2 мм (редко 3 мм и более). Сеткой же отбирали горизонты 1–2 см, а нижележащие осадки — из вырезки обычным путем.

Гомогенный слой на контакте с водой представлен окисленными полужидкими глинисто-радиоляриевыми илами, местами слабоизвестковистыми. Вниз по разрезу они обычно сменяются более плотными и менее окисленными радиоляриево-диатомовыми (этмодискусовыми и глинисто-радиоляриевыми) илами. Железо-марганцевые конкреции (ЖМК) отсутствуют на поверхности осадков двух станций, а на одной станции обильное скопление обнаружено и на глубине 5–15 см от поверхности дна. Влажность исследованных

осадков варьирует в пределах 70,5–87,0 % и, как правило, в соответствии с литогенетической структурой пелагических областей (Свальнов, 1991) закономерно уменьшается вниз по разрезу. Наиболее заметное снижение влажности наблюдается на глубине 1 см. В пределах верхнего сантиметрового слоя изменения этого параметра незначительны, хотя и здесь намечается тенденция убывания влажности к основанию интервала 0–1 см. Имеющиеся отклонения от тренда связаны, вероятно, как с неточностями определения влажности, так и с погрешностями методики непрерывного опробования.

В послойно изученных глинисто-радиоляриевых и радиоляриево-диатомовых осадках концентрация Сорг изменяется от 0,23 до 0,73 %. Максимальные величины наблюдаются в слое 0–0,2 см, и как, правило, они уменьшаются вниз по разрезу. При этом в однотипных осадках глубже 2 мм от поверхности неоднократно проявляются относительные максимумы $C_{орг}$ (гор. 0,2–0,4; 0,6–0,8; 4–5; 14–16 см), обусловленные, по-видимому, биотурбацией, т.е. заносом органического вещества в толщу осадков (на разную глубину) вследствие жизнедеятельности бентосных сообществ. В результате такого (биогенного) перераспределения реакционноспособного $C_{орг}$ становятся возможными локальные геохимические процессы диагенетической ремобилизации рудных компонентов пелагических отложений.

Валовые содержания железа варьируют в пределах 1,84–4,08 %, а на долю Fe (III) приходится 0,10–1,40 % (0,28–0,51 % в слое 0–0,2 см). В гомогенных осадках максимумы железа (III) чаще всего находятся на глубинах 0,2–0,4; 0,6–0,8 и 4–5 см, однако возможно обогащение осадков Fe (III) в интервалах разрезов 0–0,2; 0,4–0,6; 0,8–1,0; 1–2; 9–10; 14–16; 19–21 см.

Валовые концентрации марганца составляют 0,08–0,84 %. Содержание Mn (IV) в целом изменяется от аналитического нуля до 0,61 %, а в слое 0–2 см — в пределах 0,18–0,40 %. При этом максимумы марганца (IV) обычно приурочены к поверхностному слою осадков и горизонту 0,4–0,6 см. На участках дна, где ЖМК на поверхности отсутствуют, концентрация Mn (IV) заметно повышается вблизи подошвы гомогенного слоя (гор. 4–5 см). Иногда относительное обогащение марганца (IV) наблюдается на глубинах 0,6–1,0 и 1–2 см от поверхности.

Кобальт в основном концентрируется в верхней части гомогенных осадков (гор. 0–0,2 и 0,4–0,6 см, реже 0,2–0,4; 0,6–0,10; 1–2; 9–10; 14–16 см). Повышенные содержания меди обнаружены на глубинах 0,2 и 1–2 см, хотя в отдельных монолитах осадки, обогащенные медью, встречаются и в других интервалах. Для никеля характерно обогащение осадков горизонтов 0,4–0,6 и 0,8–1,0 см, реже 0–0,2; 0,6–0,8; 1–2; 4–5; 9–10; 14–16 см. Наиболее часто повышенные содержания свинца встречаются на глубинах 0,2–0,4 см, местами же относительные максимумы проявлены в интервалах 0,4–0,6; 0,8–1,0; 1–2; 9–10; 19–21 см. Барий и цинк тяготеют к осадкам горизонтов 0,6–0,8 см, стронций и ванадий — к слою 0–0,2 см. Отчетливые максимумы хрома обнаружены на глубинах 0–0,2 и 0,6–0,8 см. Литий распределен в изученных монолитах равномерно, а содержания молибдена находятся на пределе чувствительности метода атомной абсорбции.

Результаты тонкого послойного опробования пелагических осадков Центральной котловины Индийского океана свидетельствуют о пестрой картине соотношения рудных элементов в разрезах. Возможными причинами обнаруженных соотношений являются геохимическая неравновесность системы вода – осадок, разобщенность обследованных участков дна, локальное развитие процессов раннего восстановительного диагенеза, наложенных на общие закономерности пелагического литогенеза, и т. д. Статистически же поверхностный (0–0,2 см) наиболее обводненный слой осадков обогащен $C_{орг}$ (в любой ситуации), Mn (IV), Co, Cu, Sr, V, Cr, в меньшей степени Ni и Zn. Ниже (гор. 0,2–0,4 см) выявлены относительные максимумы Fe (III) и Pb. Для гор. 0,4–0,6 см характерны повышенные содержания Mn (IV), Co и Ni. На глубинах 0,6–0,8 см также отмечены повышенные содержания Fe (III), Ba, Zn и Cr, а ниже (гор. 0,8–1,0 см) Ni.

К интервалу 1–2 см тяготеют экстремумы Cu; гор. 4–5 см обогащен Fe (III) и Mn (IV). В осадках горизонта 5–21 см, подстилающих гомогенный слой, относительные максимумы рассматриваемых элементов встречаются редко, что может свидетельствовать о выносе ремобилизованных компонентов осадков из этого интервала разреза к разделу вода – дно.

Наблюдаемое распределение рудных элементов подтверждает существующие представления о важной геохимической роли поверхностного (гомогенного) слоя осадков в формировании ЖМК. Необходимые для этого концентрации элементов обеспечиваются как поступлением из водной толщи, так и в результате раннедиагенетических преобразований пелагических осадков. Разная подвижность элементов в условиях неравновесной биотурбированной толщи приводит, вероятно, к формированию максимумов их концентраций не только в поверхностном слое осадков, но и ниже по разрезу. Не исключено, что подповерхностные максимумы ряда элементов являются унаследованными, т.е. после захоронения обогащенного ими поверхностного слоя осадков ремобилизация этих элементов по каким-то причинам не происходила (максимум «не рассасывался»). Не исключено, что подповерхностные максимумы макро- и микроэлементов приурочены к скрытым и явным стратиграфическим перерывам (Свальнов, 1986; Скорнякова и др., 1989).

Литература

Свальнов В.Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как показатель перерывов седиментации // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 28–44.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.

Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С., Сипайло Л.Е. Распределение рудных элементов в гомогенном слое пелагических осадков // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1989. № 5. С. 19–25.

Скорнякова Н.С., Свальнов В.Н., Мурдмаа И.О., Успенская Т.Ю. и др. Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. 223 с.

Berger W.N. The bentic interface of deep-sea carbonates by depth deposition // The dynamic environment of the ocean floor. Toronto: Lexington Books. 1982. P. 92–114.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНА

В.Н. Свальнов, Т.Н. Алексеева

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, tania@blackout.ru

Особенности современного осадкообразования в глубоководных пелагических районах Мирового океана тесно связаны со спецификой процессов мобилизации, переноса и осаждения исходного вещества. Эта часть открытого океана изолирована от питающих провинций континентов системой желобов, окраинных морей и шельфов, в значительной степени ограничивающих вынос в пелагиаль флювиогенного материала. Более доступна зона пелагического литогенеза поступлению аэрозолей, продуктов ледового разноса и эндогенного вещества. На фоне подавленной терригенной седиментации здесь в полной мере раскрываются возможности биогенных процессов и аутигенного минералообразования.

В пелагиали суммарное количество водной взвеси в основном контролируется уровнем развития планктона, обычно тяготеющего к дивергенциям циклонических круговоротов и апвелингам. Влияние обломочного материала ледового разноса на пелагический литогенез заметно сказывается лишь в высоких широтах. В районах сильно расчлененного рельефа дна под воздействием тектонических, гидродинамических и гравитационных процессов мобилизуется и перемещается эдафогенное вещество.

Подготовка эдафогенного материала осуществляется под воздействием эндогенных, экзогенных, космогенных и техногенных факторов, однако главным источником его являются пустыни и семиаридные области. Наиболее заметный вклад в пелагический литогенез вносит алевритово-пелитовый материал тропосферного и стратосферного переноса.

Мобилизация эндогенного вещества в океане осуществляется вулканами, подводными эксгаляциями и гидротермами, тектоническими, гидродинамическими и гравитационными процессами. Вулканы океанов и их обрамления выносят из мантии на поверхность подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами. Под воздействием эндогенных факторов в океане формируются металлоносные осадки, сульфидные

проявления, комплексы эдафогенных минералов, пополняются запасы марганца, железа и ряда других элементов в морской воде.

Пирокластический материал, извергаемый вулканами островных дуг, разносится в направлении преобладающих ветров и тропосферных струй. Главная часть грубообломочного вещества и продуктов поствулканической деятельности оседает в зоне приконтинентального литогенеза. В пелагическую же область эпизодически проникает пепел, обломки пемзы на плаву, пелитовая вулканокластика тропосферного переноса.

Вулканы внутриокеанских островов поставляют в прилегающие пелагические районы пепел, эксгаляционный материал, а вблизи островов и подводных вулканов накапливаются грубообломочные продукты извержений. В зонах спрединга встречаются гидротермальные постройки, сложенные сульфидами, сульфатами и окислами. Из построек вырываются струи горячих растворов, которые смешиваются с морской водой и отлагают вокруг источников разнообразные минералы.

Важная роль в пелагическом осадкообразовании принадлежит эдафогенным компонентам. Продукты дезинтеграции пород перемещаются вниз по склонам под воздействием придонных течений, суспензионных потоков и гравитационных склоновых процессов (обрушения, оползания, осыпания). В результате могут формироваться грубообломочные накопления, эдафогенные турбидиты, специфические комплексы обломочных минералов.

Процессы мобилизации, переноса и осаждения биогенного материала в пелагических областях океанов обеспечивают биодифференциацию вещества. Комплекс этих процессов включает биогенную экстракцию (биоассимиляцию), биофильтрацию, биосорбцию и биологический транспорт. В области пелагического литогенеза биогенный материал преодолевает сложный путь от мобилизации в поверхностном слое воды до захоронения. Проходя через пищевые цепи и физико-химические деструкционные процессы на разных глубинах, биогенные компоненты многократно вовлекаются в седиментационный цикл перед окончательным осаждением. Наиболее благоприятными для их накопления являются условия циклонических маркоциркуляционных систем с режимом подъема глубинных вод. Под антициклоническими круговоротами биогенное вещество уступает свою ведущую роль флювиогенной и эоловой взвеси, а местами эндогенному и эдафогенному материалу.

Совокупность седиментационных процессов контролирует в открытом океане формирование рудных залежей разного генезиса. В окислительной обстановке пелагиали наиболее широко распространены оксигидроксиды железа и марганца в виде железо-марганцевых корок, макро- и микроконкреций, а также в форме оксидных пленок на биогенных остатках (зародышевые микроконкреции) и неокристаллизованных коллоидов. Основными механизмами железо-марганцевого рудогенеза являются коллоидно-химические, хемосорбционно-каталитические и микробиологические процессы вблизи раздела вода – дно.

Железо-марганцевые корки формируются на стадии седиментогенеза вблизи границы вода – осадок за счет взвешенных в водной толще оксигидроксидов железа и марганца. Их состав не зависит от субстрата, который непременно должен быть достаточно плотным. Распространение корок обычно контролируется положительными формами рельефа дна и склонами, в пределах которых придонные течения наиболее интенсивные, а скорости седиментации минимальные.

Железо-марганцевые конкреции образуют огромные поля в пелагических областях океана с низкими темпами осадкообразования. Своей нижней частью они всегда погружены в осадок, а верхней частью контактируют (до момента захоронения) с придонной водой, соответственно, в их составе отражается влияние процессов, протекающих в двух разных средах.

Железо-марганцевые микроконкреции (МК) встречаются во всех типах пелагических осадков. Это разнообразные по форме протосингенетические аутигенные рудные стяжения размером до 1 мм, в основном образованные вблизи раздела вода – дно.

Ядрами МК служит любой твердый субстрат: зубы и кости морских организмов, обломки минералов, фрагменты скелетов радиолярий, диатомей, планктонных и бентосных фораминифер, полихет, спикулы кремневых губок, глинистые и цеолитово-глинистые комочки. Именно ядра во многом определяют габитус микроконкреций. Внутреннее строение

МК (подобно макроконкрециям) концентрически-слоистое, столбчато-дендритовидное, реже массивное; поверхность шероховатая матовая, иногда гладкая блестящая, цвет варьирует от черного до темно-серого с буроватым оттенком.

Размер микроконкреций обычно не превышает 1 мм и контролируется величиной ядра, а также временем пребывания в геохимически активной пленке жидкого ила. В гранулометрическом спектре МК отчетливо прослеживается суммарное преобладание фракций 0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм, однако в биопродуктивных зонах превалирует фракция 0,5–0,25 мм, а в непродуктивных — 0,25–0,1 мм. В целом же оптимальная величина микроконкреций тяготеет к 0,25 мм, что приблизительно соответствует минимальной толщине геохимически активной поверхностной пленки осадков, в которой реакционно-способное органическое вещество может изменять валентное состояние, прежде всего, марганца и железа.

Пленки оксигидроксидов железа и марганца на биогенных остатках (зародышевые МК) появляются на заключительной фазе председиментогенеза — осаждение взвешенных в толще воды частиц. Эти пленки не имеют практического значения, но они важны как индикатор начального этапа фиксации оксигидроксидов на уплотненных объектах разного состава.

Онтогинез железо-марганцевых руд океана четко прослеживается в ряду: зародышевые пленки → микроконкреции → макроконкреции. Эти три формы объединяют взаимосвязь процессов формирования, окислительное минералообразование и локальное развитие восстановительных процессов за счет реакционноспособного органического вещества. Как правило, пленки служат метастабильной затравкой для роста МК, которые, в свою очередь, растворяясь в восстановительной среде, подпитывают конкреции рудными элементами. Главная особенность конкреций — формирование в двух разнородных средах, что отчасти сближает их с антиподами — МК и корками. Практическая значимость конкреций на многие порядки выше, чем микроконкреций и пленок, однако сопоставима с рудными корками. Последние тоже образуются в окислительной обстановке, но их рост не зависит от диагенетических процессов в подстилающем плотном субстрате, а в онтогенезе, вероятно, отсутствует этап формирования микроконкреций, вместо которого происходит импрегнирование субстрата оксигидроксидами железа и марганца по микротрещинам.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОЯВЛЕННЫЕ НА РУБЕЖЕ ДЕВОНА – КАРБОНА, И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В БИОСФЕРЕ И СЕДИМЕНТОСФЕРЕ

К.М. Седаева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, sedaeva-mgu@mail.ru

Тектоно-магматические процессы, проявленные на рубеже девона – карбона, — это масштабные и относительно кратковременные процессы, и их можно рассматривать как геологическое событие (известное как Хангенбергское глобальное геологическое событие — ХГГС), которое происходило синхронно на разных палеоконтинентах. Событие ХГГС является одним из крупных событий палеозоя, и оно происходило на раннем этапе герцинского орогенеза, на фоне главной, фаменской фазы рифтогенеза, во время которой произошло возрождение рифейских рифтов по периферии древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Южно-Китайской и Австралийской) и заложение новых в пределах почти всей площади Западно-Арктической континентальной окраины, а также в пределах срединных массивов (Омолонский, Казахстано-Тяньшанский), сформировавшихся на каледонском этапе тектогенеза (Веймарн, Милановский, 1990). Рифтогенез сопровождался образованием депрессионных структур, дестабилизацией геомагнитного поля Земли базальтово-мантийным магматизмом и флюидно-гидротермальной деятельностью. В это же время происходило формирование разнотипных по генезису и составу рудных формаций и месторождений (часто крупных и суперкрупных) с контрастными ассоциациями полезных компонентов (алмазоносные,

золото-серебряные, платиноидные, редкоземельные и редкометальные, колчедано-полиметаллические и др.), что связано с возможностью генерации широкого спектра расплавов из исходного мантийного субстрата. Одновременно с этим в пределах древних платформ возникали многочисленные поля алмазоносных кимберлитов в пределах единой полосы, протянувшейся от Шпицбергена до юго-восточной Австралии (пролива Карпентария.), которая оконтурила площади выхода глубинной энергии, о чем свидетельствуют многочисленные алмазоносные диатремы на Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской и Австралийской платформах (Савко, Шевырев, 2010). Синхронно с этим формировались эндогенные руды в палеозойских орогенных областях. На рубеже девона – карбона отмечается крупнейший в истории планеты пик вулканогенного колчеданообразования (около 43 % суммарных запасов колчеданных руд в мире) и становление крупнейших колчеданоносных провинций мира (Иберийский, Уральский, Рудноалтайский колчедановые пояса) и ряда крупных месторождений на Аляске (район Амблер) и Северном Кавказе, в Австралии, Британской Колумбии, Юконе, Аппалачах и в районе Зап. Шаста. Эта вспышка вулканогенного колчеданного рудообразования совпадает по времени с относительным пиком активности мантийных плюмов (Дергачев, 2010).

Магматическая и металлогеническая специфика рубежа девона – карбона характеризуется планетарным проявлением рудогенерационных и рудолокализующих процессов, что обусловило формирование глобального металлогенического верхнедевонско-нижнекаменноугольного стратоуровня с высокой металлогенической продуктивностью (Абдрахманов, 2010). Верхнедевонско-нижнекаменноугольный стратоуровень характеризуется специфическим геодинамическим режимом, когда океанические процессы в одних сегментах земной коры завершились, другие не наступили; орогенные континентальные процессы одних сегментов земной коры завершены, а других не начинались. Образование контрастных рудных формаций и месторождений происходило на переходном этапе между двумя геодинамическими циклами (океаническим и последующим континентальным) на фоне проявления мантийного плюмного типа магматизма. Их формирование не сопровождалось океанической и гранитногенно-континентальной металлогенией, свидетельствуя, что «геодинамика палеоокеанов, континентов и промежуточных континентально-океанических структур приобретает однотипный характер, плитная тектоника затухает и происходит активизация сверхглубинных структур и субвертикальной разломной тектоники, что обуславливает локальный очаговый плюмный мантийный магматизм разной основности-щелочности» (Абдрахманов, 2010, с. 259).

На фоне проявления главной фазы рифтогенеза и базальтово-мантийного магматизма шло дальнейшее: **1**) формирование системы поднятий и впадин по периферии древних платформ; **2**) воздымание и опускание значительных блоков земной коры и **3**) углубление малых океанических бассейнов, существовавших с позднего девона: Ангаючан, Оймяконский, Севентимайл, Гудньюс, Слайд Маунтин и других. Тектоно-магматические процессы обусловили: **а**) поступление в атмосферу и гидросферу значительного количества пепла, CO_2, H_2S, SO_2 и других газов, SiO_2, серы и сопутствующих малых, редких, редкоземельных и др. элементов; **б**) резкие эвстатические флуктуации уровня моря (в позднем фамене частые регрессии, прерывавшиеся кратковременными трансгрессиями, а в начале раннего турне, наоборот, частые трансгрессии, прерывавшиеся кратковременными регрессиями); **в**) палеоклиматические изменения, **г)** первый импульс Гондванского оледенения в Южном полушарии; **д**) изменение режима седиментации и **е**) появление аноксидных условий в морских бассейнах. Это повлекло за собой изменение палеоландшафтных обстановок и палеоэкологических условий и вызвало, с одной стороны, биотический кризис и перестройку биосферы, а с другой — формирование специфических осадочных пород в седиментосфере. Таким образом, тектоно-магматические процессы, проявившиеся на рубеже девона – карбона в океанических бассейнах и на континентах, отразились на изменении палеоэкологических условий, биоты и режима седиментации.

В верхнепалеозойских отложениях Северного полушария выявлено событие массового вымирания организмов среди морской и неморской биоты и появление в разрезах осадочного чехла древних платформ специфических осадочных образований на верхнедевонском-нижнекаменноугольном стратоуровне (Биотические события…, 1989; Алексеев и др., 2001; Седаева, 2012). Специфические осадочные породы, или седиментолиты, представлены

карбонатными рифоподобными образованиями микробиальной природы, монотаксонными органогенными постройками, биогенными силицитами кварц-халцедонового состава, битуминозными гидрокарбопелитами (горючие и черные сланцы) или глинистым горизонтом среди генетически чуждых карбонатных отложений. Присутствие специфических седиментолитов и снижение биоразнообразия на границе 2 систем косвенно свидетельствует о резком изменении палеоэкологических условий среды обитания биоты. Палеоэкологический кризис на рубеже девона – карбона в научной литературе известен как Хангенбергское глобальное экологическое событие (ХГЭС) (Walliser, 1984). В палеонтологической летописи событие ХГЭС отмечено вымиранием многих групп организмов на семейственном и родовом уровне, а в литологической — прекращением формирования органогенных построек с каркасообразующими организмами. Синхронизация вымираний на континентах и в морских бассейнах и формирование специфических седиментолитов можно объяснить лишь действием единой причины, а именно тектоно-магматической активизацией на рубеже девона – карбона.

Впервые обратил внимание на это О. Валлизер (Walliser, 1984) при изучении им глинистого горизонта во время детальных исследований разрезов пограничных отложений девона и карбона Рейнских Сланцевых гор (Германия), который залегает между известняками Воклюм и Хангенберг. В глинистом горизонте (хангенбергские сланцы) отсутствовали некоторые зональные биостратиграфические подразделения по многим группам фауны и флоры, и были выявлены синседиментационные (скрытые) перерывы в осадконакоплении на разных уровнях разреза. Глинистый горизонт представлен темно-серыми и черными аргиллитами или глинами часто алевритистыми, реже алеврито-песчанистыми с резко обедненным, но смешанным составом фауны и флоры. В них было обнаружено: 1) присутствие в том или ином количестве незначительной примеси слюдистого, или (и) известкового, или (и) кремнистого материала, 2) повышенное содержание органического вещества (ОВ) и 3) сульфидная минерализация. К интервалу глинистого горизонта приурочена геохимическая аномалия с повышенным содержанием (в 20–100 раз выше кларка) иридия, никеля, кобальта, хрома, мышьяка, сурьмы, ртути, урана и других элементов, и с ним нередко связано проявление изотопно-геохимической аномалии. На этом уровне разреза отмечена существенная смена палеонтологических комплексов и фиксируется аномальное состояние геомагнитного поля Земли, отличающееся в пограничном интервале девона – карбона перемагничиванием. Из этого был сделан вывод о том, что: 1) формирование аргиллитов (хангенбергские сланцы) часто происходило в относительно глубоководных аноксидных обстановках морского бассейна и 2) в глинистом горизонте запечатлены моменты перестройки биосферы в связи с проявлением масштабных деструктивных геотектонических и магматических процессов, названного О. Валлизером Хангенбергским глобальным геологическим событием (ХГГС). Позднее глинистые горизонты были выявлены в карбонатных разрезах пограничных отложений девона – карбона Западной Европы (Франции, Бельгии, Австрии, Польши), России, Украины, США, Канады и Китая (Walliser, 1984, 1995; Симаков, 1985; Опорные разрезы…, 1986; Седаева и др., 2010).

Среди специфических седиментолитов наиболее распространены на площади и в разрезе специфические карбонатные образования, представленные рифоподобными микробиальными образованиями, реже монотаксонными органогенными постройками. Для них характерно: 1) обедненный состав и низкая степень видового разнообразия эукариот и 2) почти полное отсутствие рифостроящих организмов, кроме строматопороидей, формирующих эпизодически и локально небольшие (10–15, реже 30–60 м) по мощности монотаксонные органогенные постройки. Рифоподобные образования сложены преимущественно иловыми известково-микробиальными осадками. Им характерна повышенная и в то же время изменчивая мощность (от 100–150 до 500–600, а иногда до 800 м) и низкая степень литолого-петрографического разнообразия. Их формирование происходило в крайне мелководно-морских обстановках на фоне ускоренного погружения дна бассейна седиментации и интенсивного микробиального карбонатонакопления, что способствовало: 1) утилизации избытка CO_2 и других газов из атмосферы и гидросферы при повышенной биохимической активности прокариот и 2) захоронению органического вещества, участвующего в их строении. При этом надо отметить, что только экологически аномальной ситуацией можно объяснить проявление массового развития

микробных сообществ, утилизирующих последствия экологического кризиса, что привело в дальнейшем к формированию мощных толщ рифоподобных образований микробиальной природы в осадочном чехле древних платформ. С временным интервалом их формирования хронологически совпадает эпоха: 1) интенсивного накопления органического вещества (ОВ) и положение нефтематеринских горизонтов во многих нефтегазоносных бассейнах: Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Западно- и Восточно-Сибирский НГБ и нефтегазоносные провинции Канады (провинция Альберта) и США (штаты Техас, Вайоминг, Монтана) — и 2) образования гидрокарбопелитов (горючих и черных сланцев) в различных регионах Северного полушария (Перродон, 1991; Лукин, 2010).

Биогенные силициты с массовыми остатками радиолярий, реже губок среди карбонатных отложений наблюдаются также по периферии древних платформ, они приурочены к областям развития глубинных разломов и эффузивных образований и совпадают с областью распространения пирокластических пород. Кремневые образования в виде желваков, конкреций, линз, реже маломощных прослоев характеризуются кварц-халцедоновым составом. Им присущи повышенные содержания ртути (в 100–500, реже 1500 раз выше кларка), серебра (в 5–100 раз выше кларка), олова и цинка (в 20–100 раз выше кларка) и других халькофильных и сидерофильных элементов, что отражает их связь с гидротермальными процессами (Максимова, 1978; Симаков, 1985; Седаева и др., 2010). Их формирование было связано с изменением гидрохимии морских вод в результате поступления в морские бассейны продуктов вулканической деятельности и просачивания гидротермальных растворов по глубинным разломам в связи с тектоно-магматической активизацией. Это обусловило появление и расцвет кремневых организмов, утилизирующих избыток SiO_2 и вредные для существования известковых морских организмов микроэлементы из гидросферы и атмосферы. Это, в свою очередь, привело в дальнейшем к смене биогенного карбонатонакопления на кратковременную кремневую седиментацию и к образованию биогеных силицитов в седиментосфере.

Глинистый горизонт и битуминозные гидрокарбопелиты (горючие и черные сланцы) наблюдаются в пограничных карбонатных разрезах Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ (Walliser, 1984, 1995; Симаков, 1985; Опорные разрезы…, 1986; Седаева и др., 2010; Седаева, 2012). В глинистом горизонте нередко наблюдаются тончайшие пропластки битуминозных гидрокарбопелитов (темноцветных битуминозных известково-глинистых пород, обогащенных $C_{орг}$ до 5–17 %) и (или) светлых бентонитов (образовавшихся по пепловому туфу), геохимическая аномалия, а также рассеянная сульфидная минерализация микробиальной природы с несколько повышенной концентрацией благородных и редкоземельных элементов. Глинистое вещество в этом случае являлось коллектором, в котором происходило: 1) захоронение исходного органического вещества (ОВ) микробиальной природы и 2) локализация и концентрация полезных компонентов при утилизации микробионтами продуктов вулканической и тектоно-магматической деятельности из гидросферы и атмосферы, и в целом из биосферы.

Таким образом, взаимодействия различных тектоно-магматических и экзогенных процессов, протекавших в геосфере на рубеже девона – карбона, обусловили биотический кризис и перестройку биосферы, что привело к: 1) массовому развитию микробных сообществ и одной из групп эукариот, утилизирующих последствия экологического кризиса, и 2) формированию специфических событийных осадочных образований в седиментосфере. Биотический кризис и образование событийных седиментолитов происходили на плюмово-рифтогенном геодинамическом этапе на фоне проявления главной фаменской фазы рифтогенеза, плюмного мантийного магматизма и тектоно-вулканической активизации, вызвавших формирование глобального металлогенического верхнедевонско-нижнекаменноугольного стратоуровня с высокой металлогенической продуктивностью.

Литература

Абдрахманов К.А. Глобальные металлогенические стратоуровни и их рудогенерационные плюмово-мантийные источники // Фундаментальные проблемы месторождений полезных ископаемых и металлогения: XXI Межд. научн. конф., посвящ. 100-летию академика В.И. Смирнова М.: МАКС Пресс, 2010. Т. 2. С. 254–261.

Алексеев А.С., Дмитриев В.Ю., Пономаренко А.Г. Экосистемные перестройки эволюция биосферы М.: ГЕОС, 2001. 126 с.

Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 176 с.

Веймарн Б.И., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых регионов Евразии. Ст. 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 34–47. Вып. 6. С. 9–23.

Дергачев А.Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 60 с.

Максимова С.В. Биогенные силициты — показатель активизации глубинных разломов // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1978. Т. 53 (6). С. 152–161.

Опорные разрезы и корреляция границы девона и карбона Евразии. Магадан: СВКНИИ ДВВЦ АН СССР, 1986. 166 с.

Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.

Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минерагенический анализ геологического прошлого континентов. Статья 3. Раннегерцинский этап // Вестник Воронежского Университета. Сер. Геология. 2009. № 2. С. 5–32.

Седаева К.М. Специфические осадочные образования на границе девона – карбона и палеогеодинамическая обстановка их формирования // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Материалы 9 Уральского литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 153–156.

Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В. Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала // Литосфера. 2010. № 6. С. 25–37.

Симаков К.В. Опорные разрезы и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Западной Европы. М.: Наука, 1985. 247 с.

Walliser O.H. Geologic processes and global events // Terra cognita. 1984. № 4. P. 17–20.

Walliser O.H. Clobal Events and Event Stratigraphy in Phanerozoik. Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 1995. 333 p.

ИЗМЕНЕНИЕ МОЩНОСТИ ОРГАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РЯДУ ТОРФ – АНТРАЦИТ

В.И. Седлецкий

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, litos@sfedu.ru

Образование угля распадается на три стадии: накопление органического вещества и превращение его в торф, превращение торфа в бурый уголь, переход бурого угля в каменный уголь и антрацит. Эти трансформации, обусловленные повышением давления и температуры, воздействующих на органическое вещество, приводят его к постепенному очень значительному уплотнению и другим физико-химическим изменениям.

Для перехода торфяников в угли обязательным является опускание соответствующих территорий, чтобы торфяники оказались перекрыты более молодыми осадками. Мощность будущих пластов угля определяется тем, как продолжительно сохраняется равновесие между скоростью опускания торфяника и скоростью нарастания его торфяной массы. Торфонакопление происходит только при полной компенсации погружения прогибающейся области накоплением осадков.

В пределах угленосных бассейнов известны угольные пласты-голиафы очень большой мощности (50–100 м и более), площади распространения которых достигают сотен квадратных километров. Подавляющая часть углей мощных пластов сложена гумитами, и они генетически также связываются с исходными торфяниками. В почве угольных пластов и межугольных прослоев наблюдаются корневые остатки, окремнелые ископаемые пни и стволы деревьев, нередки целые горизонты ископаемых пней. Например, в Нижне-Рейнском буроугольном бассейне (Германия) мощный пласт угля содержит 16 таких горизонтов, а в Туровском буроугольном бассейне (Польша) — до 30 горизонтов (Волков, 2003).

Анализируя генезис пластов-голиафов, можно сделать вывод чрезвычайной положительности существования благоприятной для этого обстановки. Прежде всего, соблюдается соответствие между скоростью накопления торфяника и скоростью изменения положения его поверхности относительно уровня вод, т.е. оптимальность фактора, действующего при накоплении торфяников любой мощности.

При оценке скорости нарастания торфяников следует учитывать неоднородность их свойств и последовательное уплотнение торфяной массы в разрезе сверху вниз, вследствие чего скорости накопления биомассы в верхнем (рыхлом) слое и залежи в целом будут весьма различаться. По С.Н. Тюремнову (1976), прирост верхнего слоя торфяников в целом 0,5–2,5 мм, т.е. примерная продолжительность накопления одного метра торфяников 400–2000 лет.

Приводимые здесь и далее в статье расчеты основаны на актуалистическом подходе, имеющим, естественно, определенные ограничения. Для оценки накопления органического вещества важнейшим таким ограничением является различие в климате прошлых геологических эпох и настоящего времени.

Превращение исходной растительной биомассы в торф, а затем в бурый и каменный уголь сопровождается, как уже отмечалось, последовательным уплотнением вещества и потерей его мощности. Основное значение имеет усадка материала на собственно торфяной стадии из-за потери влаги, уменьшения пористости и т.д. При оценке уплотнения мощности торфяника В.Н. Волков (2003) различает два вида торфа: рыхлый поверхностный с влажностью в среднем 90 % и плотный зрелый нижних частей разреза залежи, влажность которого около 70 %. Эффект самоуплотнения поверхностного торфа при его переходе к зрелому торфу составляет 3–5 раз (в среднем в 4 раза), т.е. каждый метр поверхностного торфа уменьшается до 0,2–0,3 м, а поверхность торфяной залежи оседает, соответственно, на 0,7–0,8 м.

Для оценки величины углефикационного сокращения мощности пластов от зрелого торфа к каменному углю используются геологические и расчетные способы. Если пласты угля содержат ископаемые стволы и пни деревьев, раннедиагенетические конкреции, не испытавшие существенного уплотнения, можно определить величину сокращения мощности угольных пластов.

Сокращение мощности исходного вещества углей в Донецком бассейне по взаимоотношениям карбонатных угольных почек, карбонатных, сульфидных и кремнистых конкреций со слоистостью угля изучено П.В. Зарицким (1965). Эти включения практически не меняли своей мощности после того, как они образовались. Их литификация предшествовала окончательному уплотнению торфа, вследствие чего угольные слойки огибают эти тела. Конкреции, наблюдаемые в углях, возникли вскоре после погребения торфяника или в ходе погребения. Коэффициенты сокращения мощности торфа при переходе его в каменный уголь по конкрециям разного состава приведены в таблице.

Степень сокращения мощности торфа (по П.В. Зарицкому (1965) с дополнениями)

Минеральные включения в угле	Стадия образования	Число замеров	Коэффициент сокращения мощности	
			пределы	среднее
Карбонатные угольные почки	ранний диагенез	7	4,4–5,3	5,0
Карбонатно-сульфидные конкреции		3	4,6–5,1	4,8
Конкреции сульфидные		8	3,9–4,5	4,3
Кремнекислые конкреции	поздний диагенез	6	2,8–3,8	3,4

Усадка торфяной массы, вычисленная по кремнекислым конкрециям, заметно меньше других данных, так как кремнекислые стяжения являются позднедиагенетическими. Величины усадки, по П.В. Зарицкому, в интервале углефикации торф – каменный уголь близки к цифре Ю.Н. Приходько — 5,9, рассчитанной по соотношению линз песчано-глинистых пород с пластом каменного угля (см. Зарицкий, 1965).

Расчетные способы основаны на определении потерь твердого вещества, воды, учете пористости и плотности вещества в процессе его углефикации.

В.Н. Волковым (2003) получены следующие расчетные величины степени сокращения мощности пластов в ряду углефикации:

- зрелый торф – бурый мягкий уголь — 1,5–2,0;
- зрелый торф – бурый твердый уголь — 2,0–3,0;
- зрелый торф – каменный уголь — 4,0–5,0;
- зрелый торф – антрацит — 6,0–8,0.

Сокращение мощности пластов происходит не только вследствие уплотнения торфа. Значительная масса исходной растительной органики полностью уничтожается по схеме:

$C_6H_{16}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O$ + тепло

В результате масса угля под давлением сокращается в 10–12 раз (Жемчужников, 1960). Уплотнение юрских углей на восточном склоне Урала, определенное по степени сплющенности стволов и сучьев, оказалось равным 1:12 (Черноусов, 1965).

Как известно, важнейшим фактором углеобразования является тектонический (палеотектонический). Угленосные бассейны, в том числе с пластами-голиафами, — это крупные отрицательные структуры, на фоне общего прогибания которых проявляются мелкие колебательные движения, что приводит к миграции береговой линии моря и ритмической смене прибрежно-морской обстановки прибрежно-континентальной, где процессы углеобразования идут с наибольшей интенсивностью.

В.Н. Волков (2003) отметил, что периодам образования мощных угольных пластов (практически любой мощности) отвечает снижение скорости движений в прогибе и области сноса, что резко уменьшает привнос терригенного материала и обеспечивает возможность зарождения и развития торфяников.

Таким образом, углеобразование относится к непрерывно-прерывистым процессам. Как только скорость опускания ложа угленосного бассейна превышает компенсационные возможности торфообразующей органики, происходит накопление обломочного и карбонатного материала. Замедление отрицательных подвижек вновь приводит к возникновению торфяников, мощность которых наращивается до начала следующего цикла прогибаний с относительно большой скоростью, что приводит к гибели очередного торфяника в разрезе.

При расчете скорости прогибания угленосных осадочно-породных бассейнов, пульсационный характер подвижек (ускорение-замедление) которых очевиден, знание первоначальной мощности хотя бы зрелого торфа и времени формирования торфяника, превратившегося в бурый уголь, каменный уголь или антрацит, позволяет существенно уточнить получаемые результаты. Например, на месторождении Лой-Янг (Австралия) палеоген-неогенового возраста мощность пласта бурого угля достигает 300 м. Следовательно, мощность толщи зрелого торфа, из которого он образовался, составляла 300 м * 2 = 600 м или 300 м * 3 = 900 м. Если считать, что примерная продолжительность накопления метра торфяника 400–2000 лет, то время накопления толщи зрелого торфа составит до 900 м * 1000 = 900 000 лет. Это весьма ощутимый период замедленного погружения бассейна, который может быть учтен в общем времени развития угленосного бассейна.

Литература

Волков В.Н. Феномен образования угольных пластов большой мощности // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 3. С. 267–278.

Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.

Зарицкий П.В. О возможности использования конкреций для определения сокращения мощности исходного вещества каменного угля // ДАН СССР. 1965. Т. 164, № 3. С. 666–669.

Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 488 с.

Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1965. 296 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ПОПУТНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОБАЛЬТОНОСНЫХ КОРКАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Т.Е. Седышева, М.Е. Мельников, Д.Е. Миноранский, В.В. Иванов

Государственный Научный Центр «Южморгеология», Геленджик, tatsed@mail.ru

Работы, проводящиеся на кобальтоносные марганцевые корки, вплотную приблизились к этапу разведки и освоения месторождений этого типа океанических железомарганцевых руд. На сегодняшний день в Международный Орган по морскому дну (МОМД) уже подано несколько заявок от организаций различных государств для проведения разведочных работ с возможным последующим освоением перспективных участков морского дна.

В этой связи были проведены работы по геолого-экономической оценке. В частности, не вызывает сомнения факт, что переработка руд должна быть обязательно комплексной. Согласно расчетам Т. Ямадзаки (Yamazaki, 2010), представленным на 39-ом совещании UMI, если из корок извлекать исключительно основные металлы (кобальт, никель, марганец), окупаемость месторождения может достигнуть 32 лет. Согласно конвенции ООН по морскому праву, участок для эксплуатации передается контрактору только на 20 лет, что делает бессмысленным его освоение. Однако при попутном извлечении молибдена, платины, редкоземельных элементов, теллура, титана, ванадия срок окупаемости предприятия может быть сокращен до 11 лет (Yamazaki, 2010).

Дж. Хейном в 2000 году для повышения стоимости единицы руды был предложен солидный перечень попутных компонентов, включающий элементы платиновой группы, редкоземельные элементы, теллур, титан, молибден (Hein, 2000). Позднее к этому списку были добавлены висмут, вольфрам и ниобий (Hein et al., 2010). Было отмечено, что в корках присутствует в высоких концентрациях множество редких и рассеянных элементов, что является дополнительным стимулом для разработки добычных технологий их извлечения.

Корки содержат существенные ресурсы металлов (теллура, кобальта, висмута, циркония, ниобия, вольфрама, молибдена, платины, титана и тория), широко используемых в высокотехнологичных производствах (солнечных батареях, компьютерных процессорах, жидкотопливных батареях). В частности, теллур используется в фотоэлектричестве, а также при производстве компьютерных процессоров. Так, кадмий-теллуровый сплав рассматривается как лучший материал для производства мультитераватных солнечных батарей, используемых в тонкопленочных фотоэлектрических технологиях, а висмут-теллуровый сплав предлагается использовать в компьютерном процессоре следующего поколения — более эффективном и быстродействующим, чем ныне существующие (Hein et al., 2010). Сфера применения платины — каталитические конвертеры, жидкокристаллические и плоскопанельные дисплеи, ювелирная промышленность, очистка нефти, электроника, а в будущем это и жидкостные топливные батареи, химические сенсоры, антионкологические медикаменты. Вольфрам и ниобий нашли применение в суперсплавах, а в дальнейшем будут применяться и в высокотемпературных суперсплавах. Редкие земли используются для производства сверхпроводников и во многих других областях.

Однако без наличия технологий извлечения перечень этих элементов можно рассматривать только как благие пожелания. А технологии как раз и являются достаточно большой проблемой. Технологии переработки попутных полезных компонентов не должны входить в противоречие с технологиями переработки основных, поскольку доля стоимости попутных компонентов подчинена основным. В настоящий момент существуют варианты переработки, ориентированные на переработку основных (марганца, кобальта, никеля) продуктов.

В работах, проведенных в ВИМС, предприняты попытки получения попутных компонентов, но технологии их извлечения проработаны в меньшей степени, чем основных. Такие разработки имеются для молибдена, редкоземельных элементов. Благодаря химическим свойствам теллура и таллия, представляется вполне реальным их извлечение из раствора в металлургическом процессе, но нужны дополнительные проработки этого вопроса. Варианты по извлечению платины пока не дали результатов.

Работ, касающихся попутных полезных компонентов, присутствующих в корках, публикуется все больше (Hein, 2000; Батурин, 2007; Hein et al., 2010; Koschinsky, 2010). В них в основном рассматриваются наиболее общие вопросы: распространенность, общие содержания в железомарганцевых образованиях, формы нахождения — обсуждаются возможные механизмы поступления и концентрирования. Эти вопросы, безусловно, важны, но чтобы всерьез рассматривать элементы для повышения стоимости руды, необходимо детально изучить их распределение, свойства, формы концентрирования, особенности распределения по разрезу корок. Надо заметить, что во многом решение этих вопросов тормозилось сложностью определения большой группы компонентов.

Для восполнения этого пробела ГНЦ «Южморгеология» в АСИЦ ВИМС было выполнено большое число определений широкого спектра химических элементов в кобальтоносных марганцевых корках гайотов Магеллановых гор и поднятия Маршалловых островов Тихого океана методом ICP. По итогам статистической обработки были сделаны определенные заключения о распределении элементов как по рудным районам и рудным полям отдельных гайотов, так и по разрезу корок.

Ранее нами выполнен анализ распределения некоторых попутных полезных компонентов на гайотах Магеллановых гор и поднятия Маршалловых островов (Мельников, Плетнев, 2009, Melnikov, 2012). Так, у **теллура** в целом прослеживается зональность северо-западного простирания при уменьшении концентраций компонента с северо-востока на юго-запад. В пределах Магеллановых гор минимальные средние концентрации теллура отмечены в корках гайота Бутакова (40 г/т), а максимальные — в корках гайота Грамберга (72 г/т). Средние концентрации компонента менее 50 г/т характеризуют корки гайотов Бутакова, Геленджик, Пегас, Гордина, Скорняковой, Говорова, от 50 до 60 г/т — корки гайотов Вулканолог, Коцебу, Ильичева, Паллада и Ита-Май-Тай, а более 60 г/т — корки гайотов Федорова, Альба, Затонского и Грамберга (Melnikov, 2012).

Распределение **суммы редких земель** ведет себя совершенно по-другому. В корках Магеллановых гор прослеживается весьма четкая закономерность: наблюдается снижение концентраций с северо-запада на юго-восток, причем средние содержания падают почти вдвое — от 2020 г/т на гайоте *Говорова* на северо-западе до 1037 г/т на гайоте *Бутакова* на юго-востоке. Сходная картина отмечается и в распределении **церия**: от 1167 и 1194 г/т на гайотах *Говорова* и *Ильичева* до 567 г/т на гайоте *Бутакова*. Для других редкоземельных элементов тенденция также сохраняется при снижении концентраций от 1,7 до 2,1 раз. Некоторое различие состоит в том, что максимальные концентрации цериевых земель фиксируются в корках гайота *Говорова*, а иттриевых — гайота *Пегас*. Для самого **иттрия** снижение концентраций происходит в 2,4 раза, а максимум отмечен в корках гайота *Коцебу* (Мельников, Плетнев, 2009).

Здесь представляется интересным то, что распределение попутных компонентов не похоже на распределение основных элементов.

Например, содержания **марганца** по рудному району мало изменчивы — от 20,3 до 23,0 %. Значения ниже средних характерны для гайотов западного звена (исключая гайот Вулканолог), а выше средних — на гайотах восточного звена Магеллановых гор (исключение — гайот Грамберга). Более высокие содержания присущи гайотам поднятия Маршалловых островов (в среднем 22 %). Концентрации **железа** с запада на восток распределены волнообразно и достигают максимума в юго-восточной части цепи (гайоты Бутакова и Затонского — более 17 %). На гайотах Маршалловых островов концентрации элемента минимальны (около 15 %). Распределения концентраций **никеля** и **кобальта** в целом похожи на характер распределения марганца, что обычно и характерно для этих элементов, то есть их изменчивость в целом низкая с некоторым повышением в восточной части цепи и снижением в западной части. Средние концентрации обоих элементов достигают максимальных значений на гайоте Рыкачева.

В любом случае таких явных закономерностей у основных компонентов, как у редких земель и теллура, не просматривается.

В дополнение мы проанализировали еще ряд потенциальных попутных компонентов. Так, **молибден** обладает низкой изменчивостью, и практически по всей цепи Магеллановых гор его

содержания заключены в пределах от 400 до 500 г/т. Более высокие концентрации фиксируются на гайотах поднятия Маршалловых островов. В целом молибден тоже следует за марганцем, что, как правило, фиксируется при различных статистических выкладках. **Вольфрам**, который по всем геохимическим представлениям должен был бы вести себя так же, более изменчив. Содержание менее 70 г/т характерно для большинства гайотов Магеллановых гор, но в то же время на западе (гайот Вулканолог) и востоке (гайоты Грамберга и Затонского) отмечены повышенные содержания компонента. Такая же закономерность наблюдается и на гайотах поднятия Маршалловых островов. Распределение **таллия** по гайотам Магеллановых гор изменчиво мало, но на этом фоне имеют место выбросы средних высоких (гайот Вулканолог) и средних низких (гайот Бутакова) значений компонента. Концентрации **ниобия** с определенными оговорками понижаются с запада на восток. Минимальные концентрации фиксируются на гайотах поднятия Маршалловых островов. Более высокие концентрации **висмута** характерны для гайотов западного, а более низкие — для гайотов восточного звена Магеллановых гор.

Это общие закономерности распределения компонентов, которые могут быть важны при определении перспектив рудоносности объекта. Однако нужно знать и распределение элементов в пределах рудных полей. Так, на гайоте *Грамберга* повышенные значения **церия** тяготеют к западным склонам, пониженные — к восточным. На гайоте *Геленджик* все высокие значения отмечаются в корках на юго-западном склоне и северо-восточном отроге, а пониженные — в корках всех северо-западных и юго-восточных склонов. На гайоте *Ита-Май-Тай* высокие значения концентраций на северном и юго-восточном склонах, а низкие — на северо-восточном и западном. Рассмотренные распределения дают возможность убедиться, что существуют определенные закономерности различного уровня, их контролирующие. Можно предположить, что они определяются особенностями геологического строения объектов, к которым приурочены, такими как особенности тектонического строения, магматизма, строения разреза осадочных пород, состава магматических пород на поверхностях гайотов в районах локализации корковых залежей (Мельников, Плетнев, 2009).

Распределение **теллура** в корках по гайотам носит довольно сложный характер с тенденцией уменьшения концентраций с глубиной. На всех гайотах эта закономерность хорошо проявляется только в средних и нижних частях склонов, где преобладают пониженные и низкие значения. В верхних же частях склонов и на вершинных поверхностях характер распределения различен. Так, рудное поле гайота *Грамберга* представлено обширными зонами повышенных (северо-западный и юго-восточный склоны) и пониженных (поверхности юго-западного, восточного и северо-восточного отрогов) значений. На гайоте *Ита-Май-Тай* повышены концентрации в корках отрогов и вершинных поверхностей (максимальные на выступах рельефа и верхних частях отрогов), пониженные и низкие содержания в средних и нижних частях склонов. В корках большей части поверхностей гайота *Геленджик* пониженные концентрации; повышенные приурочены к коркам на северо-восточном отроге, высокие и максимальные на поверхностях локальных вулканических построек на этом отроге и на вершинном плато. Приведенные особенности распределения теллура на разных гайотах наводят на мысль о том, что вулканотектонический контроль его распределения играл, если и не главную, то весьма существенную роль. Магматизм определенной специализации мог сопровождаться поставкой тех или иных концентраций теллура. Понижение же концентраций на нижних склонах может объясняться удалением от источника поставки (Melnikov, 2012).

Было рассмотрено и распределение элементов по разрезу корок. Предыдущими работами установлено, что два нижних слоя (I-1 и I-2) максимально обогащены карбонатно-фосфатным материалом и обеднены полезными компонентами (Mn, Co, Ni, Cu). Противоположная ситуация в двух верхних слоях (II и III). Максимальные концентрации марганца, железа и кобальта фиксируются в слое III, а никеля, меди и титана — в слое II. Однако, несмотря на разубоженность рудного вещества слоя I-1, в нем отмечаются максимальные концентрации молибдена, цинка и свинца и, по результатам анализов методом ICP-MS, также стронция, бария, ванадия и висмута.

В основании разреза корок (слой I-1) максимально концентрируется **церий** и лантан, а также ряд других **редкоземельных элементов** проявляют повышенные значения содержаний.

Однако только церий проявляет такое наглядное тяготение к нижнему слою: его концентрации последовательно убывают к слою III, но уже в слое I-2 они падают почти в 2 раза. В слое I-2 максимально концентрируется иттрий, следующий за карбонатно-фосфатной составляющей, а также эрбий и иттербий (Мельников, Плетнев, 2009). **Теллур** в целом ведет себя достаточно сложно. Можно отметить, что он максимально концентрируется в нижнем слое, а дальнейшее распределение по разрезу незакономерно (Melnikov, 2012).

У других элементов, о которых идет речь, отмечены такие закономерности. Концентрации **вольфрама**, **ниобия**, **таллия** последовательно нарастают от слоя I-1 к слою III. **Висмут** концентрируется в двух нижних слоях. **Молибден** главным образом проявляет максимум содержаний в подошве разреза в слое I-1, затем в слое I-2 концентрации падают до минимума и далее последовательно нарастают к слою III. Такие различия в распределении элементов, вероятно, отражают особенности истории рудогенного процесса, в которых эти компоненты вели себя по-разному.

Более подробно рассмотреть распределение элементов по разрезу корок позволяет микрозондирование, выполненное под руководством А.В. Дарьина (ИГМ) рентгенофлуоресцентным анализом на пучках синхротронного излучения, которое подтверждает и детализирует вышеприведенные закономерности. Исследования **теллура**, проведенные на 16 образцах, показали, что в нижнем слое I-1 концентрации элемента всегда выше, чем в других слоях разреза, примерно в 1,5–2 раза, а далее концентрации умеренно варьируют по разрезу (Melnikov, 2012). Концентрации **молибдена** наиболее велики в нижней половине слоя I-1, а к кровле они снижаются. Концентрации **церия** в пределах слоя I-1 высоки и мало изменчивы; высокие концентрации отмечаются и в подошве слоя I-2, где последовательно снижаются.

Таким образом, для основных компонентов отмечается относительно низкая изменчивость значений в пределах рудных районов и отсутствие устойчивых закономерностей распределения. Напротив, распределения попутных элементов в корках проявляют определенные закономерности, выраженные в пределах рудных районов Магеллановых гор и поднятия Маршалловых островов. И у различных компонентов — различные закономерности распределения. Это наводит на мысль, что у них и различные источники поступления, и пути транспортировки металлов. В целом это может быть связано с особенностями геологического строения, циркуляцией подводных течений, вулканической активностью районов на различных этапах. Поэтому, если мы собираемся использовать эти элементы в практических целях для повышения стоимости единицы руды, их необходимо всесторонне и тщательно изучать.

Литература

Батурин Г.Н. Теллур и таллий в железомарганцевых корках и фосфоритах подводных гор // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 367–371.

Мельников М.Е., Плетнев С.П. Распределения церия в скоплениях железомарганцевых корок различного ранга на Магеллановых горах (Тихий океан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 23–36.

Hein J.R. Cobalt-rich manganese crusts: global distribution, composition, origin and research activities. Workshop on mineral resources of the international seabed area. Kingston. 2000. 45 p.

Hein J.R., Conrad T.A., Staudigel H. Seamount mineral deposits — a source of rare metals for high-technology industries // Oceanography. 2010. V. 23. № 1. P. 184–189.

Koschinsky A., Brian A., Bau M., Hein J., Schmidt K. Rare and valuable metals for high-tech applications found in marine ferromanganese nodules and crusts: relationships to genetic endmembers // Toward the sustainable development of marine minerals: geological, technological, and economic aspects. 39th UMI. Abstracts. 2010.

Melnikov M.Ye. Tellurium in cobalt-rich manganese crusts of the Magellan seamounts // Minerals of the Ocean-6 and Deep-Sea Minerals and Mining-3. International Conference Abstracts. 04–08 June. 2012. VNIIOkeangeologia. St. Petersburg. Russia. P. 74–77.

Yamazaki T., Goto K., Nakatani N., Arai R. Preliminary economic evaluation of rare metal recovery from cobalt-rich manganese crusts // Toward the sustainable development of marine minerals: geological, technological, and economic aspects. 39th UMI. Abstracts. 2010.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ТРАВЕРТИНОВ И ИХ ПРИРОДНЫХ АНАЛОГОВ (НА ПРИМЕРЕ БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИХ КУРОРТОВ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА)

Г.А. Семенов

ООО ГП «СЕВКАВГЕОПРОЕКТ», Ессентуки, gregsemenov@gmail.com

Впервые с целью характеристики вещественного состава биохемогенных карбонатных новообразований Северного Кавказа нами были пройдены геолого-геохимические профили при изучении выходов природных травертинов и во время детального опробования техногенных осадков из бальнеологических систем ряда курортов региона. В соответствии с методикой, широко применяемой для осадочных пород (Бгатов, Матухин, 1969), построены сводные литограммы с показом изменения механического состава, содержания тяжелой и легкой фракций, псефитовой, песчаной и алевритовой размерности и их минерального состава нерастворимого остатка. Выделены минералы, встречающиеся во всех анализируемых образцах данного проявления (в 100 % проб); группа часто встречающихся минералов (в 75–99 %), минералы средней (в 50–74 %), малой (в 25–49 %) и низкой встречаемости (менее чем в 25 %). Результаты изучения минералогии нерастворимого остатка и средних содержаний макро- и микроэлементов в техногенных и природных травертинах региона по данным полуколичественных спектральных анализов, выполненных в ЦЛ ГГП «Севкавгеология» (г. Ессентуки), показаны в таблицах №№ 1–4 при следующих основных выводах:

1. Количество нерастворимого остатка в техногенных травертинах Северного Кавказа составляет обычно 0,003–2,250 % (табл. 1). В некоторых образцах техногенных травертинов проявлений «Министочник», Железноводск, «Лесная сказка» и Кармадон количество нерастворимого остатка достигает 75, 56, 31 и 4 %, что объясняется присутствием Fe_2O_3 в травертинах в количестве 6, 77, 29 и 3 %, соответственно. Также в некоторых образцах природных травертинов проявлений Пятигорск (г. Машук), «Лесная сказка», Кармадон, Аминовка количество нерастворимого остатка достигает 5–55 %, что объясняется присутствием в травертинах большого количества терригенных примесей.

Таблица 1. Количество нерастворимого остатка в техногенных травертинах Северного Кавказа (%)

Проявления	Классы		
	Алевритовый 0,01–0,1 мм	Песчаный 0,1–1 мм	Псефитовый 1 мм
«Лесная сказка» (травертины природные, n=2)	1,8–3,0726	6,521–13,4726	1,6363
«Лесная сказка» (травертины техногенные, n=2)	3,3–12.28	7,806–31,02	1,1–1,7
Аминовка (травертины природные, n=12)	0,02–3,2	0,37–5,48	0,02–1,2
«Министочник» (травертины техногенные, n=8)	0,0043–75,16	0,042–7,0142	0,0142
Нагутское (травертины техногенные, n=3)	0,005–1,28	0,0003–2,35	-
Железноводск (травертины природные, n=4)	0,0111–0,1145	0,0213–0,1625	0,0032
Железноводск (травертины техногенные из «открытой» бальнеологической системы, n=5)	-	0,004–0,07	-
Железноводск (травертины техногенные из «закрытой» бальнеологической системы, n=30)	0,0007–11,96	0,00074-56,04	0,067–19,8
Пятигорск, г. Машук (травертины природные, n=11)	0,25–2,61	0,46–54,64	-
Пятигорск, Перкальская скала (травертины природные, n=1)	0,0340	0,0047	-
Пятигорск (травертины техногенные, n=2)	0,0150–0,2981	0,0383–0,0105	-
Кармадон (травертины природные, n=6)	0,2645–1,82	0,17–4,80	0,0291–7,75
Кармадон (травертины техногенные из «открытой» бальнеологической системы, n=2)	0,3912	0,0535	0,0280
Кармадон (травертины из «закрытой» бальнеологической системы, n=47)	0,0027–0,4923	0,0002–0,92	0,0021–4,03

Численность минеральных видов изменяется от 28 («Лесная сказка») до 89 (Кармадон) в техногенных и от 30 (Пятигорск) до 55 (Аминовка) в природных травертинах (табл. 2).

Таблица 2. Максимальная численность минеральных видов в техногенных и природных травертинах Северного Кавказа (штук)

Проявления	Тяжелая фракция		Легкая фракция	Сумма
	ксеногенная	аутигенная		
«Лесная сказка» (природные травертины, n=2)	30	3	15	48
«Лесная сказка» (травертины техногенные, n=2)	13	2	13	28
Аминовка (природные травертины, n=12)	35	4	16	55
«Министочник» (техногенные травертины, n=8)	33	6	17	56
Нагутское (техногенные травертины, n=3)	38	4	18	60
Железноводск (природные травертины, n=4)	31	4	16	51
Железноводск (техногенные травертины, «открытая» бальнеологическая система, n=5)	25	6	11	42
Железноводск (техногенные травертины, «закрытая» бальнеологическая система, n=30)	38	8	26	72
Пятигорск, г. Машук (природные травертины, n=11)	14	4	12	30
Пятигорск, Перкальская скала (травертин природный, n=1)	27	3	9	37
Пятигорск (техногенные травертины, n=2)	22	6	7	35
Кармадон (природные травертины, n=6)	31	4	17	52
Кармадон (техногенные травертины, «открытая» бальнеологическая система, n=2)	21	3	15	39
Кармадон (техногенные травертины, «закрытая» бальнеологическая система, n=47)	53	6	30	89

На основании полученных данных построена сводная таблица 3, в которой приведены минералы средней и частой встречаемости в техногенных травертинах наиболее полноопробованных проявлений «Министочник», Железноводск, Кармадон. Как видно из этой таблицы, из ксеногенных минералов тяжелой фракции в техногенных травертинах Северного Кавказа лейкоксен, циркон и магнетит относятся к группе часто встречающихся. Они отмечены более чем в 75 % проб. Минералы средней встречаемости: цоизит + эпидот, хлорит, ромбические и моноклинные пироксены, гранат, анатаз, рутил, роговая обманка + актинолит, биотит, ильменит, апатит, турмалин — обнаружены в 50 % проб и более. Минералы малой встречаемости: сфен, мусковит, доломит — в более 25 % проб. К минералам низкой встречаемости относится андалузит, который присутствует менее чем в 25 % проб.

Таким образом, можно выделить ассоциации минералов, в разной степени присущие для техногенных травертинов, образовавшихся в бальнеологических системах курортов минеральных вод Северного Кавказа. Самая характерная ассоциация минералов — это кварц, лейкоксен, циркон, магнетит, лимонит + гетит. На втором месте — цоизит + эпидот, хлорит, ромбические и моноклинные пироксены, гранат, анатаз, рутил, роговая обманка + актинолит, биотит, ильменит, апатит, турмалин, пирит, плагиоклазы + калишпаты, глауконит. Далее следуют сфен, мусковит, доломит, барит.

2. Наряду с минералами, которые встречаются повсеместно, необходимо отметить, что только в техногенных травертинах проявления Кармадон присутствуют магнезит, ксенотим, пренит, хромит, хризотил-асбест, соссюрит, анальцим, а в проявлении Железноводск — пирротин и серицит. Скорее всего, это вызвано литологическими особенностями водовмещающего комплекса пород.

3. Минералы с большим удельным весом: пироксены, сфен, роговая обманка + актинолит, анатаз, апатит, хлорит, гранат, магнетит, рутил, пирит, лимонит + гетит и другие — накапливаются преимущественно в алевритовом классе. Вероятно, для ксеногенных минералов

основной причиной подобной зависимости является увеличение способности к механической миграции с уменьшением размерности зерен. Аутигенные пирит, лимонит + гетит, а также сульфаты и сидерит, по-видимому, не имели условий для значительного роста, что обусловлено механизмом кристаллизации и осаждения из раствора.

Таблица 3. Минералогия нерастворимого остатка техногенных травертинов Северного Кавказа (в % отношении к количеству проб)

Наименование минерала	Проявления		
	Железноводск, «закрытая», n=30, K_2-N	«Министочник» n=8 K_2-N	Кармадон n=47 J_{1-2}
Тяжелая фракция			
Ксеногенная			
анатаз	53	62,5	87
апатит	77	50	45
биотит	80	25	77
гранат	73	62,5	79
доломит	7	25	60
ильменит	50	75	66
лейкоксен	77	75	85
магнетит	60	87,5	81
мусковит	63	37,5	34
пироксены моноклинные	-	12,5	-
пироксены ромбические	-	50	-
пироксены ромбические и моноклинные	63	-	94
роговая обманка + актинолит	67	25	91
рутил	67	62,5	60
сфен	53	50	36
турмалин	37	87,5	40
хлорит	67	50	83
циркон	87	62,5	91
цоизит+эпидот	90	62,5	57
андалузит	20	50	2
Аутигенная			
барит	60	12,5	23
лимонит + гетит	60	87,5	89
пирит	37	62,5	79
Легкая фракция			
глауконит	77	62,5	17
калишпаты + плагиоклазы	53	12,5	53
кварц	100	100	100
хлорит	73	50	9

4. Приведенные в таблице 4 средние содержания макро- и микрокомпонентов в травертинах Северо-Кавказского региона позволяют утверждать следующее:

а) увеличение концентраций Ва в проявлениях «Министочник» и «Лесная сказка», а также Мо, возможно, связано с близостью Белореченского глубинного разлома;

б) максимальные концентрации элементов накапливаются в ожелезненных и омарганцованных разностях травертинов, в которых присутствует большинство аутигенных минералов, что связано с механизмом отложения хемогенных осадков при растекании вод по поверхности травертиновых выходов и их повышенными сорбционными способностями. Данная зависимость сохраняется в этом случае как для природных травертинов, так и для их техногенных аналогов «закрытых систем», причем редко благородно окрашенных (мраморные ониксы), которые обнаружены впервые в накопительных емкостях курорта Железноводск.

Таблица 4. Средние содержания макро- и микроэлементов в травертинах ряда курортов Северного Кавказа (в г/т)

Элементы		Травертины								
		Техногенные						Природные		
		«Лесная сказка» n=2	«Мин-источ-ник» n=8	Карма-дон n=16	Железноводск «открытая» система n=12	Железноводск «закрытая» система n=34	Железноводск n=4	«Лесная сказка» n=2	Ами новка n=13	Карма дон n=5
Горных пород	**Ba**	40	867	31	32	28	18	100	56	24
	Sr	100	500	214	9200	5816	1000	350	15	300
	Be	0,05	-	-	2,3	2	2,5	0,6	-	0,05
Группы железа	**Fe**	10000	3967	1186	1038	4066	525	5400	360	520
	Mn	150	123	493	38	59	50	5100	9	130
	Ti	110	80	137	102	118	60	250	57	140
	Ni	108	-	0,2	-	0,7	-	3,5	-	0,3
	V	0,5	0,6	0,9	1,9	3,8	1	3,5	0,5	1,3
	Cr	253	-	-	-	-	-	1,5	0,4	-
Метал-лические рудные	**Cu**	17,5	0,3	0,9	2	1,2	0,6	1	2	1,6
	Sn	-	-	0,2	-	-	-	-	-	0,3
Метал-логенные	**As**	-	-	-	16	38	15	-	-	-
Редкие	**Mo**	1,3	-	0,05	-	0,02	-	0,3	-	0,07
	Zr	1,6	2,8	3,6	4	4	3	10	2	5

5. Изучение минералого-геохимических особенностей образования природных и техногенных травертинов ряда бальнеологических курортов Северо-Кавказского региона и Альпийского пояса Мира указывает на четкую геохимическую специализацию каждого конкретного проявления и на возможную пространственно-генетическую связь с эндогенным оруденением (Семенов, 1984, 2007, 2011), что может быть объяснено: а) литологической изменчивостью геологического разреза, подстилающего выходы травертинов и определяющего пути миграции вод; б) различным химическим составом этих вод; в) присутствием в разрезе интрузивных образований и близостью вулканического аппарата; г) минералого-геохимическими характеристиками эндогенного оруденения различного генезиса, которые и определяют в каждом конкретном случае бальнеологическую эффективность вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры.

Литература

Бгатов В.И., Матухин В.Г. Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 52. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1969. 193 с.

Семенов Г.А. Травертинообразование и рудогенез // Тез. докл. 27-го Междунар. геол. конгр.: в 10 т. М.: Внешторгиздат, 1984. Т. 2. С. 186–188.

Семенов Г.А. О пространственно-генетической связи травертинов Альпийского пояса мира с месторождениями полезных ископаемых различного генезиса // Осадочные породы, полезные ископаемые и почвы, процессы гипергенеза: Тр. Всерос. конф. Ростов-на-Дону: Изд. СКНЦ ВШ, 2007. С. 55–65.

Семенов Г.А. Травертины Альпийского пояса мира и основные направления их использования // Учен. зап. Казан. ун-та. Естеств. науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 267–278.

ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И БИОТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-СИЛУРИЙСКИХ АЛТАЙСКИХ И САЛАИРСКИХ БАССЕЙНАХ

Н.В. Сенников, О.Т. Обут, Е.В. Лыкова, Р.А. Хабибулина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, sennikovnv@ipgg.sbras.ru

На позднекембрийском, ордовикском и силурийском хроностратиграфических интервалах в мировой практике по материалам различных геологических регионов выделяется последовательный ряд кратковременных абиотических и биотических событий глобального масштаба, последствия которых фиксируются в литологической летописи в достаточно узком стратиграфическом интервале, при этом нередко биотические события перестроек структур и состава палеобиот часто совмещаются с седиментационными событиями (Walliser, 1986). Установление («идентификация») ранее выделенных и «признанных» глобальными событий в исследуемом регионе возможно только при наличии соответствующей точной датировки местных разрезов методами зональной стратиграфии, так как «глобальность» таких событий определяется их синхронностью на разных континентах именно методами зональной (инфразональной) стратиграфии. Материалы по идентификации глобальных событий в глубоководных разрезах океанического генезиса крайне ограничены.

Полученные в последние годы на Горном Алтае и Салаире данные по зональным граптолитовым и конодонтовым последовательностям позднекембрийского, ордовикского и силурийского хроностратиграфических интервалов (Кривчиков и др., 1976; Сенников, 1976, 1996; Петрунина и др., 1984; Sennikov, 1994; Ивата и др., 1997; Сенников и др., 2001, 2002, 2003; Sennikov et al., 2003, 2004, 2008; Сенников, Буколова, 2010) позволяют в детально описанных разрезах шельфового и океанического генезиса выделять и точно, на зональной основе датировать такие события, калибровать их на «глобальные» и «региональные» и соотносить с ранее установленными глобальными событиями. На протяжении ордовика и силура в Алтайском и Салаирском шельфовых бассейнах происходила постепенная смена терригенного типа седиментации на карбонатный. Такая смена осложнялась контрастными их изменениями, например, залеганием на «чистых» известняках мелководных уровневых рифов глубоководных черных глинистых аргиллитов. На южно-сибирских разрезах были определены глобальные и региональные компоненты такой смены режимов седиментации, а при одновременном их воздействии оценивался их общий суммарный вектор.

В результате изучения алтае-салаирских разрезов и точной зональной датировки специфических литологических пачек в них выделены проявления следующих событий.

Глобальное регрессивное событие Lange Ranch (LREE)

Событие LREE установлено по материалам из Северной Америки и Китая (Miller, 1984) и в современном понимании сопоставляется с основанием конодонтовой зоны C. proavus. Конодонты терминального кембрия (конец батырбайского века) уровня зоны C. proavus на Горном Алтае найдены в низах камлакской свиты шельфового генезиса. Возможные литологические реперы события LREE на Алтае пока не выбраны.

Глобальное регрессивное событие Acerocare (ARE)

Выделение этого события основано на материалах по карбонатным шельфам Северно-Американской, Сибирской и Китайской платформ. Событие ARE коррелируется с основанием конодонтовой зоны Iapetognathus fluctivagus и основанием граптолитовой зоны R. flabelliforme parabola (Erdtmann, 1984, 1986), Ранее предполагалось соответствие события ARE эвстатическому событию LREE (Erdtmann, Miller, 1981). Событие ARE распознается внутри камлакской свиты (нижняя часть верхней подсвиты) в северной части региона алтайского шельфового бассейна (Петрунина и др., 1984; Sennikov et al., 2008). В разрезе «Камлак» имеется пачка конгломератов мощностью 35 м, по простиранию переходящая в песчаники. Встречающиеся в известняках

заключительной пачки среднекамлакской свиты в этом разрезе конодонты относятся к уровню зоны Iapetognathus fluctivagus.

Глобальное трансгрессивное событие Black Mountain (BME)

Событие BME выделено по материалам Австралии и приурочено к подошве конодонтовой зоны C. angulatus (Miller, 1984). На Салаире в шельфом палеобассейне проявление этого события отсутствует — по найденным там конодонтам положение события должно проходить внутри единой пачки рифоидных известняков толсточихинской свиты. Событие BME на Горном Алтае однозначно не идентифицируется вследствие отсутствия конодонтов зоны C. angulatus. Однако, следует обратить внимание на «Внезапный эпизод» появления глубоководных черных сланцев в нижней половине верхнекамлакской подсвиты в Камлакском относительно мелководном участке Алтайского палебассейна — возможно, это литологический маркер BME.

Глобальное регрессивное событие Peltocare (PRE)

Событие PRE было предложено на материалах Балтийского палеобассейна (Erdtmann, 1986). Оно сопоставляется с нижней границей граптолитовой зоны Ad. tenellus. Событие PRE распознается внутри ишпинской свиты Алтайского шельфового бассейна. Там оно фиксируется по песчаникам и аргиллитам верхней части свиты, залегающим на различных, преимущественно органогенных, известняках средней части свиты (Кривчиков и др., 1976; Петрунина и др., 1984; Sennikov et al., 2008). В разрезе «Перевальный» в низах верхней части ишпинской свиты установлены граптолиты зоны Ad. tenellus.

Глобальное регрессивное событие Kelly Creek (KCE)

Событие KCE было выделено на материалах Австралии (Nicoll et al., 1992), где оно располагается ниже подошвы конодонтовой зоны Par. proteus. Событие KCE идентифицируется на Алтае в верхнекамлакской подсвите, где присутствуют три базальных пачки конгломератов мощностью до 170 м (Петрунина и др., 1984; Sennikov et al., 2008; Носков, 2007). Конгломераты крупно- и средне-галечные, плохо сортированные, хорошо окатанные, в составе галек граниты, гранодиориты, сиениты, диориты, фельзиты, базальты, кварциты, кремни, песчаники, алевролиты, известняки. Стратиграфически выше конгломератов в разрезе «Камлак» в песчаниках найдены граптолиты зоны T. osloensis / Al. hyperboreus, сопоставляемые в полном стратиграфическом объеме с зоной Kiaerograptus. Зона Kiaerograptus в граптолитовом стандарте Балтоскандии коррелятивно расположена ниже подошвы конодонтовой зоны Par. proteus, что позволяет распознавать событие KCE при наличии в разрезах граптолитов этой зоны.

Глобальное регрессивное событие Ceratopyge (CRE)

Событие CRE основано на североамериканских материалах (Erdtmann, 1986). Оно соотносится с верхней частью тремадока, со срединой граптолитовой зоны Ar. murrayi и срединой конодонтовой зоны Par. proteus. Это регрессивное событие CRE фиксируется на Алтае в разрезах океанического генезиса (фрагменты Палеоазиатского океана) в основании марчетинской свиты по появлению красноцветных терригенных пород и красных кремней (Сенников и др., 2001, 2003; Sennikov et al., 2008). В подстилающей талицкой свите терригенные породы преимущественно сероцветные, изредка лиловые, а кремни главным образом лиловые и сургучные. В разрезе «Марчета-2» в кремнях найден комплекс конодонтов средней части зоны Par. proteus.

Глобальное биотическое событие Basal Arenig Bio-Event (BAgB)

На границе тремадока и флоиана (аренига в ранее применяемой британской шкале) выделяется крупное биотическое событие коренной перестройки таксономического состава пелагических и бентосных сообществ (Walliser, 1986). Основной причиной такого биотического события предполагается глобальная трансгрессия. Биотическое событие BAgB коррелируется с основанием граптолитовой зоны T. approximatus. В Алтайском шельфовом бассейне биотическое событие BAgB и, соответственно, глобальное трансгрессивное событие идентифицируются в низах тулойской свиты (Кривчиков и др., 1976; Петрунина и др., 1984; Носков, 2007; Sennikov et al., 2008), залегающей с угловым и азимутальным несогласием, с мощной (до 130 м) базальной пачкой конгломератов в различных разрезах на разновозрастных горизонтах кембрия (на нижнекембрийских отложениях — разрез «Лебедь», на среднекембрийских отложениях — разрез «Тагаза», на верхнекембрийских отложениях — разрез «Тандошка») и низов ордовика (на

тремадокских отложениях — разрезы «Ишпа» и «Тулой»). Базальные конгломераты ишпинской свиты крупногалечные, реже среднегалечные, плохо сортированные, хорошо окатанные, в составе галек граниты, гранодиориты, сиениты, диориты, габбро, туфы, кварциты, песчаники, роговики. В низах свиты в разрезах «Тулой», «Лебедь» и «Тагаза» непосредственно над конгломератами найден комплекс граптолитов зоны T. approximatus.

Региональное позднедапинское регрессивное событие

На Алтае зафиксировано региональное регрессивное седиментационное событие — «карасинское», проявленное на уровне границы между подзоной caduceus imitatus и подзоной sinodentatus/Cardiograptus граптолитовой зоны hirundo. Это седиментационное событие задокументировано в разрезе карасинской свиты в виде базальной пачки грубообломочных желто-серых песчаников барового генезиса, залегающих на глубоководных темно-серых аргиллитах тулойской свиты (Буколова, 2011).

Региональное среднедаррвилское регрессивное событие

На Салаире выделено региональное регрессивное седиментационное событие — «зайчихинское», проявленное на уровне верхней части граптолитовой зоны balchashensis/kirgisicus. Это событие отражено в виде базальной пачки гравелитов и гравийных песчаников зайчихинской свиты, перекрывающей темные глинистые глубоководные аргиллиты изыракской свиты (Свиридов, 1968; Сенников, 1986, 1996).

Региональное позднедаррвилское регрессивное событие

В Горном Алтае установлено региональное регрессивное седиментационное событие — «бугрышихинское», зафиксированное на уровне границы между граптолитовыми зонами balchashensis/kirgisicus и geminus/jakovlevi/coelatatus в виде базальной пачки конгломератов бугрышихинской свиты, залегающих на глубоководных черных аргиллитах воскресенской свиты (Sennikov et al., 2008).

Региональное поднекатийско-раннехирнантское трансгрессивное событие

На конец ордовика (поздний катий – ранний хирнант) на Горном Алтае фиксируется пик крупномасштабной региональной трансгрессии. В одной группе разрезов он задокументирован по быстро растущим «уровневым» рифовым комплексам техтеньской свиты, а в другой группе разрезов по появлению радиоляритов в кремнисто-терригенной толще (Sennikov, Obut, 2007; Сенников и др., 2011). Это было следствием интенсивного прогибания палеобассейна, превосходившего по скорости общее снижение уровня мирового палеоокеана, связанное с начальной фазой позднеордовикского оледенения.

Глобальное регрессивное событие HICE (Hirnantian isotopic carbon excursion)

В конце ордовика в позднем катии и хирнанте, в период раннефанерозойского оледенения произошло падение уровня мирового океана от 80 до 150 м, что привело к появлению в верхнеордовикских разрезах мелководных образований и перерывов в осадкообразовании. На Алтае это отражается в виде резкой смены сероцветных карбонатных и тонко-терригенных осадков гурьяновской свиты на красноцветные, терригенные (песчаники и гравелиты), экстремально мелководные осадки чеборской свиты. В другой части Алтая в буровлянской пачке дальманитиновых известняков средней части хирнанта установлен характерный изотопный экскурс — HICE (Сенников, Айнсаар, 2012), фиксирующийся в многочисленных разрезах многих континентов (Underwood et al., 1997; Bergstrom et al., 2006, 2009; Chen et al., 2006; Kaljo, Martma, 2011; Mitchell et al., 2011).

Глобальное раннешейнвудское биотическое событие

В нижнесилурийских разрезах Горного Алтая выявлено литологическое проявление раннешейнвудского биотического события, известного в ряде регионов (Использование…, 2000). На Алтае в черных аргиллитах чесноковской свиты найдены граптолиты зон insectus и centrifugus. Непосредственно над относительно глубоководными терригенными породами чесноковской свиты залегают массивные рифогенные светло-серые известняки чагырской свиты. Однако проявление раннешейнвудского события в других разрезах на Горном Алтае не столь контрастно — на этом уровне может располагаться пачка глинистых комковатых известняков с переходными теличско-шейнвудскими комплексами трилобитов и брахиопод. Вымирание

лландоверийских таксонов граптолитов (диплограптид и др.) и появление венлокских таксонов (циртограптид и др.) носит ступенчатый характер и продолжается от конца зоны spiralis, весь интервал зон lapworthi, insectus и centrifugus.

Глобальное поздневенлокское биотическое событие lundgreni

В нижнесилурийских разрезах Горного Алтая и Салаира установлено литологическое проявление поздневенлокского биотического события массового вымирания граптолитов Cyrtograptus lundgreni с кратковременным одноступенчатым вымиранием циртограптид и др. На Горном Алтае оно зафиксировано в виде венчающей разрез массивных известняков чагырской свиты маломощной (1–2 м) пачки комковатых глинистых известняков, выше которой обнажается переслаивание желто-серых и серых аргиллитов и алевролитов с подчиненными линзовидными прослоями песчанистых известняков куимовской свиты. Такие седиментационные особенности следует считать проявлением резкой глобальной регрессии, которая по (Использование…, 2000) явилась причиной биотического события Cyrt. lundgreni. В других алтайских разрезах в темно-серых и желто-серых аргиллитах куимовской свиты найдены граптолиты *Testograptus testis* (Barrande), *Monograptus* cf. *flemingi* (Salter), *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp., *Cyrtograptus* sp., указывающие на возраст вмещающих отложений — самый ранний гомер (зона lundgreni/testis). На Салаире в желтых и серых аргиллитах потаповской свиты найдены граптолиты переходных форм *Monograptus priodon* (Bronn) – *Monograptus flemingi* (Salter). Такие формы могут датировать возраст отложений также самым ранним гомером (зона lundgreni/testis). Можно констатировать, что появляющиеся в разрезах Алтая и Салаира желто- и буроцветные песчаники, достоверно датированные граптолитами зоны Cyrt. lundgreni, являются маркерами этого события на юге Сибири. Они идентичны буровато-желтым песчаникам — маркерам биотического события Cyrt. lundgreni в разрезах в Таджикистане (Использование…, 2000).

Заключение

1. На Горном Алтае и Салаире в позднекембрийском и раннеордовикском хроностратиграфическом интервалах фиксируются (как биостратиграфическое положение, так и литологическое проявление) все из официально признаваемых глобальных трансгрессивно-регрессивных событий. Можно сделать вывод, что скорости регионального прогибания (или поднятия) Алтайского и Салаирского бассейнов были в то время значительно меньше скоростей глобальной эвстатики и не могли нивелировать ее последствия.

2. На среднеордовикском и на ранне-средней частях позднеордовикского хроностратиграфических интервалах в Алтайском и Салаирском бассейнах выделяются четко проявленные три регрессивных и одно трансгрессивное региональные события. Это позволяет утверждать, что указанные южно-сибирские палеобассейны в рассматриваемый отрезок геологической истории эпизодически испытывали резкие масштабные поднятия и опускания.

3. В конце ордовика и в силуре в Алтайском и Салаирском шельфовых бассейнах проявились глобальные седиментационные и биотические события. Отсутствие специфических региональных седиментационных событий, в дополнение к глобальным, свидетельствует о масштабном замедлении процессов прогибания (или поднятия) дна Алтайского и Салаирского палеобассейнов, по сравнению с возрастным интервалом среднего ордовика и первой половиной позднего ордовика. Не исключено, что такое явление указывает на относительную стабилизацию южно-сибирского блока с располагавшимися на нем отмеченными палеобассейнами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00553), программы Президиума РАН «Происхождение биосферы» и Интеграционного проекта СО РАН и Французского научного общества.

Литература

Буколова Е.В. Лито- и биостратиграфия среднего ордовика северо-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 9. С. 1242–1255.

Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. С. 1427–1444.

Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 170 с.

Кривчиков А.В., Петрунина З.Е., Севергина Л.Г. Ордовикская система. Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая: Стратиграфия. Новосибирск, 1976. С. 29–44.

Носков Ю.С. Конгломераты с галькой магматических пород Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2007. 168 с.

Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Кривчиков А.В., Пузырев А.А., Севергина Л.Г., Обут А.М., Заславская Н.М. Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. М.: Наука, 1984. 124 с.

Свиридов В.Г. Материалы по стратиграфии ордовикских отложений Юго-Западного Присалаирья // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии нижнего и среднего палеозоя Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1968. Т. 202. С. 131–133.

Сенников Н.В. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. М.: Наука, 1976. 270 с.

Сенников Н.В. Находка ордовикских граптолитов в Новосибирской области // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 101–103.

Сенников Н.В. Граптолиты палеозоя Средней Сибири (систематика, филогения, биохронология, биологическая природа, палеозоогеография). Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 225 с.

Сенников Н.В. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтае-Салаирском бассейне // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». Москва: Изд-во ПИН РАН, 2011. С. 38–70.

Сенников Н.В., Айнсаар Л. Первые данные по изотопам углерода в хирнанте Горного Алтая // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания. 24–28 сентября 2012 г. ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 205–207.

Сенников Н.В., Буколова Е.В. Динамика таксономического разнообразия граптолитов в Алтайском и Салаирском ордовикских бассейнах // Эволюция органического мира и биотические кризисы. Материалы LVI сессии Палеонтологического общества. СПб., 2010. С. 100–102.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 156–171.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1488–1516.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Ивата К. Конодонтовые зоны верхнего кембрия – нижнего ордовика западной части Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тезисы докладов XLVIII сессии Палеонтологического общества. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2002. С. 127–128.

Сенников Н.В., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., Ивата К., Ермиков В.Д. Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурьинской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, 2001. С. 145–151.

Bergstrom S., Chen Xu, Gutierrez-Marco J.C., and Dronov A. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}C$ chemostratigraphy // Lethaia. 2009. V. 42. P. 97–107.

Bergstrom S.M., Salzman M.M., and Schmitz B. Fist record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}C$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications // Geol. Mag. 2006. V. 143. P. 657–678.

Chen Xu, Rong Jiayu, Fan Junxuan, Zhan Renbin, Mitchell Ch.E., Harper D.A.T., Melchin M.J., Peng Ping'an, Finney S.C., and Wang Xiaofeng. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System) // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 183–196.

Erdtmann B.-D. Outline ecostratigraphic analysis of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the palaeogeographic disposition of the Japetus // Geol. Palaeontol. 1984. V. 18. P. 9–15.

Erdtmann B.-D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // Lect. Notes Earth Scien. 1986. V. 8. P. 139–152.

Erdtmann B.-D. and *Miller J.F.* Eustatic control of lithofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian // Second Internat. Symposium on the Cambrian System. 1981. P. 78–81.

Kaljo D. and Martma T. Carbon isotope trend in the Mirny creek area, NE Russia, its specific features and possible implications of the uppermost Ordovician stratigraphy // Ordovician of the World. 11th International Symposium on the Ordovician System. Madrid. 2011. P. 267–273.

Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodonts evolution, biofacies, and provincialisms // Conodont biofacies and provincialisms. Sp. Paper of Geology Soc. of America. 1984. V. 196. P. 43–68.

Mitchell C.E., Storch P., Holmden C., Melchin V.J., and Gutiérrez-Marco J.C. New stable isotope data and

fossils the Hirnantian Stage in Bohemia and Spain: implications for correlation and paleoclimate // Ordovician of the World. 11th International Symposium on the Ordovician System. Madrid. 2011. P. 371–378.

Nicoll R.S., Laurie J.R., Shergold J.H. and Nielsen A.T. Preliminary correlation of Latest Cambrian to Early Ordovician sea level events in Australia and Scandinavia // Global Perspectives on Ordovician geology. Balkema Press, Rotterdam. 1992. P. 381–394.

Sennikov N.V. Siberian graptolite associations from Cambrian-Ordovicin boundary beds // Graptolite Research Today. Nanjing: Nanjung University Press. China. 1994. P. 159–163.

Sennikov N.V. Ordovician events in Altai-Salair-Kuznetsky and Tuva basins and their influence on the sedimentary facies and marine biota (Siberia, Russia) // INSUGEO, Serie Correlacion Geologica, 17. Ordovician from the Andes. 2003. P. 461–465.

Sennikov N.V., Obut O.T., Iwata K., Khlebnikova T.V., and Ermikov V.D. Lithological Markers and Bio-indicators of Deep-water Environments During Paleozoic Siliceous Sedimentation (Gorny Altai Segment of the Paleo-Asian Ocean) // Gondwana Research. 2004. V. 7. № 3. P. 843–852.

Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., and Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian Biostratigraphy and Paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. 154 p.

Sennikov N.V. and Obut O.T. Silica sedimentation in the Altai Late Ordovician Shelf basin on the south of West Siberia (Russia) // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. V. 46. Suppl. P. 445–448.

Sennikov N.V., Obut O.T., Bukolova E.V., and Tolmacheva T.Yu. Traces of the Global and Regional sedimentary events in Early Ordovician sections of the Gorny Altai (Siberia) // Ordovician of the World. 11th International Symposium on the Ordovician System. Madrid. 2011. P. 553–557.

Underwood C.J., Crowley S.F., Marshall J.D., and Brenchley P.J. High-resolution carbon isotope stratigraphy of the basal Stratotype (Dob's Linn, Scotland) and its global correlation // Journ. Geol. Soc. 1997. V. 154. P. 709–718.

Walliser O.H. (Ed.). Global Bio-Events // Lecture Notes in Earth Sciences. 1986. V. 8. Springer-Verlag. 442 p.

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЮРСКО-НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА УНАСЛЕДОВАНО РАСТУЩИХ ПОДНЯТИЯХ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

З.Я. Сердюк, И.Ю. Вильковская, Л.И. Зубарева, Н.В. Кирилова, О.Н. Стефаненко, И.Е. Стариченко

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, serdiukzy@sniiggims.ru

При решении многих актуальных вопросов нефтегазовой геологии роль тектонического фактора приобретает большой интерес. Это относится прежде всего к выяснению степени влияния его на фациальные условия осадконакопления, формирование типов пород-коллекторов, залежей нефти и газа, постседиментационные изменения пород в зонах тектонической брекчированности и разуплотненности, характер гидрогеохимических процессов, миграцию и локализацию газово-жидких флюидов и многие другие геологические аспекты. Изучение этих природных явлений рационально на основе комплексного анализа геолого-геофизических материалов и с учетом выявленных закономерностей, происходящих в геологической истории Земли (Наливкин, 1956; Косыгин, 1969; Крашенинников, 1971).

В статье приведены новые данные, полученные на основе использования научно-теоретических разработок Ю.А. Косыгина по реконструкции геологических обстановок прошлого. В своей монографии «Тектоника» он неоднократно подчеркивает: «Движение земной поверхности, находящейся в причинной связи с тектоническими движениями и выражающиеся в развитии положительных и отрицательных форм рельефа суши и морского дна оказывают влияние на распределение осадков, изменение их мощностей и литологические особенности» (Косыгин, 1969, стр. 296). Мощности имеют размеры и поэтому вносят элементы метрики в изучение тектонических движений. Фациальные данные позволяют оценить возможность использования мощностей для реконструкции тектонических движений. Владея точной

хроностратиграфической корреляцией изучаемых отложений, их мощностью и материалами детального фациального анализа, можно откартировать зоны распространения пород-коллекторов и приуроченные к ним залежи УВ.

Одновременно с этим мы использовали методику Д.В. Наливкина, изложенную в его монографии «Учение о фациях» (Наливкин, 1956). Сущность ее заключается в том, что автор рассматривает специфику морского осадконакопления с учетом морфологических форм рельефа дна морского бассейна и его динамики.

Располагая большим фактическим материалом, накопленным за многие годы в процессе комплексного изучения кернов глубоких скважин, данных сейсморазведки и ГИС, мы пришли к выводу о тесной связи тектоники с мощностями и фациями отложений одного и того же хроностратиграфического уровня. Было обращено внимание на тот факт, что большинство глубоких скважин, пробуренных в сводах унаследованных поднятий, в основании средне-верхнеюрского разреза вскрывают аргиллиты нижней подсвиты васюганской свиты (Межовский свод, Старосолдатский, Демьянский, Александровский мегавалы). Они несогласно залегают на доюрских породах разного состава. Скважины, пробуренные на склонах таких поднятий, вскрывают алеврито-песчаные отложения пластов $Ю_4$, $Ю_3$, $Ю_2$, $Ю_2^0$, несогласно перекрывающие доюрские породы. В своде некоторых поднятий на доюрских породах залегают аргиллиты георгиевской и даже баженовской свит (Межовский свод, Демьянский мегавал). На склонах таких поднятий скважинами вскрыты алеврито-песчаные отложения пласта $Ю_1$ ачимовской толщи. Он обычно сложного строения.

На основе модели морского осадконакопления в условиях растущего поднятия (острова по Д.В. Наливкину), происходящего при активной тектонической деятельности, нами создана тектоно-седиментационная модель для средне-верхнеюрского и неокомского формационных комплексов (рис. 1). Суть ее в следующем. После байос-среднебатского, среднекелловейского и кимеридж-волжского относительного тектонического покоя в верхнем бате – нижнем келловее, оксфорде и берриасс – нижнем валанжине постепенно активизируется тектоническая деятельность. Особенно интенсивно она проявилась на унаследованных положительных формах доюрского рельефа (сводах, мегавалах) и прежде всего в пределах активных геоблоков, расположенных в центральной части Западной Сибири (Шпильман и др., 1999).

То, что тектоническая активность периодически проявлялась в центральной части плиты в мезозое и кайнозое, отмечают В.С. Сурков и О.Г. Жеро. Они пишут: «...анализ тектонического строения фундамента и платформенного чехла плиты показывает, что *центральная часть* ее в мезозое и кайнозое являлась ареной наиболее контрастных вертикальных движений. Эти движения сыграли определенную роль в формировании ловушек структурного и литологического типа по всему разрезу чехла и, особенно, в нижних его горизонтах» (Сурков и др., 1981).

По мнению М.Я. Рудкевич и Г.Е. Рябухина, «причину возникновения и развития крупных по площади поднятий *в центре* Западно-Сибирской чашеобразной котловины, вероятно, следует искать в природе и строении домезозойского фундамента плиты» (Рудкевич, 1967; Рудкевич и др., 1967).

А.Э. Конторович и его коллеги также указывают на высокую тектоническую мобильность центральных частей Западно-Сибирской низменности в первой половине валанжинского века, когда «морской бассейн сохранился примерно в тех же границах, что и в предыдущую эпоху» (Конторович и др., 1971). Эти авторы отмечают, что «ранее всего изменение геологической обстановки сказалось на центральных районах низменности. Здесь в нижне-средневаланжинское время формируется песчаная ачимовская пачка. Морской ее генезис не вызывает сомнений». Аномальные значения отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ и своеобразие распределения серы и пиритного железа авторы связывают «с особенностями тектонического развития низменности в течение валанжинского века» и своеобразным ходом диагенеза, сопровождавшимся ***многократным взмучиванием и перемывом осадков.*** «То обстоятельство, что такой ход диагенетических процессов приурочен не к периферическим частям валанжинского моря, а к его центральной части, исключает предположение, что он вызван особенностями прибрежно-морской седиментации. Данные анализа геохимических исследований валанжинских разрезов

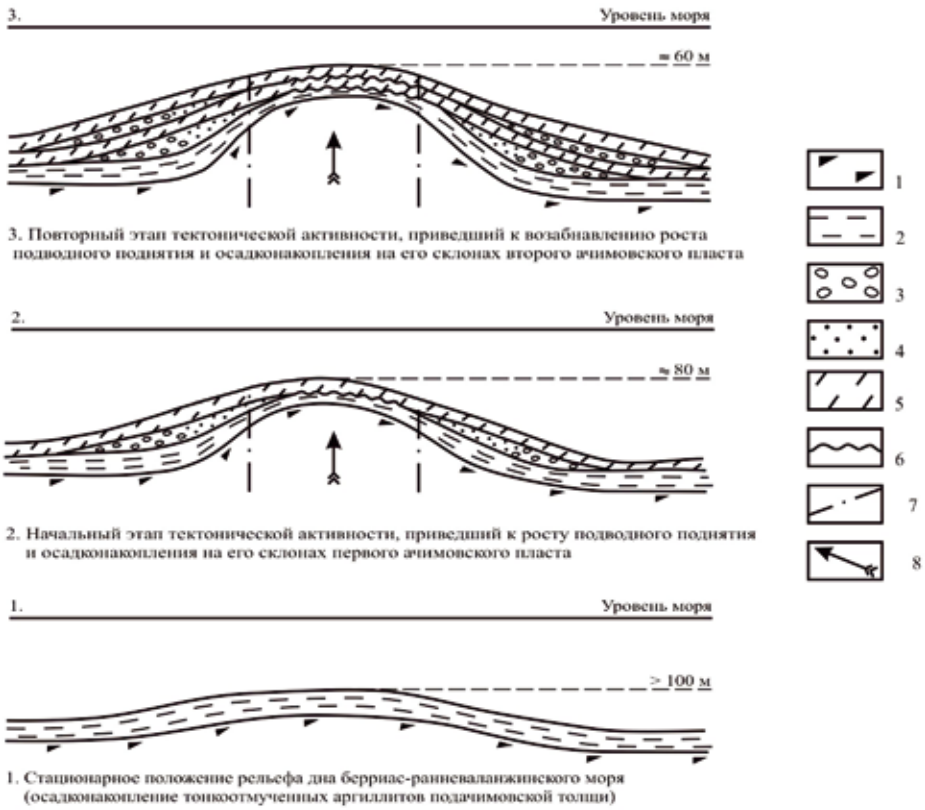


Рис. 1. Тектоно-седиментационная модель морского осадконакопления на унаследованно растущем подводном поднятии (Западная Сибирь, J_3^v - K_1^{b-v}).

Условные обозначения: 1 — битуминозные аргиллиты баженовской свиты (J_3^v); 2 — аргиллиты подачимовской толщи (K_1^{b-v}); 3 — песчаники средне-мелкозернистые ачимовской толщи (K_1^{b-v}); 4 — песчаники мелкозернистые, алевролиты песчанистые ачимовской толщи; 5 — аргиллиты с повышенной радиоактивностью (реперные глины); 6 — размыв отложений; 7 — зона предполагаемой тектонической нарушенности отложений; 8 — направление роста подводного поднятия

подтверждают, таким образом, вывод о ***высокой мобильности*** Западно-Сибирской низменности в это время., сделанный ранее В.Н. Саксом, В.П. Казариновым, Ф.Г. Гурари. Вместе с тем, эти данные указывают, что мобильность отдельных районов была разновременной: ранее всего она захватила центральную часть Обь-Иртышского междуречья» (Конторович и др., 1971).

Проявление тектонической активности в центральной части Западно-Сибирской плиты наблюдается и в современном рельефе по возрастанию показателя локальной его дисперсии (Запивалов, Полканова, 1979; Сердюк и др., 2004). На «Схемах сопоставления расчлененности современного рельефа с размещением нефтяных и газовых месторождений Сибири» (рис. 2) это явление наглядно отражено и подтверждено многочисленными космоснимками и аэрофотоснимками.

Таким образом, активизация в верхнем бате и нижнем келловее, оксфорде, позднем берриасе и раннем валанжине тектонической деятельности привела к появлению и росту многочисленных унаследованных поднятий в рельефе дна этих морей. В периоды относительного тектонического покоя происходило накопление глинистых и алеврито-глинистых осадков. Когда рост поднятий был тектонически активным, обломочный материал на сводах размывался и переотлагался на их склоны. По такой схеме накапливались склоновые (клиноформенные) алеврито-песчаные отложения юрских пластов $Ю_{2-4}$, $Ю_1$ и ачимовской толщи неокома. Процессы размыва и переотложения происходили пульсационно за счет активизации и спада тектонической деятельности (Микуленко и др., 1971; Сердюк и др., 2008; Коробов и др., 2011). Это хорошо видно по строению разрезов пластов и типам слагающих пород. В породообразующей и акцессорной частях склоновых отложений преобладают обломки и минералы размывавшихся в своде доюрских и юрских пород. Тектоно-седиментационная модель морского осадконакопления

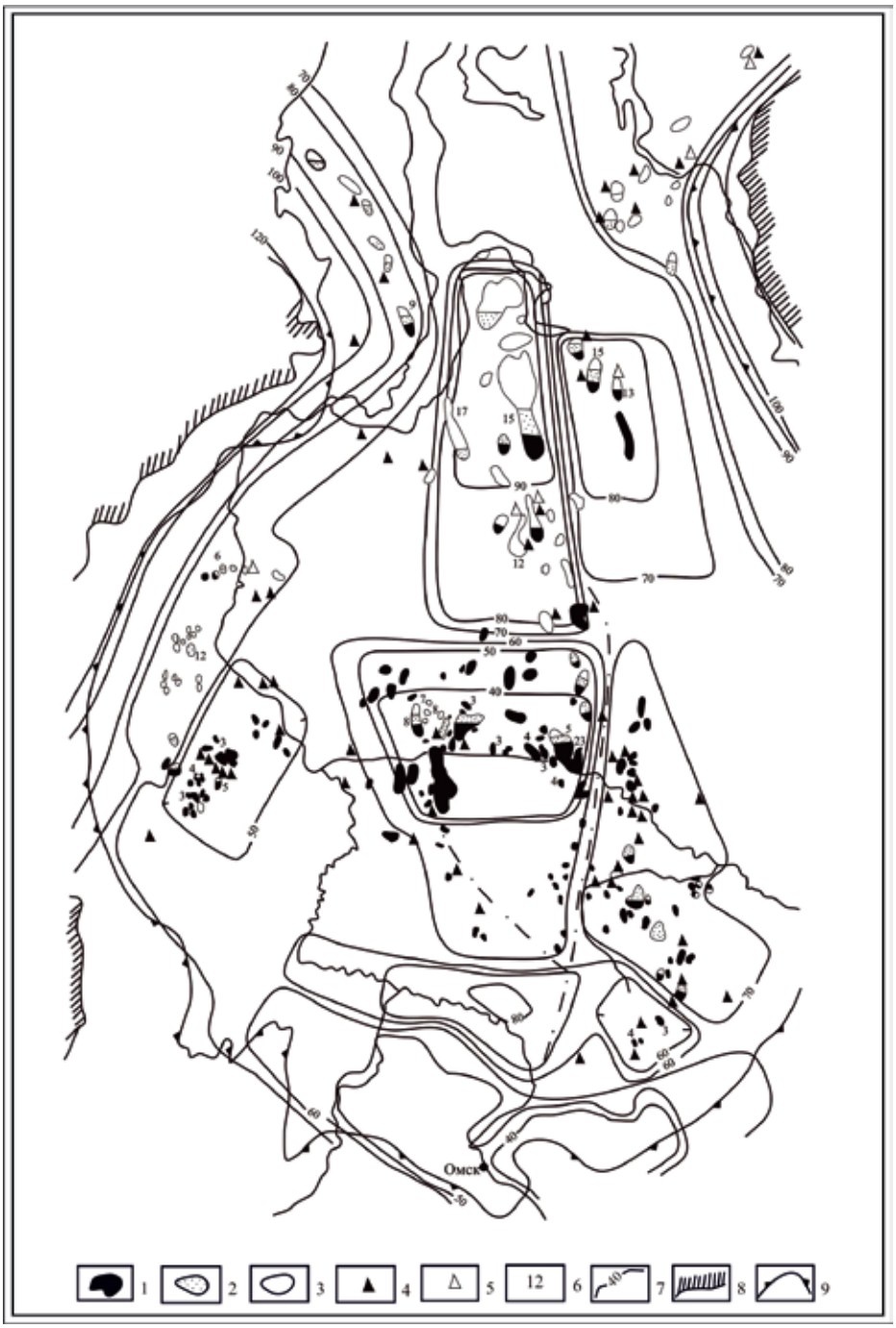


Рис. 2. Схема сопоставления расчлененности современного рельефа с размещением нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири (Запивалов, Полканова, 1979).

Условные обозначения: 1–3 — месторождения углеводородов, содержащих в залежах: 1 — нефть, 2 — газ, 3 — газоконденсат; 4 — площади с нефтепроявлениями; 5 — площади с газопроявлениями: 6 — показатель локальной дисперсии рельефа; 7 — изолинии расчлененности рельефа; 8 — граница Западно-Сибирской плиты; 9 — граница Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции

алеврито-песчаных пластов в условиях унаследовано растущих подводных поднятий позволяет рекомендовать заложение первых поисково-разведочных скважин на склонах.

Как работает тектоно-седиментационная модель в условиях роста подводных поднятий, хорошо видно на примере структур III порядка, осложняющих северную часть Демьянского мегавала (Урненская, Густореченская, Усановская, Усть-Тегусская и др.). Комплексный анализ большого объема геолого-геофизических материалов, полученных при проведении нефтепоисковых работ и открытии месторождений нефти, свидетельствует о том, что

наибольшая тектоническая активность проявилась в верхнем бате – нижнем келловее, в верхнем келловее – оксфорде и в позднем берриасе – раннем валанжине (рис. 3). По материалам К.И. Микуленко, изучавшим тектонику и «палеосейсмичность Западно-Сибирского бассейна», основные эпохи сейсмичности «...имели место в начальные этапы формирования платформенного чехла (ранняя юра, а также в средней юре, в келловей – оксфорде и, особенно, в валанжинский век» (Микуленко и др., 1971; Розин и др., 1971; Нежданов и др., 2000; Сердюк и др., 2005; Рослов и др., 2009).

В заключение следует отметить, что разработанная нами тектоно-седиментационная модель осадконакопления юрско-неокомских продуктивных пластов на унаследованно растущих поднятиях дна морского бассейна практически подтверждена и рекомендуется при нефтегазопоисковых работах.

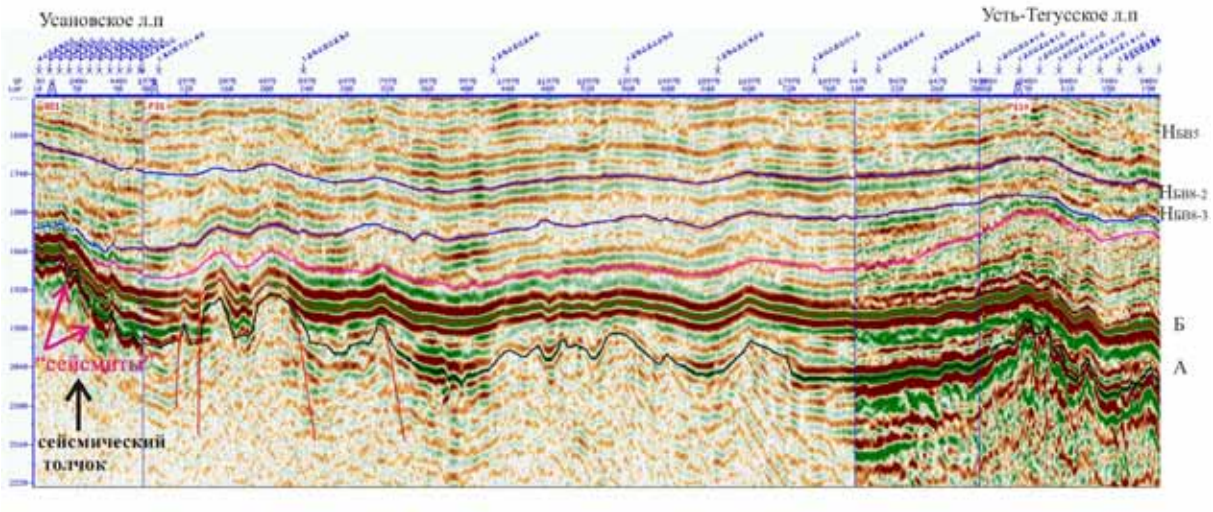


Рис. 3. Отображение юрско-неокомского комплекса отложений на временном разрезе ОГТ по композитному профилю между Усановской и Усть-Тегусской структурами (Новый А.Н., Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д.)

Литература

Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П. Проблемы наращивания нефтегазового потенциала в Западной Сибири // Материалы шестой практической конференции «Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа — Югры». Ханты-Мансийск: Изд. Дом «ИздатНаукаСервис», 2003. Т. 1. С. 28–39.

Запивалов Н.П., Полканова В.Б. Неотектоника и прогноз нефтегазоносности юга Западной Сибири // Геология и геофизика. Новосибирск: Изд. «Наука» СО АН СССР, 1979. № 12. С. 48–57.

Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. И др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 252 с.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Пульсирующий стресс как отражение тектоно-гидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика, разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4–12.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 426 с.

Крашенинников Г.В. Учение о фациях. М.: Изд. «Высшая школа», 1971. 252 с.

Микуленко К.И., Шемин Г.Г. Трещиноватость юрских и нижнемеловых пород Обь-Иртышского междуречья // Тектоника нефтегазоносных районов Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. Вып. 132. С. 102–113.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1956. Том I. 534 с.

Нежданов А.А. Проблемные вопросы стратиграфии мезозоя Западной Сибири // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 5–10.

Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование солевого состава подземных вод и минералогического состава пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Материалы Международного геохимического конгресса. М., 1971. С. 774–775.

Рослов Ю.В., Ефимова Н.Н., Кремлев А.Н., Павленкин А.Д. Сейсмические признаки флюидопотока и связанных с ними залежей // Геофизика. 2009. № 2. С. 26–30.

Рудкевич М.Я. Закономерности размещения нефтегазоносных территорий в пределах Западно-Сибирской плиты в связи с основными чертами ее тектоники // Тр. ЗапСибНИГНИ. М.: Недра, 1967. Вып. 3. С. 38–45.

Рудкевич М.Я., Рябухин Г.Е. Перспективы открытия нефтяных и газовых месторождений-гигантов на территории Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ. М.: Недра, 1967. Вып. 3. С. 82–90.

Сердюк З.Я. Некоторые особенности формирования коллекторов и типов залежей углеводородов в верхнеюрском и раннемеловом бассейнах седиментации (Западная Сибирь) // Вестник Томского Госуниверситета. 2003. С. 348–350.

Сердюк З.Я., Полканова В.Б., Слепокурова Л.Д. К вопросу влияния тектоники на рельеф дна и осадконакопление в морском бассейне раннего мела (Западная Сибирь) // Материалы седьмой практической конференции «Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа — Югры». Ханты-Мансийск: Изд. Дом «ИздатНаукаСервис», 2004. Т. 1. С. 221–232.

Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Исакова Л.И. Тектоноседиментационная модель формирования структурно-литологических и структурно-стратиграфических ловушек и залежей УВ в юрском формационном комплексе // Горные ведомости. 2005. № 5 (12). С. 24–39.

Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Смолин С.Н., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Исакова Л.И. О палеосейсмичности и «сейсмитах» в морских отложениях раннего валанжина Западной Сибири // Материалы одиннадцатой практической конференции «Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа — Югры». Ханты-Мансийск: Изд. Дом «ИздатНаукаСервис», 2008. Т. 1. С. 229–239.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Шпильман В.И., Солопахина Л.А., Пятаков В.И. Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири // Материалы второй практической конференции «Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа — Югры». Ханты-Мансийск: Изд. Дом «ИздатНаукаСервис», 1999. С. 96–115.

ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ И ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ В НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХОРЕЙВЕРСКОЙ И ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКОЙ НГО

О.В. Сивальнева, А.Б. Рапопорт, А.Д. Мусихин

Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, ejikow@gmail.com, a.rapoport@me.com, geolog@bk.ru

Для Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в течение длительного промежутка времени остается актуальным вопрос запасов в карбонатных нефтегазоносных комплексах отложений силура и девона. Весьма перспективными являются эти комплексы в таких известных месторождениях, как Колвинское, им. Р. Требса и А. Титова, Перевозное, Тобойское, Мядсейское, Нядейюское.

С этой точки зрения данные, полученные в результате проведенного за последние годы бурения, являются весьма ценными и требуют внимательного анализа.

Для уточнения литолого-фациальных особенностей нижнедевонских отложений весьма необходима и информативна корреляция результатов исследований новых скважин.

Как известно, в среднеордовикско-нижнедевонском карбонатном комплексе продуктивные горизонты приурочены к биогермным отложениям. При решении задач прогноза распределения пород-коллекторов в биогермных массивах базовыми этапами являются выявление, характеристика и прослеживание циклической закономерности в строении отложений.

Для нижнедевонских отложений Хорейверской и Варандей-Адзьвинской НГО выполнен анализ материалов ГИС и литолого-фациальные исследования кернового материала, полученного в результате бурения новых скважин. В результате анализа установлено, что рассматриваемые отложения характеризуются отчетливо выраженным циклическим строением, которое, судя по результатам корреляции, выдерживается на всей рассматриваемой территории.

Выделяются циклиты нескольких рангов: первого порядка, соответствующие подразделениям горизонтов (овинпармского, сотчемкыртинского, диапазон толщин ≈20–70 м), и второго порядка, рассматриваемые как элементы внутри циклитов первого порядка (диапазон толщин ≈5–30 м). В отложениях нижнего девона выделены четыре циклита для овинпармского горизонта.

Достаточный полный отбор керна из интервалов второго и четвертого циклита овинпармского горизонта (OpII и OpIV) позволяет дать подробную сравнительную характеристику разрезов в этих отложениях.

Для разрезов второго циклита овинпармского горизонта (OpII) Колвинской и Тобойской площадей выявлены общие закономерности в смене типов отложений: от относительно глубоководных глинистых отложений до более чистых и биогермных (Колвинская площадь) разностей (рис. 1). По-видимому, эвстатические изменения уровня моря предопределили общую регрессивную направленность седиментации, что соответствует тенденции обмеления территории в этот период времени.

Определены также и значимые отличия в составе отложений. Для разрезов Колвинской площади характерна смена комплекса плотных пород, представленных глинистыми тонкозернистыми доломитами с редкими прослоями доломитов по биогермным известнякам и ламинитам (породам с тонкослоистыми текстурами) на доломиты по биогермным известнякам, часто обладающие невысокими и средними значениями пористости. Разрез Тобойской площади представлен сменой чередования глинистых известняков (мадстоунов), аргиллитов и органогенно-обломочных известняков с микрозернистым цементом (пакстоунов) на известняки с узловатыми текстурами, генетически представляющие собой относительно глубоководные цианобактериальные образования, переходные к биогермным.

Можно отметить, что циклиты Тобойской площади отличаются преобладанием глинистых, плотных пород и узловатых известняков, тогда как циклиты Колвинской площади — преобладанием доломитизированных биогермных типов.

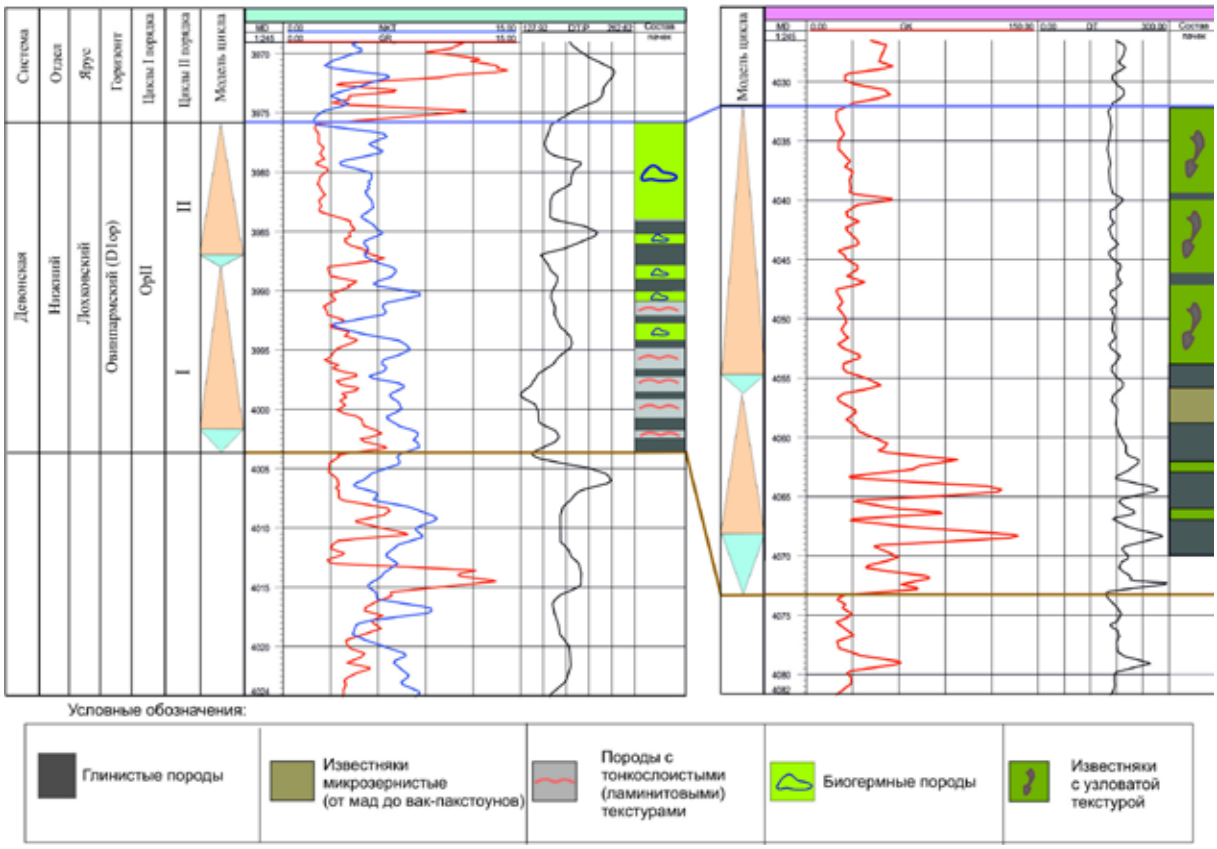


Рис. 1. Строение циклита OpII на примере разрезов скважин Колвинской и Тобойской площадей

Установленные различия в составе и строении разрезов объясняются фациальной зональностью шельфовой области существовавшего в это время морского бассейна. В наиболее мелководных областях формировались биогермные породы, слагающие верхние части циклитов, в относительно погруженных областях — глинистые и плотные, переходные к биогермным разности, слагающие нижние и средние части циклитов.

В строении четвертого циклита овинпармского горизонта (OpIV) западных (Колвинская, месторождение им. Р. Требса и А. Титова) и восточных (Тобойская, Перевозная, Мядсейская) площадей прослеживаются аналогичные отличия и общие закономерности, как и для OpII (рис. 2).

Выявленные в строении разрезов закономерности контролируют распределение пород-коллекторов как по площади, так и по вертикали.

Породы-коллекторы присутствуют в разрезах Колвинской площади и приурочены к интервалам, сложенным биогермными доломитами, распределение пустотного пространства в них главным образом контролируется первичной структурой биогермного каркаса (рис. 3).

Для доломитов по биогермным водорослевым и строматопорово-водорослевым известнякам во втором циклите овинпармского горизонта характерно особенно интенсивное развитие трещиноватости и выщелачивания. Объем пустотного пространства этих пород существенно увеличился в процессе последующего выщелачивания пластовыми растворами, мигрирующими по трещинам, и формирования каверн (рис. 4).

Таким образом, из комплексного анализа сделаны следующие выводы:

- тектонические особенности контролировали картину распределения крупных фациальных зон в восточных (Тобойская, Перевозная, Мядсейская, Лабоганское (вал Сорокина), Западно-Лейкеягинская, Надейюская) и западных (Колвинская, месторождение им. Р. Требса и А. Титова) областях осадконакопления. Восточные районы находились в раннедевонское время в относительно погруженной шельфовой зоне морского бассейна, а западные — в мелководной шельфовой зоне;
- фациальная зональность отражается в составе отложений: разрезы восточных площадей преимущественно представлены известковыми относительно глубоководными

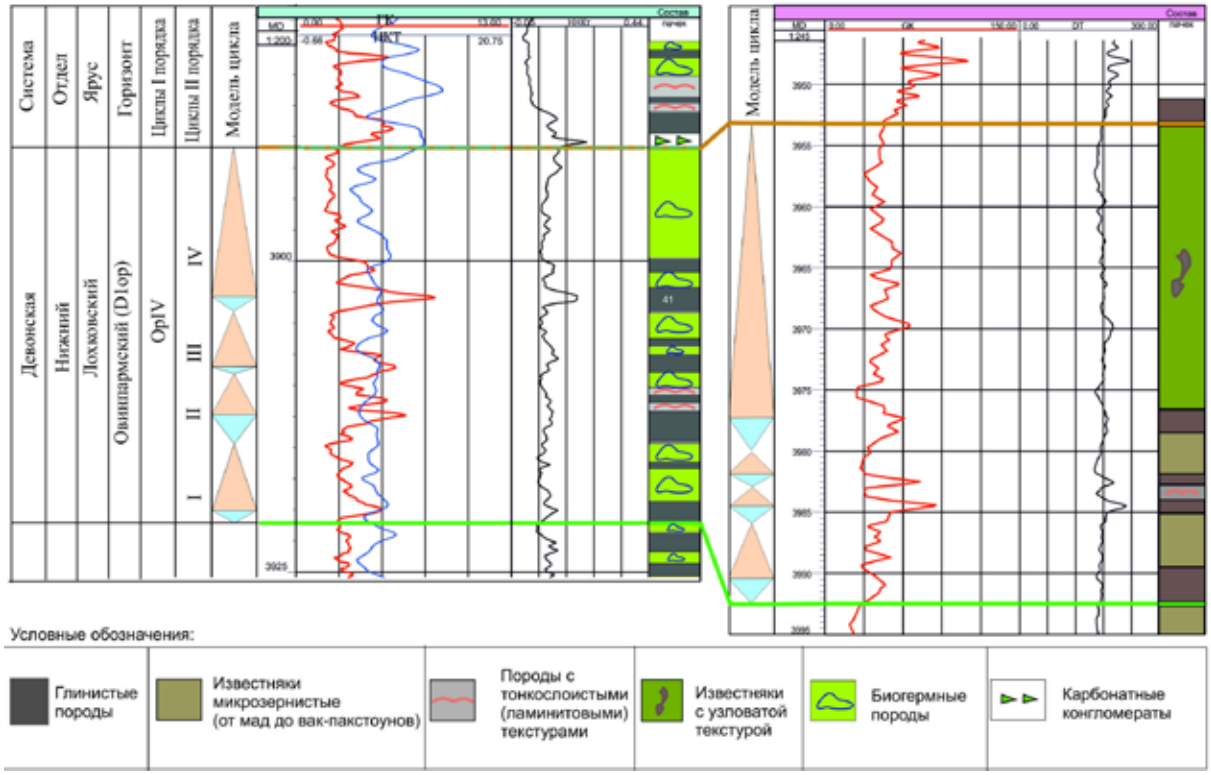


Рис. 2. Строение циклита OpIV на примере разрезов скважин Колвинской и Тобойской площадей

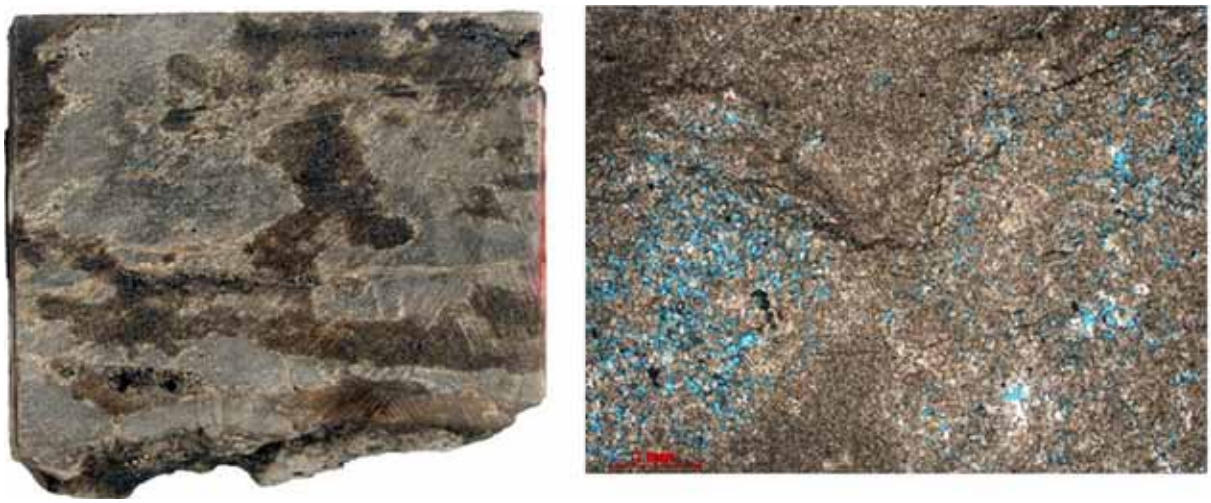


Рис. 3. Пористые доломиты по биогермным строматопорово-водорослевым известнякам

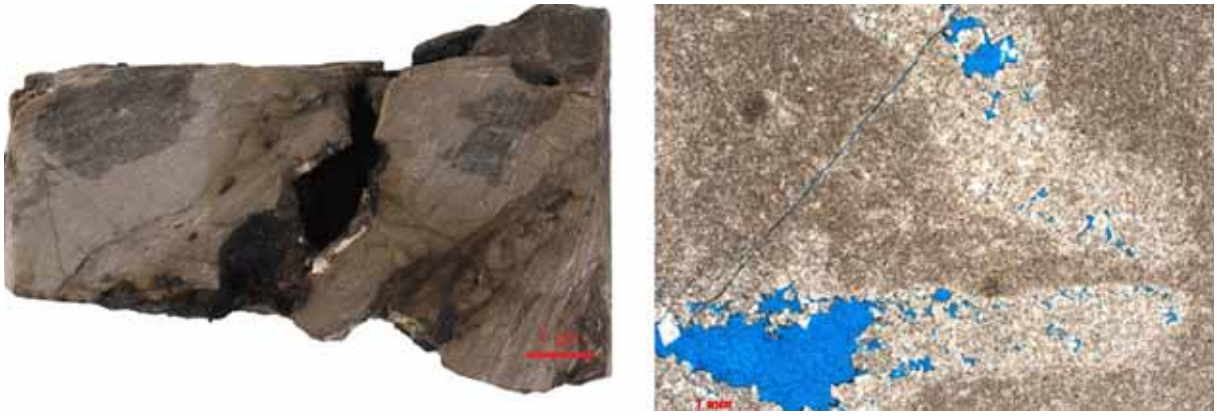


Рис. 4. Выщелачивание в доломитах по биогермным строматопорово-водорослевым известнякам

отложениями, а западных — доломитизированными отложениями различных зон мелководного шельфа;

- верхние части выделенных седиментационных циклитов представляют собой биогермные породы, которые формировались в наиболее мелководных областях, нижние и средние части циклитов сложены глинистыми и плотными, переходными к биогермным разностями, сформировавшимися в относительно погруженных областях.

Основные продуктивные горизонты приурочены к верхним частям второго и четвертого циклитов овинпармского горизонта в разрезах западных площадей (Колвинская, месторождение им. Р. Требса и А. Титова). Породы-коллекторы представляют собой вторичные доломиты, развивающиеся по биогермным известнякам. Каркас биогермных пород состоит из остатков строматопороидей и цианобактериальных сообществ. Интенсивное развитие трещиноватости обусловило улучшение коллекторского потенциала пород. Однако связанное с ней постдиагенетическое выщелачивание определяется первичными особенностями каркаса. Наиболее активное проявление выщелачивания наблюдается в биогермных породах второго циклита, поскольку в их каркасе преобладают остатки строматопороидей, вследствие чего происходит унаследованное развитие каверн по внутрикаркасным полостям.

Таким образом, обобщение результатов анализа кернового материала, данных ГИС, истории тектонического развития региона позволяет дифференцировать исследуемую область на наиболее и наименее перспективные с точки зрения коллекторского потенциала зоны. Выделение седиментационных циклитов в разрезах скважин дает возможность точно определить наиболее перспективные интервалы и проследить их развитие по площади при помощи корреляции.

Литература

Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.

Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 2003. 264 с.

Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.

Жемчугова В.А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 2002. 243 с.

Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 268 с.

Меннер В.Вл. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. 96 с.

Прищепа О.М. и др. Нефтегазоносность Северо-Западного и Восточных регионов России // СПб.: «Недра», 2009. 271 с.

Танинская Н.В. Модель седиментации среднеордовикско-нижнедевонских отложений Печоро-Баренцевоморского бассейна и прогноз коллекторов: Дисс. д. г-м. наук. Санкт-Петербург, 2001. 260 с.

Танинская Н.В. Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5, № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЕЛАБУЖСКОЙ ПЛОЩАДИ (СЕВЕРО-ТАТАРСКИЙ СВОД)

Е.Ю. Сидорова, Л.М. Ситдикова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, lena353@list.ru

Исследования Волго-Уральской антеклизы на основе глубокого и разведочного бурения определили, что на данной территории широким распространением пользуются древние коры выветривания (КВ), развитые по породам кристаллического фундамента и залегающие под покровом отложений осадочного чехла. В геологическом отношении территория Татарского свода является частью Волго-Уральской антеклизы и характеризуется почти повсеместным развитием кор выветривания на поверхности фундамента (Лапинская, 1967). По морфологическим признакам изучаемые коры выветривания относятся к следующим типам: площадному, линейно-трещинному и трещинно-площадному.

В данной работе рассматриваются особенности минерального состава, формирования и развития древних кор выветривания Елабужской площади Северо-Татарского свода. Мощность коры выветривания в пределах данной площади варьирует от 1 до 10 м (Ситдиков, 1968). Изучение кор выветривания проводилось по керновому материалу скважин глубокого бурения. Для исследования применялся комплекс методов и анализов: оптико-микроскопический метод, рентгенофазовый анализ (РФА), метод растровой электронной микроскопии (РЭМ), электронный парамагнитный резонанс (ЭПР) и рентгеноспектральный флуоресцентный анализ.

Породы кристаллического фундамента, подвергшиеся выветриванию в пределах изученных скважин Елабужской площади, представлены микроклиновыми, кварц-плагиоклазовыми гнейсами и биотитовыми плагиогнейсами, в частности, по скв. 34 вскрыты сильно измененные, тонкополосчатые биотитовые плагиогнейсы. Изученные породы состоят в основном из плагиоклаза (олигоклаз-андезин) до 50 %, кварца 20 %, ортоклаза 15 %, биотита, хлорита до 15–20 %. Плагиоклазы имеют гипидиоморфные, аллотриоморфные структуры, для кварца характерны аллотриоморфные типы, в нем часто присутствуют минеральные и газово-жидкие включения. По данным изучения установлено наличие двух генераций кварца: сильно деформированный кварц с волнистым погасанием и кварц с блочным погасанием. Ортоклаз

соссюритизирован, частично каолинизирован, с мелкими выделениями кальцита. Биотит часто ассоциирует с хлоритом, образуя при этом биотит-хлоритовую массу. В чешуйках биотита в процессе его хлоритизации или вермикулитизации по плоскостям спайности формируются тонкие выделения рудного минерала (магнетита).

Выше по разрезу скважин с увеличением степени изменения пород происходит постепенный переход к более измененным, выветрелым породам. Наиболее характерны процессы интенсивной каолинизации, практически все зерна полевых шпатов замещены каолинитом. В каолинитовой тонкочешуйчатой массе присутствуют обломки зерен кварца. В этих интервалах более развиты процессы гидратации и выщелачивания, что сказывается на увеличении глинистости пород и преобладании в минеральном составе глинистых минералов, при этом содержание породообразующих минералов снижается за счет их замещения глинистыми минералами.

Для более детального изучения пород коры выветривания изученной территории проводилось их разделение на глинистую и «песчаную» фракции, при этом проводился анализ как породы в целом, так и каждой фракции по отдельности. С помощью рентгенофазового анализа изучались глинистая и «песчаная» фракции, при этом изготавливались ориентированные и неориентированные препараты, соответственно. По данным РФА-анализа неориентированных препаратов пород определены следующие минералы: кварц, полевые шпаты (ортоклаз), хлорит, иллит и каолинит. Выше по разрезу КВ в минеральном составе «песчаной» фракции преобладает кварц, в небольшом количестве содержится хлорит и кальцит. Доля кварца в данной фракции возрастает в верхних горизонтах профиля выветривания, что связано с его наибольшей устойчивостью к выветриванию по сравнению с другими породообразующими минералами фракции, которые в процессе выветривания разрушаются и замещаются глинистыми минералами (полевые шпаты, слюды).

На дифрактограммах ориентированных препаратов глинистой фракции фиксируются хлорит, смешанослойная фаза иллит-смектит и каолинит. Кроме глинистых минералов во фракции в виде тонкодисперсных примесей присутствует кварц, кальцит и ортоклаз. Преобладающим минералом глинистого вещества изученной фракции является каолинит. Снизу вверх по разрезу с увеличением степени выветрелости пород наблюдается и увеличение глинистости, снижение в минеральном составе пород доли породообразующих минералов. Верхние зоны коры выветривания отличаются повышением содержания каолинита относительно других глинистых минералов, что обусловлено трансформацией глинистых минералов, при которой конечным продуктом является каолинит.

По данным рентгенофлюоресцентной спектроскопии установлена связь глинистой составляющей кор выветривания с содержанием в них урана и плутония, подсчитана их относительная концентрация и изучено распределение по разрезу скважины в интервале глубин 1718–1733 м. Плутоний присутствует в образцах не повсеместно, наибольшая его концентрация характерна для верхней части разреза коры выветривания (интервал глубин 1718–1719 м), при этом нет зависимости содержания плутония от урана. Уран наблюдается во всех образцах, распределение концентраций по разрезу неравномерное, максимум регистрируется в интервале глубин 1725,5–1730 м. Выявлено, что глинистые минералы являются адсорбентом тяжелых элементов, на что указывает большее значение их относительной концентрации в глинистой фракции по сравнению с «песчаной».

Результаты ЭПР-исследований подтверждают наличие урана в образцах коры выветривания, что выражается в появлении симметричного E”-центра при обжиге проб при 350 °C, при котором непарамагнитные E-центры переходят в парамагнитное состояние (Моисеев, 1985; Раков, 1989). E”-центры образуются под действием природной ионизирующей радиации и являются эффективными дозиметрами, датчиками радиоактивности пород (Лютоев, 2007).

Установлено, что в процессе выветривания, носящего сложный и стадийный характер, породы кристаллического фундамента претерпевают значительные изменения в минеральном составе, структуре и строении. Результатом выветривания становится формирование профиля коры выветривания, состоящего из нескольких зон, постепенно переходящих друг в друга

(снизу вверх): дезинтеграции; цементации; гидратации и выщелачивания; окисления; вторичной гидратации (Ситдикова, 2011).

Литература

Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967. 174 с.

Лютоев В.П., Виноградова Н.П., Глухов Ю.В., Котова Е.Н. Дефекты кристаллической структуры породообразующих минералов как генетические метки метаморфических пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10, № 1. С. 18–36.

Моисеев Б.М. Природные радиационные процессы в минералах. М.: Недра, 1985. 174 с.

Раков Л.Т. Поведение парамагнитных дефектов при термическом отжиге кварца // Кристаллография. 1989. Т. 34, № 1. С. 260–262.

Ситдиков Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: КГУ, 1968. 436 с.

Ситдикова Л.М., Сидорова Е.Ю. Минералого-петрографические особенности коровой формации фундамента Южно-Татарского свода // Георесурсы. 2011. № 1 (37). С. 13–15.

КОЛЛЕКТОРЫ И ФЛЮИДОУПОРЫ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ТРИАСА РАЗРЕЗА ЕН-ЯХИНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-7

Л.В. Сиротенко[1], В.И. Горбачев[2]

[1]ОАО «Камский научно-исследовательский институт комплексных исследований глубоких и сверхглубоких скважин», Пермь, kamniikigs@inbox.ru
[2]ОАО НПЦ «НЕДРА», Ярославль, geol@nedra.ru

Триасовые терригенные отложения в разрезе Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины (СГ-7), пробуренной на севере Западной Сибири до глубины 8250 м, вскрыты в интервале 5562–6921 м и представлены витютинской, варенгаяхинской, пурской, трыбъяхской и хадуттейской свитами (Ехлаков, Угрюмов и др., 2005).

На основе комплексного изучения петрографического состава и физических параметров керна, отобранного из триасовой терригенной толщи разреза Ен-Яхинской сверхглубокой скважины СГ-7, выявлена существенная дифференциация характеристик глубокопогруженных пластов, отражающая влияние специфических глубинных факторов на формирование коллекторов, флюидоупоров и их свойства.

Для выделения флюидоупоров по материалам ГИС использованы петрофизические зависимости относительных показаний гамма-каротажа от глинистости и газопроницаемости.

В витютинской свите природный резервуар образован пластами $ЮГ_{23}$, $ТУ_1$, $ТУ_2$ и $ТУ_3$. Флюидоупором для резервуара служит пласт аргиллита нижней части новоуренгойской и верхей части витютинской свит (рис. 1). Во всех пластах открытая пористость обычно составляет 7–10 % (максимум 13,3 %). В ряде пропластков основные фильтрационные характеристики пород этой части разреза обусловлены субгоризонтальной микротрещиноватостью, за счет которой газопроницаемость вдоль напластования резко увеличивается до 2–243 мД. Типы коллекторов в витютинской свите поровые и порово-трещинные, как проницаемые, так и низкопроницаемые.

В варенгаяхинской свите природный резервуар образован пластами $ТУ_4$–$ТУ_{12}$, флюидоупором для них может служить пласт аргиллитов в верхней части свиты (рис. 1). Глинистое вещество пород, по данным исследований методом дериватографии, представлено гидрослюдой с разбухающими слоями (иногда гидромусковитом), присутствие которых увеличивает флюидоупорные свойства глинистых пород. Коллекторские свойства пород, образующих данные пласты, достаточно низкие (Кп=6–8 %, Кпрг=0,01–0,1 мД). В пласте $ТУ_{12}$ коллекторские свойства увеличиваются. Открытая пористость достигает 13,1 %, а газопроницаемость — 2,49 мД. В ряде интервалов резервуара варенгаяхинской свиты отмечено проявление трещиноватости пород вдоль их напластования.

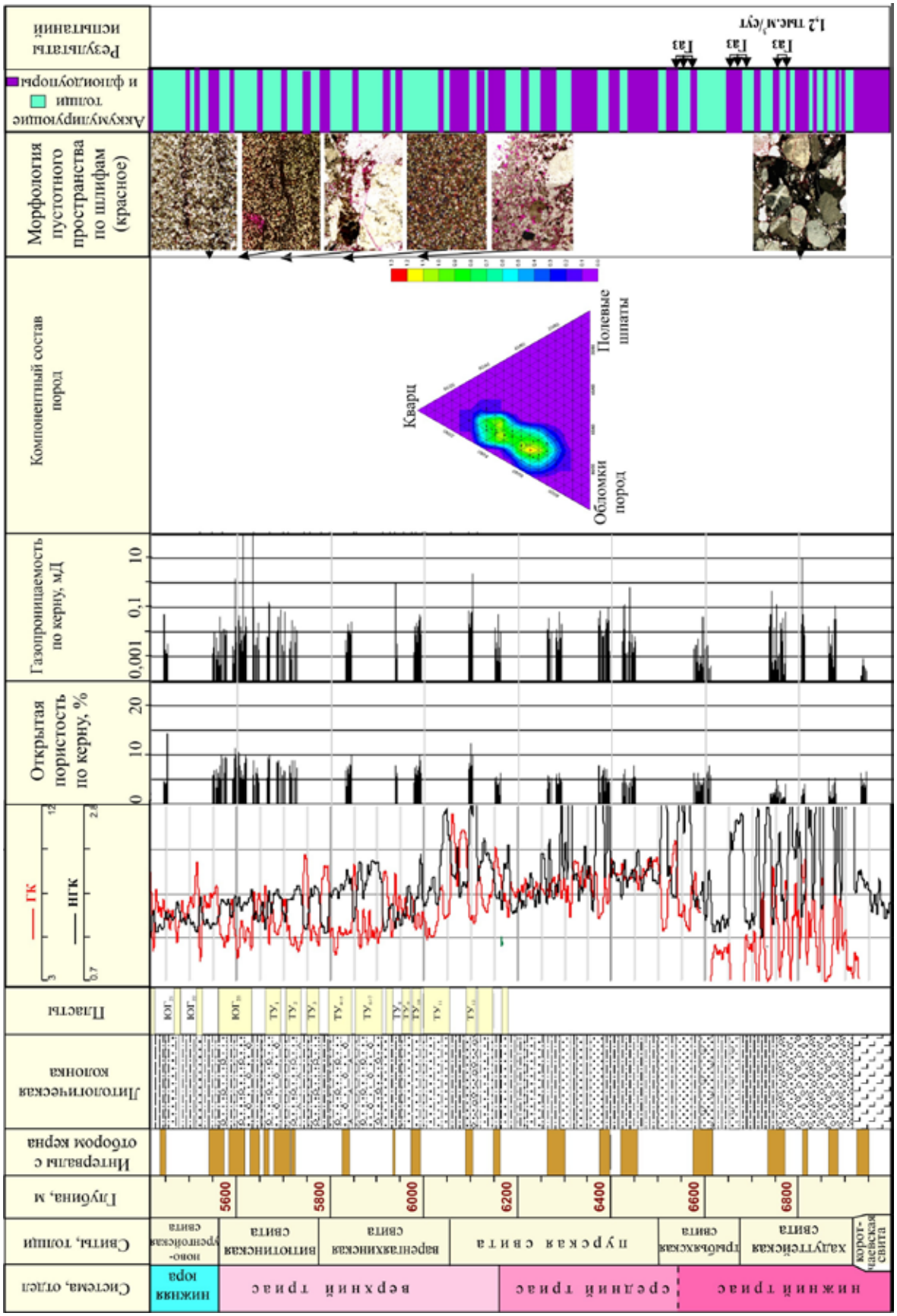


Рис. 1. Петрофизический разрез триасовых отложений для Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины СГ-7

В пурской свите природный резервуар образован пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов. Всего в свите выделено 7 аккумулирующих толщ и 8 флюидоупоров (рис. 1). Коллекторские свойства пород по керновым данным в основном низкие. Открытая пористость не превышает 6–7,8 %, газопроницаемость обычно меньше 0,01 мД. Однако в верхней части свиты пласты, представленные преимущественно песчаниками кремнисто-кварцевыми с обломками пород, имеют улучшенные фильтрационно-емкостные характеристики. Открытая пористость пород достигает 13,1 %, а газопроницаемость в отдельных образцах с развитой микротрещиноватостью — до 2,5–4,1 мД. Сотношения открытой пористости, газопроницаемости и остаточной водонасыщенности свидетельствуют о наличии в интервале 6432–6444 м слабогазонасыщенных низкопористых коллекторов порово-трещинного типа, представленных песчаниками и алевролитами с микротрещинами вдоль слоистости.

В Трыбъяхской свите коллекторские свойства пород весьма низкие. Открытая пористость не превышает 7,9 %, а газопроницаемость — менее 0,1 мД (рис. 1). В целом туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты обладают сходными фильтрационно-емкостными характеристиками. Эффект сходства коллекторских характеристик глинистых и безглинистых разностей объясняется тем, что трансформация глинистых минералов на больших глубинах в сторону их каолинитизации и хлоритизации существенно нивелирует и компенсирует общую тенденцию сокращения пустотного пространства с увеличением глинистости и геостатического уплотнения пород (Сиротенко, Горбачев, 2000). Всего в свите выделено 3 аккумулирующие толщи и 3 флюидоупора.

Породы хадуттейской свиты представлены сильно уплотненными терригенными образованиями, коллекторские свойства которых преимущественно низкие. Всего в свите выделено до 9 аккумулирующих толщ и 8 флюидоупоров (рис. 1).

Открытая пористость изученных образцов керна не превышает 3–7,3 %, газопроницаемость обычно меньше 0,1 мД, лишь в отдельных интервалах с развитой микротрещиноватостью (интервал 6736–6773 м и 6806–6820 м) превышает это значение и достигает 8–10 мД. Алевролиты, песчаники и конгломераты в этих интервалах обладают сравнительно близкими коллекторскими характеристиками.

Типы коллекторов в интервале 6655–6921 м преимущественно порово-трещинные. В изученной части разреза широкое развитие имеют низкопроницаемые порово-трещинные коллекторы, обладающие проницаемостью менее 0,1 мД, т.е. ниже предельных значений для газонасыщенных пород-коллекторов. Эти коллекторы, обладая весьма низкими фильтрационными свойствами, тем не менее, имеют эффективную емкость. На это указывают сравнительно невысокие значения остаточной водонасыщенности, определенные у запарафинированных образцов, составляющие 48–82 %. То есть порядка 18–52 процентов пустотного пространства низкопроницаемых коллекторов, по-видимому, занято углеводородным газом, улетучивающимся при подъеме керна на поверхность.

Изучение гранулометрических характеристик для триасовых терригенных отложений показало практически полное отсутствие связей открытой пористости от медианного размера зерен, коэффициента, сортировки и коэффициента асимметрии. Что касается газопроницаемости, то для триаса наиболее значима зависимость газопроницаемости от медианного размера зерен (рис. 2). То есть первичные условия осадконакопления на емкостные свойства глубинных пород практически не влияют, но так или иначе определяют фильтрационные характеристики пород, по-видимому, через другие факторы, от которых зависит микротрещиноватость. Подтверждение тому — результаты изучения пустотного пространства пород, где четко видно, что крупнозернистые породы (гравелиты конгломераты и крупнозернистые песчаники) наиболее подвержены развитию в них открытых микротрещин, увеличивающих газопроницаемость. Кроме того, для триасовых терригенных отложений отмечается некоторое увеличение коллекторских свойств с уменьшением содержания глинистости и карбонатности (рис. 2). Что касается проницаемости, то ее наибольший рост зафиксирован в тонкослоистых, текстурно-неоднородных толщах, сложенных преимущественно наиболее низкопористыми породами, предрасположенными к трещинообразованию.

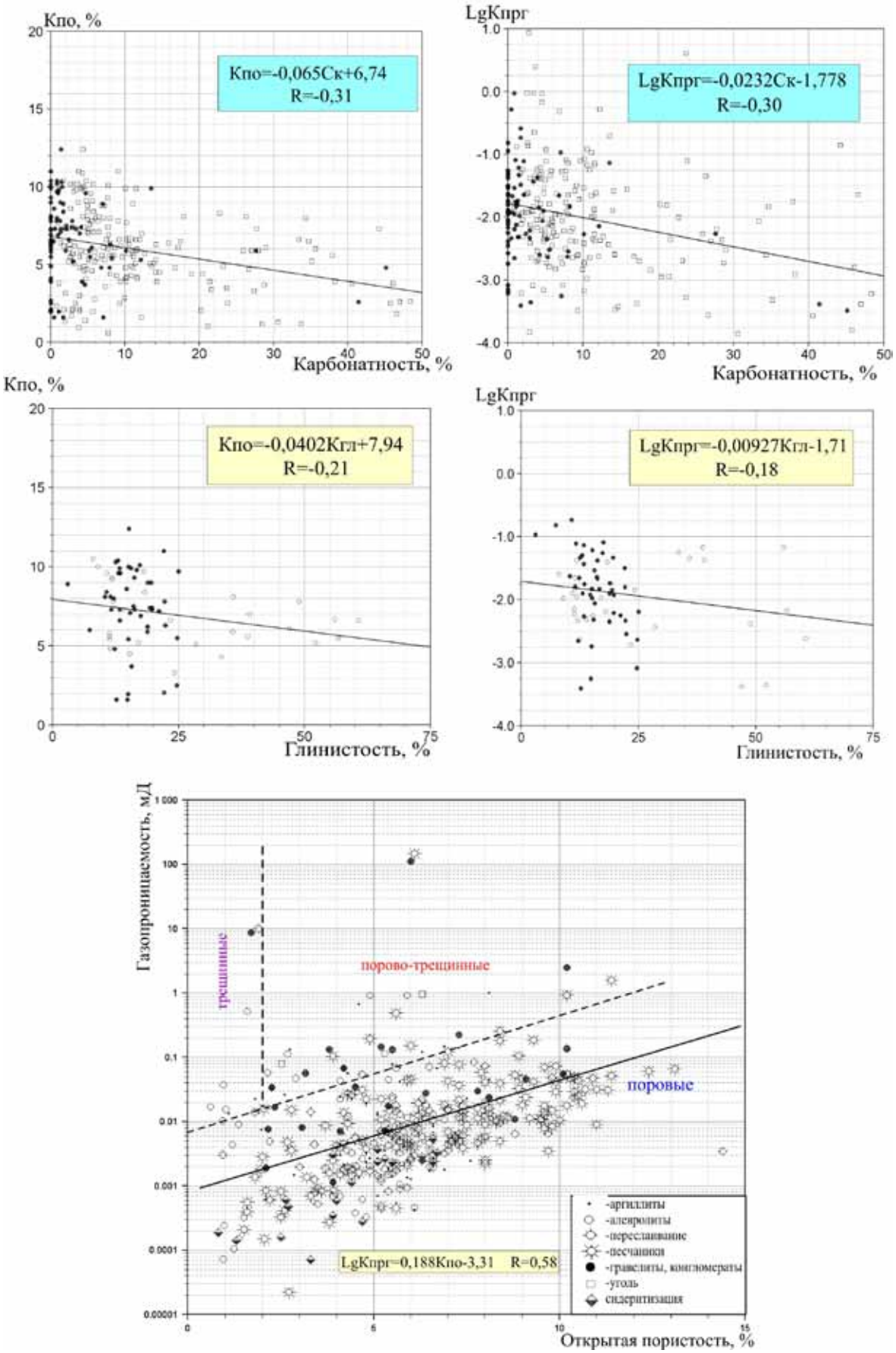


Рис. 2. Петрофизические связи пористости, газопроницаемости, карбонатности и глинистости для триасовых отложений, вскрытых в разрезе Ен-Яхинской СГ-7

Таким образом, на основе комплексных петрофизических исследований керна Ен-Яхинской сверхглубокой скважины СГ-7 выделены аккумулирующие и флюидоупорные пласты в глубокопогруженных терригенных отложениях триаса. Вслед за Тюменской СГ-6 (Сиротенко, Горбачев, 2000) результаты изучения разреза Ен-Яхинской СГ-7 подтвердили развитие природных резервуаров на больших глубинах.

Литература

Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. и др. Особенности геологического строения доюрского комплекса севера Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью // Горные ведомости. 2005. № 2. С. 28–37.

Сиротенко Л.В., Горбачев В.И. Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 491–502.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И SM-ND-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕЯ-ДЕПСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Ю.Н. Смирнова[1], А.А. Сорокин[1], А.Б. Котов[2], В.П. Ковач[2]

[1]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, sorokin@ascnet.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, abkotov-spb@mail.ru

Зея-Депский прогиб является одним из целого ряда прогибов, расположенных вдоль южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, сложенный интенсивно деформированными мощными толщами осадочных пород мезозойского возраста. Геодинамическая обстановка этих прогибов дискуссионна. Л.П. Зоненшайн с соавторами сопоставлял с пассивной континентальной окраиной (Зоненшайн и др., 1990), тогда как Л.М. Парфенов с соавторами предполагал их орогенную природу (Парфенов и др., 1999). Связь образования Верхнеамурского прогиба с орогеническими событиями, сопровождавшими формирование Монголо-Охотского пояса, отмечалась и другими исследователями (например, (Сорокин, Сорокин, 1998; Li et al., 1999)), при этом они рассматривали его как бассейн форланда. Последняя точка зрения подтверждается результатами геохимических исследований терригенных пород этих прогибов (Смирнова, Сорокин, 2012).

Зея-Депский прогиб (Решения..., 1994) сложен терригенными отложениями верхнего триаса, средней и верхней юры. В данном сообщении представлены результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований верхнеюрских песчаников и алевролитов аякской, депской свит и нижней подсвиты нижнемолчанской свиты верхней части разреза этого прогиба.

На классификационных диаграммах Ф. Петтиджона (Петтиджон и др., 1976) фигуративные точки составов верхнеюрских терригенных пород Зея-Депского прогиба локализуются преимущественно в поле граувакк. На диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_{3общ.}/K_2O)$ (Herron, 1988), позволяющей оценить степень присутствия наименее устойчивых к процессам выветривания Fe-Mg минералов, составы песчаников лежат вдоль линии, разделяющей поля вакк и аркоз, в то время как более мелкозернистые разности тяготеют к полям вакк и сланцев. По соотношению частной глиноземистости (A) и фемичности (F) составы исследуемых пород отвечают малоглинистым аркозам, грауваккам и субграуваккам.

Анализ известных дискриминационных диаграмм Hf – La/Th (Gu, 1994; Nath et al., 2000), La/Sc – Th/Co (Cullers, 2002), $Na_2O - CaO - K_2O$ (Bhatia, 1983), $CaO+MgO - SiO_2/10 - Na_2O+K_2O$ (Тейлор, МакЛеннан, 1988) свидетельствует о том, что верхнеюрские песчаники и алевролиты Зея-Депского прогиба сформировались преимущественно за счет разрушения пород кислого состава при некотором участии рециклированных осадков.

Обратившись к Sm-Nd изотопно-геохимическим данным, в первую очередь следует отметить, что составы пород характеризуются незначительными вариациями изотопных параметров εNd(0)= −6,9...−4,2, tNd(DM)=1,3–1,0 млрд лет. Такие значения изотопных характеристик юрских терригенных отложений Зея-Депского прогиба могут свидетельствовать о том, что в источниках сноса в период осадконакопления доминировали породы, имеющие изотопные характеристики позднедокембрийской континентальной коры.

Для реконструкции палеогеодинамических обстановок осадконакопления использовались диаграммы Р.М. Бхатия и К.А. Крука (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986), основанные на тенденции увеличения содержаний Fe_2O_3*+MgO, TiO_2, Al_2O_3/SiO_2 и уменьшения K_2O/Na_2O, $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ от терригенных пород океанических островных дуг к островным дугам на континентальной коре, затем к активной и пассивной континентальным окраинам. На указанных диаграммах фигуративные точки составов юрских терригенных осадочных отложений Зея-Депского прогиба соответствуют осадкам активной континентальной окраины и островной дуги.

Кроме того, широко распространены методики идентификации геодинамических обстановок седиментации на основе соотношений микроэлементов. Они базируются на установленном систематическом увеличении содержаний легких редкоземельных элементов (La, Ce, Nd), Th, Nb, отношений Ba/Sr, Rb/Sr, La/Y и уменьшение концентраций V, Sc и отношений Ba/Rb, K/Th и Th/U в терригенных породах из океанических островных дуг к таковым в пассивной континентальной окраине. Анализ дискриминационных диаграмм, основанных на этом принципе Th-La, La/Sc-Ti/Zr, Th-La-Sc, Co-Th-Zr/10, Sc-Th-Zr/10 (Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986), свидетельствует о том, что верхнеюрские песчаники и алевролиты Зея-Депского прогиба сходны с осадками, сформированными в обстановке активной континентальной окраины и островной дуги.

Результаты данных исследований, а также проведенных ранее (Смирнова, Сорокин, 2012) свидетельствуют о том, что геохимические особенности юрских терригенных отложений Зея-Депского и Верхнеамурского прогибов тождественны.

Если учесть, что наиболее молодые палеоокеанические образования Монголо-Охотского пояса датируются ранней юрой (Парфенов и др., 1999), то формирование Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов сложно связать с обстановкой активной континентальной окраины или островной дуги, как следует из использованных диаграмм (см. выше). Однако, тектоническую и магматическую активность, выразившуюся в специфике геохимического состава юрских толщ этих прогибов, можно объяснить коллизионными процессами и в таком случае признать орогенную природу прогибов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (гранты 12-II-СУ-08-009).

Литература

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Геохимические и изотопно-геохимические особенности юрских терригенных отложений Верхнеамурского прогиба: индикаторы тектонической обстановки накопления и источников сноса материала // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Материалы 9 Уральского литологического совещания, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 162–164.

Сорокин А.П., Сорокин А.А. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления // Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск, 1998. С. 511–512.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins //Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. P. 820–829.

Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.

Li J., He Z., Mo S et al. The late Mesozoic orogenic processes of Mongolia-Okhotsk orogen: evidence from investigations into deformation of the Mohe area, NE China // Journal of Geoscientific Res. Northeast Asia. 1999. № 2. P. 172–178.

Nath B.N., Kunzendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the finegrained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // Journal of Sedimentary Research. 2000. V. 70. № 5. P. 1081–1094.

ЭОЛОВОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМ НА ПОЗДНЕРИФЕЙСКОМ ШЕЛЬФЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ИПСИТСКАЯ СВИТА, ПРИСАЯНЬЕ)

Ю.К. Советов[1], Л.В Соловецкая[1], Д.В. Кречетов[2]

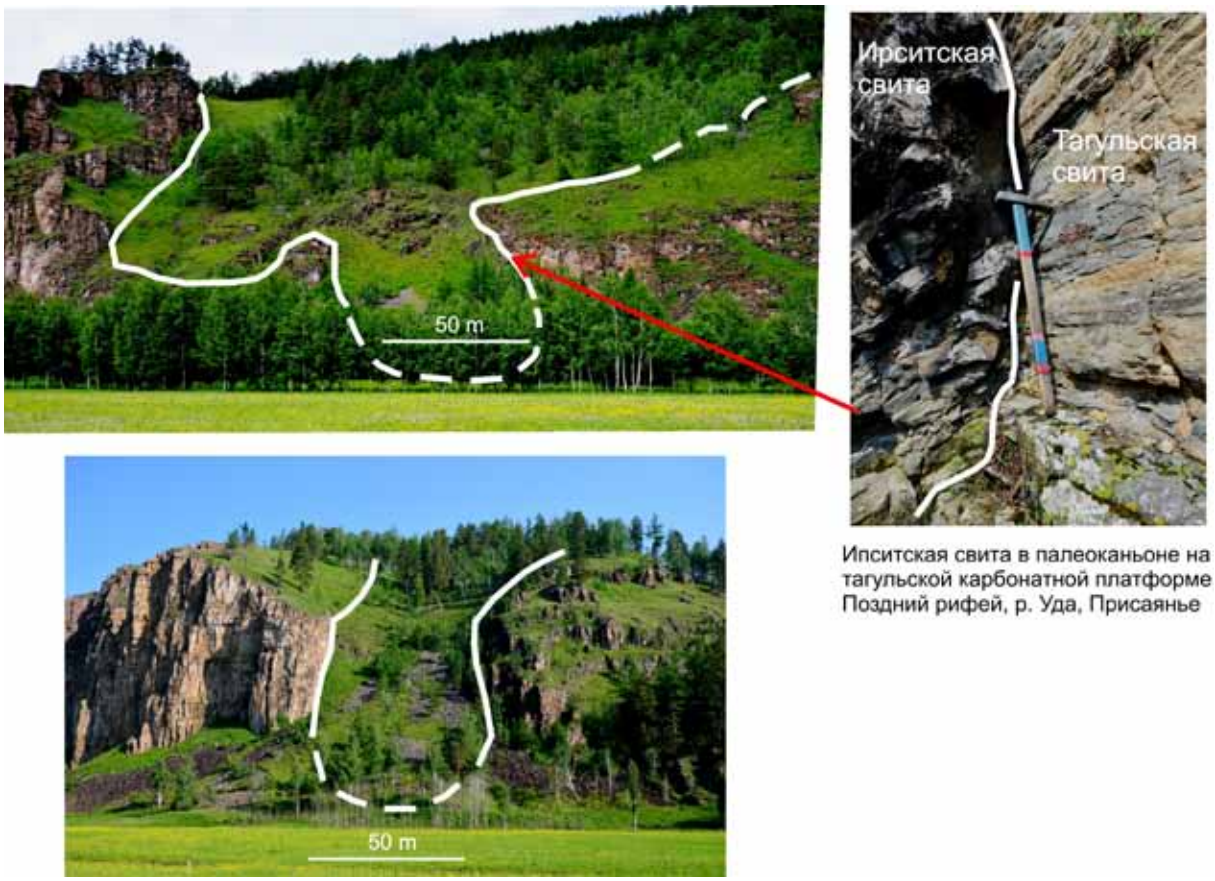
[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, sovetovyk@ipgg.sbras.ru
[2]ООО Сорский горно-обогатительный комбинат, Сорск

Предвендские отложения Ипситской свиты в Присаянье, которая всегда входила как верхнее подразделение в позднерифейскую карагасскую серию, сохранили признаки изменения трех глобальных процессов: эвстатики Мирового океана, климата и режима седиментации. Сочетание этих признаков необычно и уникально и имеет большое прогностическое значение для реконструкции палеогеографического положения Сибирского кратона в неопротерозое, поиска подобных признаков в близких по возрасту отложениях на других континентах. Ипситская свита при геолого-съемочных работах объединяла два комплекса морских отложений: нижний терригенный (350–400 м) и верхний терригенно-карбонатный (200–400 м). Между несходными осадочными комплексами существует постепенный переход, но большое различие в составе было обоснованием выделения некоторыми исследователями в верхней части самостоятельной кременьшетской свиты. Ипситская свита в стратотипе и на большей части территории Присаянья представлена своей нижней частью — весьма характерными хорошо сортированными «регенерированными алевролитами» — кварцитами, по которым она легко опознается даже в образцах. Происхождение регенерированных алевролитов было очень загадочным из-за несходства с другими частями карагасской серии и из-за необычного строения. Поэтому нижнее подразделение Ипситской свиты, часто неполное по стратиграфическому объему из-за его частичной или полной экзарации ранневендским ледником (Sovetov, 2011), стало объектом детального исследования авторов. В статье рассматривается нижняя терригенная часть стратона.

В большинстве опубликованных работ Ипситская свита согласно залегает на подстилающих отложениях Тагульской свиты. Однако резкая граница между этими подразделениями на р. Уда (урочище Плиты), на р. Тагул (выше п. Георгиевка) и особенно наглядный врез ипситских алевролитов в красноцветные доломиты Тагульской свиты с кревассами и глубокими промоинами на р. Уда (урочище Карапчатуй) (Sovetov, 2011) стали однозначными свидетельствами глубокого размыва между этими свитами. Эта граница и

несогласие между Ипситской и Тагульской свитами, особенно наглядная в разрезе на р. Уда (урочище Муксут, обнаружена геологами ИГУ), привели к заключению о самостоятельной Ипситской стратиграфической сиквенции. Ранее воронкообразные промоины глубиной в несколько метров на поверхности Тагульской свиты связывали с предоселковой эрозией (Еганов, 1968). В настоящее время во многих разрезах Присаянья установлено сходство литологической последовательности в основании оселковой серии венда, которая имеет ледниковый и постледниковый генезис и резко отличается от базальных отложений Ипситской свиты (Sovetov, 2011).

В урочище Муксут (р. Уда) исследованы два предипситских палеоканьона с видимой глубиной 100–150 м и шириной в нижней узкой части 50–70 м, а в верхней более 200 м (рисунок). Каньоны выполнены отложениями Ипситской свиты, которая залегает на их бортах на стратиграфически более высоких пачках Тагульской свиты. Исключается постседиментационная (карстовая) природа палеоканьонов в карбонатной платформе, здесь нет признаков обрушения стенок и кровли, нет постседиментационных брекчий, переотложения карбонатного материала в растворах. В то же время не обнаружено влияние в образовании каньонов палеорек. Предполагается, что эрозионные врезы могли возникнуть на карбонатной платформе во время резкого падения уровня моря и, следовательно, могут служить маркирующим коррелятивом для первой резкой стратиграфической границы ниже подошвы венда. Предположение увязывается со всеми наблюдаемыми фактами и прежде всего с заполнением палеоканьонов только тонкозернистым песком и алевритом. С тонкокластическими отложениями тесно связаны фосфориты, ассоциирующие с темноокрашенными разностями, обогащенными ОВ. Тонкий песок и алеврит были отложены приливными течениями, оставившими след в небольших дюнах, ряби течения, параллельной слойчатости с микроразмывами и при отливах трещинами синерезиса и усыхания ила. Отчетливые признаки бактериальных матов на поверхности алевролитов, ассоциация с окремнением, хлоритом объясняют происхождение фосфатного



Два палеоканьона, выполненных приливными отложениями Ипситской свиты, врезанных в карбонатную платформу (Тагульская свита). Поздний рифей. Р. Уда, урочище Муксут, Присаянье

вещества диагенезом ОВ с участием бактерий. Все перечисленное, а также отливные каналы в верхней части каньонов, заполненные только тонкокластическим материалом, отражают единый региональный процесс подъема уровня моря и его трансгрессию на кратон. С трансгрессией был связан апвеллинг и развитие микробиоты.

Трансгрессивный характер Ипситской свиты особенно хорошо виден на бортах палеоканьонов, где вложенные осадки и карбонатные породы стенок контактируют «впритык». Этот факт неоднократно проверен в двух детально исследованных палеоканьонах, чтобы исключить тектонический фактор в их образовании. Гидрологический режим изменился и стал штормовым при заполнении верхней части палеоканьонов, и преобладал до завершения седиментации в Ипситском бассейне. Наибольшее распространение имеют отложения ближнего прибрежья, которые образуют крупные массивные слои с текстурой SCS (swaley) и HCS (hummock) и крупными волновыми поверхностями разделов, меньшее — классические темпеститы дальнего прибрежья. Осадочные тела наслоены друг на друге почти без разделяющих глинистых слойков. Практически нет илистой и глинистой фракции. Осадочные формы от небольших линзовидных слоев в первые десятки см до многометровых баров (sand waves) сложены мелко-тонкозернистым песком и алевритом. Средняя крупность фракций по гранулометрическим анализам составляет 0,08–0,062 мм, практически это состав лёсса. Гранулометрический состав объясняет очень высокую текучесть (тиксотропность) материала и широкое распространение текстур ball and pillow. Особенно легко сминались и «плыли» крупные пласты. В прибрежных микро и макроканалах средняя крупность фракций достигает размерности мелкого песка. Столь необычный преобладающий гранулометрический состав в морских отложениях не может быть случайным. Мы предполагаем, что подавляющая мелкая и тонкая размерность кластических частиц в море (без глинистой фракции) должна определяться не дифференциацией материала в процессе речного переноса, а наличием огромных масс частиц с размерностью тонкого песка и алеврита на континенте. Такое возможно при условии, что существовал механизм создания массы тонкообломочного материала и механизм его перемещения в морской бассейн.

Нет никаких данных о переходе по латерали ипситских морских отложений в дельту, тем более нет наблюдений речных русел и отложений аллювиальной равнины. Петрографический состав «регенерированных алевролитов» Ипситской свиты относится к кварц-полевошпатовому и полевошпат-кварцевому классам, т.е. к типичным аркозам, и областью питания такой кластики может быть только территория выравненного фундамента Сибирского кратона. Источником кластического материала был кратон, но его перенос не мог осуществляться реками с полным набором кластических фракций и, самое главное, обилием ила и глины. Альтернативный механизм доставки материала в море эоловый. Только пылевые бури и мигрирующие хорошо сортированные пески наземных дюн могли создать такой уникальный кластический бассейн.

Доказательствами реальности такого процесса служит гранулометрия осадочных тел вне зависимости от их размера (подводные дюны, темпеститы, песчаные волны) и степень обработки песчаной фракции. В микроканалах и каналах палеоканьонов найдены мелко-тонкозернистые песчаники с идеальной «эоловой» окатанностью и сферичностью зерен. Мы считаем, что на протяжении длительного времени в морской ипситский бассейн подавляющая часть кластического материала доставлялась по воздуху, другая меньшая часть — перемещением к берегу водоема сальтацией, а затем, при продолжающейся трансгрессии, поглощением наземных эоловых дюн морем.

Что было причиной образования на континенте огромных масс тонкозернистого материала? Самое реальное предположение — подготовка механическим путем, т.е. перетиранием твердых пород, не подвергшихся предельному «созреванию» выветриванием. Тектонический процесс на стабильном кратоне не имеет необходимой амплитуды, чтобы сделать эту работу. Самое реальное предположение, с нашей точки зрения: стекание по кратону огромного ледника могло бы создать огромную массу «муки» — будущую основу «регенерированных алевролитов». Эта гипотеза опирается на ряд установленных фактов. Ипситская свита принадлежит Криогению — средненеопротерозойской ледниковой эпохе. Перед накоплением Ипситской свиты произошло

крупномасштабное падение уровня моря, что нельзя объяснить геодинамическим фактором, нет следов крупной орогении. Во время отложения кластической Ипситской свиты не образовывались карбонатные постройки и микрофитолитовые отмели, климат не был жарким, в бассейне часть осадков не окислена и имеет темно-серую окраску. Только в условиях ледниковья создаются стабильные и сильные воздушные течения, способные переместить огромную массу тонкокластического материала (плейстоцен). Очевидность предположения о крупномасштабном эоловом переносе подтверждается тем, что на смене климатических эпох — перехода от кластического бассейна к карбонатному на границе подсвит — он все еще продолжал действовать и засыпал строматолитовые постройки пылью. Эта пыль на верхнеипситской (кременьшетской) карбонатной платформе при диагенезе и катагенезе частично преобразовалась в кремнезем и была родоначальником многочисленных кремневых конкреций.

Предположение о седиментации в ипситском бассейне под воздействием глобальных факторов подтверждается сравнением литофаций и седиментологической структуры с таковыми в формации Трезона, которая находится в рифтовом бассейне Аделаида в Южной Австралии. По наблюдениям одного из авторов, формация Трезона занимает такую же стратиграфическую позицию, как и Ипситская. Она образовалась перед эдиакараном, как Ипситская свита перед вендом, и подразделяется на две части: нижнюю кластическую алевролитовую и верхнюю терригенно-карбонатную, алевролито-известняковую с многочисленными купольными и пластовыми строматолитами. Обе сравниваемые толщи перекрываются тиллитами эпохи Марино. Формация Трезона меньше окремнена, но строматолиты и бестекстурные массивные алевролиты (бывшая пыль) очень сходны. Алевролитовые части двух толщ сходны по штормовому генезису отложений. Обе толщи сменяют во времени предшествующие карбонатные платформы.

Основные выводы:

I. Генезис и эволюция обломочного материала Ипситской свиты: 1) ледниковая эрозия фундамента и подготовка тонкозернистого материала; 2) эоловой перенос тонкозернистого материала в морской бассейн и песчаного материала на прибрежную равнину; 3) преобразование тонкозернистого материала в осадочные формы приливными и штормовыми течениями; 4) смятие осадочных форм штормами; 5) катагенетическое изменение кластического материала в регенерированные алевролиты – кварциты.

II. Осадконакопление определялось параметрами ледниковой эпохи: 1) масштабное падение уровня моря в предипситское время; 2) отсутствие красноцветов, только серый и темно-серый материал, что, возможно, указывает на климат средних и высоких широт; 3) постоянство розы ветров.

Литература

Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.:Наука, 1968. 226 с.

Sovetov J.K. Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, south-western Siberian Craton // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. IGCP 512. Geological Society, London, Memoirs 36. Chapter 28. 2011. P. 317–329.

ОРОГЕНЕЗ И АЛЛЮВИАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ (ТИП ДРЕНАЖНОЙ СЕТИ, ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА, ТЕМП ПОГРУЖЕНИЯ)

Ю.К. Советов, А.К. Казак

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, sovetovyk@ipgg.sbras.ru

Комплекс аллювиальных отложений входит в состав чапской, тасеевской, оселковой, мотской и байкальской серий венда, обнаженных на юго-западной периферии Сибирской платформы, составляя их верхнюю часть. Аллювиальные отложения слагают немчанскую, мошаковскую, айсинскую свиты и отдельные литостратиграфические подразделения (пачки) хужирской и качергатской свит. По корреляции аллювиальные отложения принадлежат позднему венду. Во внутренние районы Сибирской платформы аллювиальные отложения в полосе шириной в десятки и первые сотни километров замещаются морскими терригенно-карбонатными, а затем карбонатными отложениями оскобинской и тирской свит. Отложения стратиграфических аналогов аллювия содержат своеобразные, сложные по составу породы с повышенным содержанием Mg — следы взаимодействия соленой морской и пресной континентальной вод.

Аллювиальный комплекс перекрывает гетерогенный циклически построенный осадочный комплекс с тиллитами в основании. Тиллиты и их литологические аналоги отнесены к ледниковой эпохе Марино и, следовательно, маркируют нижнюю границу венда (Sovetov, 2011a). Вендские отложения, непосредственно подстилающие поздневендский аллювий, отнесены к стадии высокого стояния уровня моря, наиболее выразительно маркированы известняками и доломитами в Присаянье (пещернинская пачка марнинской свиты) и Прибайкалье (верхнеулунтуйская пачка улунтуйской свиты), которые по латерали переходят в шельфовые песчаники и мадстоуны. Аллювиальные отложения быстро проградировали на платформу, и комплекс речных каналов залегает на тонкообломочных отложениях собственных авандельт.

Аллювиальные толщи позднего венда сложены циклическими последовательностями (циклами аллювия) метрового и десятки-метрового диапазона. Каждый цикл начинается с размыва предыдущего цикла и накопления сначала песчаников русел (каналов), затем песчаников и мадстоунов прирусловых валов и поймы. Песчаные отложения русловых баров включают горизонты реактивации (убыстрения) течения во время наводнений. Тонкообломочные отложения несут признаки осадконакопления слабыми течениями, тонкие пласты песчаников — вееров русел прорыва на прирусловых валах (кревассы и кревассовые сплеи) или в стоячих водоемах — временных мелких озерах на пойме. Классификации литофаций и их ассоциаций, сделанные для красноцветного и зелено-серого аллювия, отстоящих друг от друга на расстояние около 750 км, идентичны. Полное сходство установлено также для количественных показателей аллювия. Статистика мощности литофаций, ассоциаций литофаций (архитектурных элементов) одинакова для двух детально проработанных разрезов в Енисейском кряже и Присаянье, что прямо указывает на однотипность режима дренажной сети. Выделено несколько типов аллювия по строению каналов, которые сопоставлены с отложениями сетчатых рек с относительно прямолинейными каналами с чередующимися и сплетенными барами и более редко с меандровыми реками. Каналы-русла выполнены крупными песчаными барами, их суммарная толщина указывает на высоту подводных баров и островов и опосредованно на глубину рек, которая менялась от нескольких метров до 15–20 м.

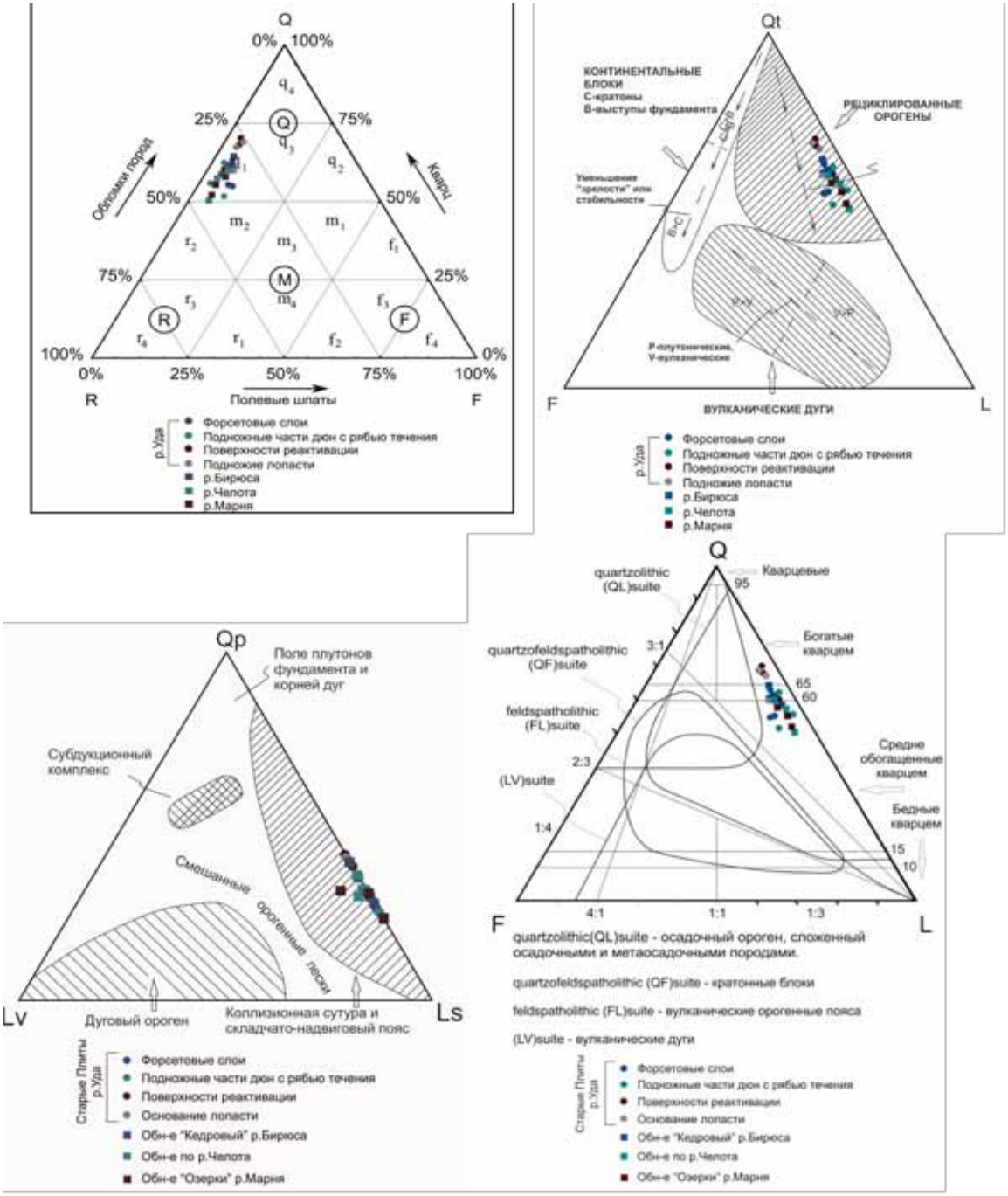
Аллювиальные отложения позднего венда образуют красноцветные толщи мощностью до 2500 м (Енисейский кряж), зеленовато-серую и пестроцветную толщи до 1500–2000 м (Присаянье) и зеленовато-серые и темно-серые пачки в темноокрашенной в целом качергатской свите (Прибайкалье). Окраска пород, связанная с преобладанием окисных соединений Fe в цементе к северу от Присаянья (вплоть до Игарского района) и закисных соединений Fe в

Иркутском Присаянье и в Прибайкалье, по-видимому, унаследована от поздневендской палеогеографической зональности Сибирского кратона. По литологическому составу аллювиальные толщи отличаются постоянством соотношения песчаников и алевролитов с аргиллитами (мадстоунов). Такое постоянство показывает петрологическую однотипность областей сноса — орогенов, что подтверждается постоянством петрографического состава песчаников и типов обломков пород в песчаниках. Грубокластический (гравийно-галечный) материал в аллювии крайне незначителен, т.е. расчлененность орогенов была приблизительно одинаковой, также как удаленность от орогенов современных фрагментов предгорной аллювиальной равнины. Весьма обычны в песчаниках русел рек интракласты мадстоунов, образующих конгломераты и брекчии в основании каналов или циклов реактивации течения.

Для диагностики аллювия чрезвычайно важное значение имеет инициальный комплекс каналов-русел, которые образуют маркирующий горизонт и представлены в разных районах раннегребенской, муксутской, хужирской, раннекачергатской и боханской пачками песчаников. Измерена ширина муксутской речной долины (разрез «Мост», р. Бирюса), которая составляет 2,5 км, реальная ширина, по крайней мере, вдвое больше. Суммарная мощность накопления отложений четырех индивидуальных каналов в данной речной долине меняется от 60 до 200 м. Каждый из песчаных каналов ограничен более тонкообломочными мелко-тонкослоистыми отложениями прирусловых валов (берегов) с различными режимами течения: от сверхбыстрого, строившего антидюны, до относительно медленного, перемещавшего алевритовую взвесь параллельно субстрату. Направления потоков измерялись по форсетам речных дюн и передовым склонам баров и ряби течения, а также по различным знакам течения в подошве каналов. Примечательная черта этих песчаных глубоких рек — резкие повороты протоков между барами с поперечными и даже обратными направлениями течений по отношению к статистически определенной тенденции. Архитектура каналов и речных долин ясно показывает, что существовало несколько рек, стекавших с орогена на Сибирскую платформу приблизительно параллельно на север и на северо-восток так, как стекают современные реки с Восточного Саяна.

Петрологический архетип аллювиальных песчаников весьма устойчив и отнесен к «литокластито-кварцевой» петрографической формации (Советов,1977), связанной с провинцией «рециклированных орогенов» и размывом складчато-надвиговых поясов (Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson, 1988). Архетип сопоставлен также с «литито-кварцевыми сериями» и размывом осадочных и метаосадочных орогенных поясов (Valloni, Mezzadri, 1984). Характерная черта литокластито-кварцевой формации — обилие обломков осадочных и метаосадочных пород и кварцевых зерен и незначительное, слабо меняющееся содержание полевых шпатов (рисунок). Установлена главная черта петрологического архетипа на юго-западе Сибирской платформы — преобладание обломков слабометаморфизованных тонкокластических пород и очень незначительное содержание обломков карбонатных и вулканических пород. По петрографическим данным сделаны региональные геодинамические выводы: 1) ороген в позднем венде был сложен слабо метаморфизованной кластической толщей зрелых пассивных окраин Сибирского кратона и столкнувшегося с ней континентального террейна; 2) в области сноса отсутствовали породы островной дуги и карбонатных платформ; 3) ороген включал отложения глубоководного бассейна; 4) складчатый метаморфический пояс Восточного Саяна не мог быть источником обломочного материала в поздневендский аллювиальный бассейн и, следовательно, образовался позднее в результате поствендских палеозойских коллизий.

Аллювиальный комплекс позднего венда образовался на аллювиальной равнине, простиравшейся по юго-западному краю Сибирской платформы полосой в первые сотни километров. Аллювиальная равнина образовалась в зоне наибольшего погружения Сибирского кратона (передовых прогибах) и частично перекрывала склоны передовых поднятий (Sovetov, 2002; Советов, Благовидов, 2004). Реконструкция седиментологической и палеогеографической зональности на ранневендское время обосновывает темп погружения краевых частей кратона в первые десятки метров за 1 млн лет в результате рифтинга и образования пассивной окраины. Погружение краевых частей кратона в поздневендское время и образование аллювиального комплекса были на порядок более интенсивными (первые сотни метров за 1 млн лет) и



Группировка петрографического состава песчаников муксутской пачки айсинской свиты позднего венда на диаграммах: 1 — Советов (1977); 2 и 3 — Dickinson, Suczec (1979), Dickinson (1988); 4 — Valloni, Mezzadri (1984)

имеют иную геодинамическую природу. Вся совокупность седиментологических данных: петрографический состав песчаников, речной генезис отложений, направление течений, строение и ориентировка речных долин — привела к заключению о погружение кратона под тектонической нагрузкой. Осадочный бассейн такого строения отнесен к форландовому типу (Sovetov, 2002, 2011), т.е. имеет коллизионную природу.

За относительно короткий период поздневендского осадконакопления на Сибирскую платформу поступило, по предварительным подсчетам, более 350 тысяч км^3 кластического материала. Этот материал был сосредоточен на предгорной аллювиальной равнине и в дельтах рек, стекавших с орогенов на кратон. Песчаная составляющая кластического материала поздневендских рек, частично переработанная морем, составляет основу верхнего этажа вендских коллекторов углеводородов на юго-западе Сибирской платформы.

Литература

Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы // Тр. ИгиГ СО АН ССР, вып. 298. Новосибирск: Наука, 1977. 294 с.

Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба — «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 159–210.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonic and sandstone compositions // The American Association of petroleum Geologists Bulletin. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.

Dickinson W.R. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins // New perspectives in basin analysis. Berlin, New York, Heidelberg, Springer-Verlag, 1988. P. 3–25.

Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases. // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.

Sovetov J.K. Vendian subsidence of the southwestern Siberian Craton: geodynamics and basin formation // Neoproterozoic Sedimentary Basins. Stratigraphy, Geodinamics and Petroleum Potential. International Conference, Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011. Proceeding of the Conference. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 88–91.

ХЕМОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ СОЛЕНЫХ ОЗЕР АРИДНЫХ ЗОН

Э.П. Солотчина[1], П.А. Солотчин[1], Е.В. Скляров[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, solot@igm.nsc.ru
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, skl@crust.irk.ru

Минералого-кристаллохимические исследования донных осадков являются мощным инструментом для понимания процессов озёрной седиментации. Изменения в составе и структуре терригенных и хемогенных минералов в осадочных разрезах континентальных водоемов обусловлены эволюцией природной среды и климата региона. Изучение голоценовых осадочных летописей является общепринятым базисом для создания климатических моделей на ближайшее будущее. Наиболее информативными считаются отложения мелководных минеральных озёр, нередко плайевых, располагающихся на территориях с засушливым климатом (Last, Ginn, 2005). Авторский подход к палеоклиматическим реконструкциям базируется на детальных исследованиях минералогии и кристаллохимии хемогенных карбонатов в эвапоритовых разрезах малых солёных озер аридных зон (Скляров и др., 2010; Солотчина и др., 2011, 2012).

Методы исследования: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, анализ стабильных изотопов $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, РФА СИ и атомная абсорбция. Возраст осадков определялся методом AMS по карбонатному материалу. Объекты исследования — голоценовые осадки малых соленых бессточных озер Байкальского региона с карбонатным типом осадконакопления.

Известно, что карбонатные минералы характеризуются широким спектром изоморфизма в кристаллической решетке, наличием полиморфных модификаций и существенными вариациями степени порядка/беспорядка в структуре (Карбонаты…, 1987). В исследованных нами осадках ансамбль хемогенных карбонатов представлен преимущественно безводными тригональными разностями: Mg-кальцитами разной степени магнезиальности, кальцитом и Ca-избыточными доломитами, реже присутствует арагонит (ромбическая модификация $CaCO_3$) и эпизодически встречаются моногидрокальцит $CaCO_3*H_2O$ и родохрозит $MnCO_3$.

Магнезиальные кальциты являются постоянным компонентом донных осадков. По химическому составу, положению основных аналитических пиков на рентгенограммах и полос поглощения в ИК-спектрах Mg-кальциты располагаются между кальцитом и доломитом. В структуре кальцита $CaCO_3$ заселенные кальцием слои чередуются вдоль оси *c* с карбонатными

слоями, в структуре же доломита ($CaMg[CO_3]_2$) катионы Mg замещают катионы Ca строго в каждом втором слое. Несмотря на широкое распространение в природе, Mg-кальциты, обладающие необычными свойствами, еще недостаточно изучены. Природные низкотемпературные Mg-кальциты плохо окристаллизованы и имеют малые размеры кристаллитов (<10 μm). Из-за отсутствия монокристаллов необходимого качества и размера детальные исследования их структуры затруднены. Нам известны лишь две работы, в которых представлены результаты структурных исследований Mg-кальцитов, выполненных на единичных монокристаллах биогенного происхождения, в которых содержание $MgCO_3$ не превышало 12,9 мол.% (Althoff, 1977; Paquette, Reeder, 1990). Авторы пришли к заключению, что в структуре исследованных ими Mg-кальцитов Ca^{2+} и Mg^{2+} беспорядочно распределены по катионным позициям без существенного искажения CO_3 анионных групп, т.е. Mg-кальциты представляют собой твердые растворы.

Из значительного различия ионных радиусов Mg^{2+} (0,72Å) и Ca^{2+} (1,00Å) следует, что твердые растворы системы $CaCO_3$-$MgCO_3$ должны существовать лишь в ограниченном интервале содержания в них магния. В иных случаях будет возникать деформационное давление, препятствующее устойчивости решетки. Это означает, что Mg-кальциты, содержащие в структуре повышенное количество мол.% $MgCO_3$, метастабильны. Тем не менее, они часто встречаются в условиях земной поверхности, причем содержание $MgCO_3$ может достигать 43 мол.%, вплоть до состава Ca-избыточного доломита. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы ряда кальцит – доломит без постоянного химического состава. При низких содержаниях магния ($MgCO_3$ <18 мол.%) они являются истинными твердыми растворами. В остальных случаях это «доменные» кристаллы, представляющие собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, вплоть до составов Ca-избыточных доломитов (Deelman, 2011).

Другим карбонатом, часто встречающимся в озёрных отложениях, является Ca-избыточный доломит. Он характеризуется избытком $CaCO_3$ в структуре (до 7 %) в сравнении со стехиометрическим доломитом. Ca-избыточные доломиты обладают сложной системой структурного порядка, различающегося в зависимости от степени избытка кальция. Его структура также описывается как смешанослойная, в которой различное количество нестехиометрических доломитовых слоев чередуется с небольшим количеством кальцитоподобных и стехиометрических доломитовых слоев (Drits et al., 2005). Исходя из того, что смешанослойная структура Ca-избыточного доломита более близка структуре высоко-Mg кальцита, нежели доломита *sensu stricto*, сделано заключение, что этот смешанный кристалл является крайним членом ряда Ca-Mg безводных карбонатов, включающего низко-Mg кальцит, промежуточный Mg кальцит, высоко-Mg кальцит и Ca-избыточный доломит (Deelman, 2011). Распространенная точка зрения, что Ca-избыточный доломит представляет собой так называемый «протодоломит» — переходную метастабильную фазу, возникающую на ранних стадиях доломитообразования, не находит кристаллохимического подтверждения, по крайней мере для нормальных P-T условий.

Диагностика карбонатов кальцит-доломитового ряда методом XRD анализа проводится по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов отражениям *hkl*=104. Значения межплоскостных расстояний d_{104} располагаются в интервале от 3,036 Å (кальцит) до 2,887 Å (стехиометрический доломит) и служат мерой магнезиальности. По величине d_{104} мы делим Mg-кальциты на три группы: 1) низкомагнезиальные кальциты (LMC) с содержанием $MgCO_3$ в структуре <4–5 мол.% (3,036 Å >d_{104} >3,02 Å); 2) промежуточные магнезиальные кальциты (IMC) с 5–18 мол.% $MgCO_3$ в структуре (3,02 Å >d_{104} >2,98 Å); 3) высокомагнезиальные кальциты (HMC) с содержанием 18–43 мол.% $MgCO_3$ (2,98 Å >d_{104} >2,91 Å). Ca-избыточные доломиты характеризуются значениями d_{104} от 2,91 Å до 2,887 Å. На дифрактограммах 104-пики Ca-Mg карбонатов образуют два широких максимума сложной формы и переменной интенсивности. Первый максимум формируют низкомагнезиальные и промежуточные кальциты, второй — высокомагнезиальные кальциты и Ca-избыточные доломиты (рис. 1). Условная граница между ними располагается на 30° 2Θ CuK_α (d_{104}=2,98 Å). Пробел на XRD спектрах в этой области

обусловлен перестройкой структуры Mg-кальцитов — переходом от истинных твердых растворов к структурам смешанных «доменных» кристаллов, состоящих из агрегатов в разной степени ориентированных индивидуальных кристаллитов.

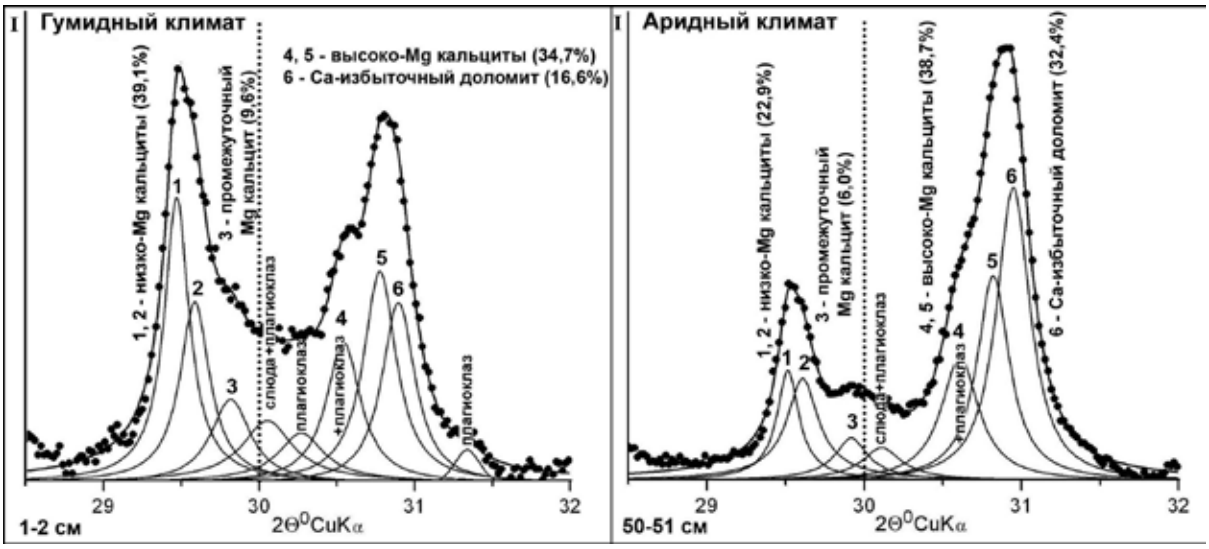


Рис. 1. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов из осадочного разреза оз. Верхнее Белое (Западное Забайкалье) в области проявления d_{104} пиков. Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (точки). Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100 %

Для выявления всех присутствующих в образцах карбонатных минералов нами используется разложение их сложных XRD-профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. Определенные трудности создает наличие в осадках полевых шпатов и слюд, имеющих отражения в аналитической области XRD спектров карбонатов. Тем не менее, модельный подход, предложенный нами (Скляров и др., 2010; Солотчина и др., 2011, 2012), позволяет надёжно идентифицировать карбонатные фазы и установить их количественные соотношения. Определение содержания $MgCO_3$ в выделенных карбонатных фазах проводится по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол.% $MgCO_3$ (Deelman, 2011).

Формирование в осадках арагонита обусловлено высокой концентрацией магния в водной толще. Ионы Mg^{2+} окружены плотной гидратной оболочкой $[Mg(H_2O)_6]^{+2}$. Сорбируясь на поверхности зародышей кальцита, они блокируют его рост. В то же время адсорбция гидратированных ионов магния на поверхности арагонита в силу особенностей его ромбической структуры проявляется значительно слабее и мало влияет на скорость его кристаллизации (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). Вместе с тем, образованию арагонита препятствует избыток в растворе карбонатных ионов, при повышенной карбонатной щелочности наблюдается соосаждение его с Mg-кальцитами, при этом увеличение солености раствора еще более способствует осаждению последних.

Моногидрокальцит является метастабильным карбонатом, относительно редким в природных условиях. Однако все чаще его обнаруживают в самых разнообразных обстановках, в том числе и в озёрных осадках. К наиболее благоприятным факторам его формирования относятся умеренные величины солености и Mg/Ca-отношений, повышенная щелочность (pH>8,0) и пересыщенность воды по карбонатам кальция при обязательном наличии стабилизирующих факторов, в частности, присутствии фосфатных ионов. Отмечается связь условий осаждения моногидрокальцита с биологической активностью среды (Нечипоренко, Бондаренко, 1988).

Последовательность осаждения тех или иных карбонатов определяется рядом факторов: Mg^{2+}/Ca^{2+} отношением в воде, её карбонатной щелочностью (концентрации HCO_3^-, CO_3^{2-} и H_2CO_3), соленостью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера, которые

контролируются водным балансом. Выявление природных ассоциаций низкотемпературных хемогенных карбонатов озерных осадков, кристаллохимических и структурных особенностей индивидуальных карбонатных фаз, последовательности их формирования позволяет получать палеоклиматические летописи высокого разрешения (рис. 2). Основную палеоклиматическую нагрузку несут карбонаты кальцит-доломитового ряда. Аридизация климата, сопровождающаяся падением уровня вод, увеличением в них Mg/Ca отношения и солености, приводит к осаждению серии высоко-Mg кальцитов вплоть до Ca-доломитов, и наоборот, — теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов (рис. 2).

Нами впервые из осадков малых соленых озер получены карбонатные записи высокого разрешения, содержащие сведения о стратиграфическом распределении карбонатов кальцит-доломитового ряда, в которых количество и соотношение фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью вод в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Вместе с тем каждое озеро обладает своими индивидуальными чертами, что приводит к появлению в осадках арагонита, кальцита, моногидрокальцита, распределение которых в разрезе также является важным индикатором изменений обстановок в палеоводоеме. Показана высокая информативность нового подхода к палеоклиматическим реконструкциям, базирующегося на минералого-кристаллохимических исследованиях карбонатов малых соленых озер аридных зон.

Сопоставление карбонатных записей с результатами определения стабильных изотопов ($\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$), распределением геохимических индикаторов климатических изменений и рядом других показателей позволяет воссоздать сложную историю эволюции водных бассейнов. В результате выполненных исследований донных осадков малых бессточных солёных озер получены новые данные об изменении климата голоцена в Байкальском регионе. Наши исследования показали, что в целом на протяжении голоцена климат как в Приольхонье, так и на территории Бурятии отличался высокой аридностью. Тем не менее, наблюдались его флуктуации в сторону увлажнения, в частности, в середине атлантического периода и в последние десятилетия, вплоть до современности.

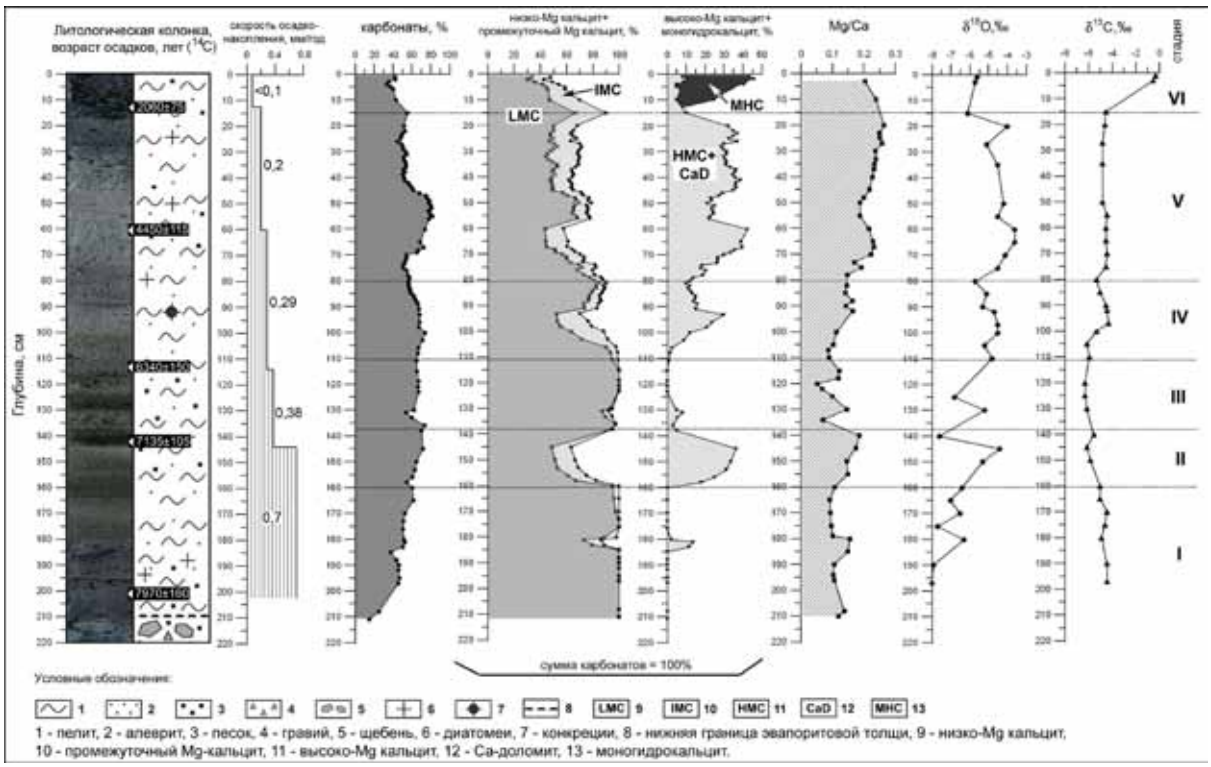


Рис. 2. Литологическая колонка голоценового разреза осадков озера Намши-Нур (Западное Прибайкалье), возрастная модель, скорость осадконакопления, распределение карбонатных минералов, Mg/Ca отношение, $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$. Общее содержание карбонатов в образцах определено ИК-спектроскопией

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00816а) и интеграционных проектов СО РАН № 52-53 и ОНЗ РАН № 4-9.

Литература

Карбонаты: минералогия и химия. М.: Мир. 1987. 494 с.

Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука. 1988. 132 с.

Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г. и др. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм, Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 3. С. 303–328.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г. и др. Климатические сигналы в карбонатной осадочной летописи голоцена озера Намши-Нур, Западное Прибайкалье // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 814–819.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А. и др. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое, Западное Забайкалье // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1756–1775.

Althoff P.L. Structural refinements of dolomite and a magnesian calcite and implications for dolomite formation in the marine environment // Amer. Miner. 1977. V. 62. P. 772–783.

Deelman J.C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book. 2011. 512 p. http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html.

Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // Canadian Miner. 2005. V. 43. P. 1255–1290.

Last W.M., Ginn F.M. Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // Saline systems. 2005.

Navrotsky A., Capobianco C. Enthalpies of formation of dolomite and of magnesian calcites // Amer. Miner. 1987. V. 72 (7–8). P. 782–787.

Paquette J., Reeder R.J. Single-crystal X-ray structure refinements of two biogenic magnesian calcite crystals // Amer. Miner. 1990. V. 75. P. 1151–1158.

ГАЛОКАТАГЕНЕЗ ПОРОД НИЖНЕПЕРМСКИХ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

С.Н. Стадниченко

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, stadnik_sm@ukr.net

В разрезе подсолевой толщи Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) зафиксирован ряд постдиагенетических явлений, объяснить которые с позиций стадиальных литогенетических преобразований исходных отложений довольно сложно. К ним относятся минеральные новообразования, которые выполняют поры и трещины в теригенних породах: доломит, ангидрит, барит, целестин, галит, сильвин, вторичные сульфатный и галитовый цементы, сюда же следует отнести и существование в толще высокоминерализованных рассолов.

Данные факты находят объяснение, если допустить миграцию в под- и околосолевые отложения рапных межкристальных рассолов из верхней галогенной толщи в пластовые воды и/или влияние рассолов выщелачивания галогенных отложений пластового залегания и соляных штоков. А.А. Махнач (1980) объединил понятием «*галокатагенез*» совокупность катагенетических изменений, которые происходят под влиянием поступления рассолов разного генезиса в над-, меж- и подсолевые отложения системы «флюид (рассол) – порода». В.М. Холодов (1982) выделил данный тип катагенеза как «рассольно-гравитационный» для осадочных бассейнов инфильтрационного типа. О.В. Япаскурт (2004) выделяет «гравитационно-рассольный» подтип катагенеза в рамках инфильтрационного типа катагенеза как процесс преобразования пород под влиянием инфильтрации рассолов выщелачивания, Д.П. Хрущов (1978) связал формирование рудных месторождений с рассолами галогенных формаций — «рассольный рудогенез». Проявления галокатагенеза также были установлены

M.W. Wallace (1990), K.M. McManus, J.S. Hanor (1993), S.I. Dworkin, L.S. Land (1996), H. Gvirtzman, E. Stanislavsky (2000), D.W. Morrow (2002) и др.

В регионе исследований нижнепермский комплекс с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на каменноугольных отложениях. Терригенная красноцветная (картамышская) формация нижней перми сложена терригенными образованиями песчано-глинистого состава — аргиллитами, аргиллитоподобными глинами, песчаниками и алевролитами с подчиненными пластами терригенно-карбонатных и терригенно-сульфатных пород; образованиями континентальных, переходных и морских фаций. На терригенной красноцветной формации с трансгрессивным несогласием залегает галогенная. Нижнепермская галогенная формация делится на две субформации: соленосную (никитовская и славянская свиты) и калий-магниеносную (краматорская свита). Соленосная субформация представлена чередованием пластов каменной соли, известняков, аргиллитов, мергелей, ангидритов, галлопелитов. На размытой поверхности палеозоя с угловым и стратиграфическим несогласием залегает дроновская свита триасовой системы (Кореневский, 1968; Айзенверг и др., 1988).

В пределах исследуемого разреза в гидрогеологическом плане выделяется верхнекаменноугольно-нижнепермский водоносный комплекс, относящийся к зоне весьма затрудненного водообмена, характеризующейся элизионным режимом и низкими скоростями движения подземных вод 0,7 м/год (Швай, 1973), минерализация их изменяется от 74 г/л до 323,7 г/л, ее значения не выдержаны по площади и в разрезе.

Комплекс аналитических исследований пород включал петрографические и структурно-текстурные, минералогический, рентген-дифрактометрический, спектральный анализы для определения их минерального и вещественного состава. Особое внимание отводилось изучению структуры порового пространства пород: минеральных новообразований, их макро- и микрокомпонентного состава. Использовались EDS+WDS микроанализаторы системы INCA Energy+ на базе сканирующего электронного микроскопа JEOL-6490 LV (лаборатория физических методов исследований ИГН НАН Украины).

Наиболее характерной текстурой терригенных пород является горизонтальная (полосчатая) слоистость в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, волнистая (с элементами косоволнистой), линзовидная в алевролитах и пятнистая в аргиллитах (аргиллитоподобных глинах). Наиболее распространенный тип пород — красноцветные тонкозернистые алевропесчаники и аргиллиты. Форма обломочных зерен полуокатанная, часть обломков кварца угловатая неокатанная, в составе глинистых минералов почти не присутствует монтмориллонит и разбухающие смешанослойные образования. Основной их составляющей (по результатам рентген-дифрактометрического анализа) является иллит, хлорит (магнезиальный и железистый) с примесью каолинита.

По результатам электронномикроскопических исследований порового (межзернового, микротрещинного) пространства и химического состава аутигенных минералов в породах **картамышской свиты** (терригенная красноцветная формация), обнаружены минеральные новообразования: доломит (ромбоэдры) с микропримесями Fe 0,3–5 %, Mn 0,15–4,4 % (рис. 1а); ангидрит идиоморфный таблитчатый, призматический (рис. 1б), игольчатый; барит и целестин — идиоморфные таблитчатые кристаллы и их фрагменты (рис. 1в, г), часто в составе кристаллов барита присутствует примесь стронция (3–8,5 %); галит выполняет межзерновое пространство и трещины агрегатами или отдельными кристаллами с хорошо развитыми кубическими и октаэдрическими гранями, образует прослойки (в выявленных кристаллах галита наблюдаются пустоты, которые, вероятно, были наполнены сильвином) (рис. 2б).

В алевроаргиллитах и аргиллитах картамышской свиты выявлены кристаллы доломита, барита и галита, сильвин установлен лишь на Кобзевской площади (св. 50) в алевроаргиллите из инт. 3434–3442 м в алевритовых прослойках. Для картамышских отложений характерно широкое развитие металлических образований CuZnNiMnFe, FePb, CuNiCr; NiCu, Cu, Ni, Cr, Pb, а также $CuCl_2$, Cu, $NiCuCl_2$.

В песчаниках и алевропесчаниках **никитовской свиты** в поровом пространстве выявлены новообразованные кристаллы ангидрита (рис. 1д); ромбоэдры доломита (с микропримесями Fe до 7 %, Mn до 4 %) (рис. 2а); барит, целестин, кристаллы галита и апатита.

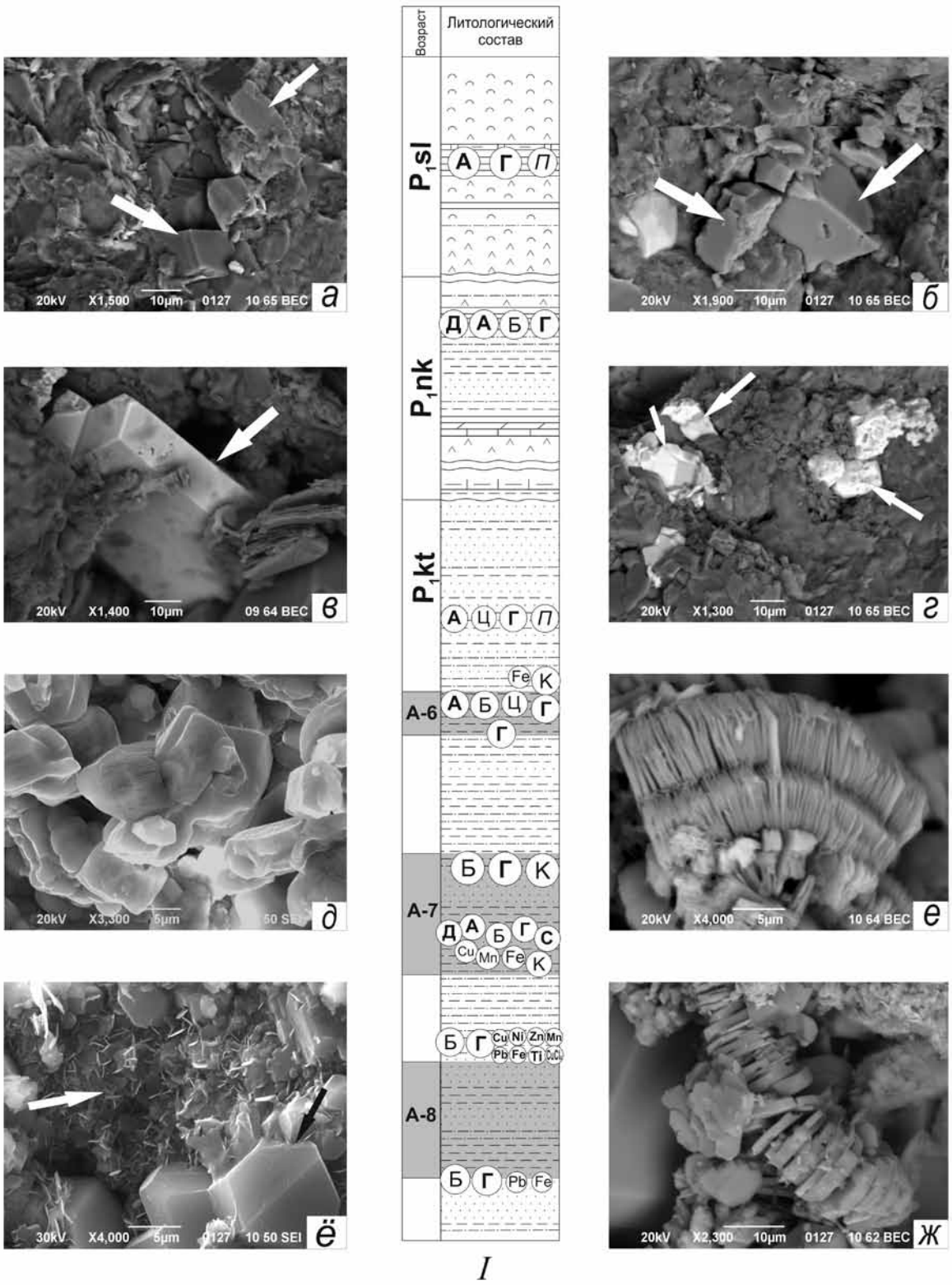


Рис. 1. Распределение галокатагенетических новообразований в разрезе нижнепермских формаций ДДВ. *I* — сводная литолого-стратиграфическая колонка соответствующих формаций центральной и юго-восточной частей ДДВ. *а–ж* — электронномикроскопические снимки минеральных новообразований: *а* — доломит, скв. Кобзевская-50 (инт. 3369–3373 м); *б* — ангидрит, скв. Кобзевская-50 (инт. 3369–3373 м); *в* — барит, скв. Северо-Волвенковская-54 (инт. 1373–1381 м); *г* — целестин, скв. Кобзевская-50 (инт. 3369–3373 м); *д* — ангидрит, скв. Кобзевская-50 (инт. 3210–3219 м); *е* — структурированный иллит, скв. Северо-Волвенковская-54 (инт. 1373–1381 м); *ё* — хлорит железистый (белая стрелка), образование идиоморфного кварца (черная стрелка), скв. Кобзевская-50 (инт. 3434–3442 м); *ж* — новообразованные текстурированные поликристаллы каолинита скв. Кобзевская-50 (инт. 3434–3442 м)

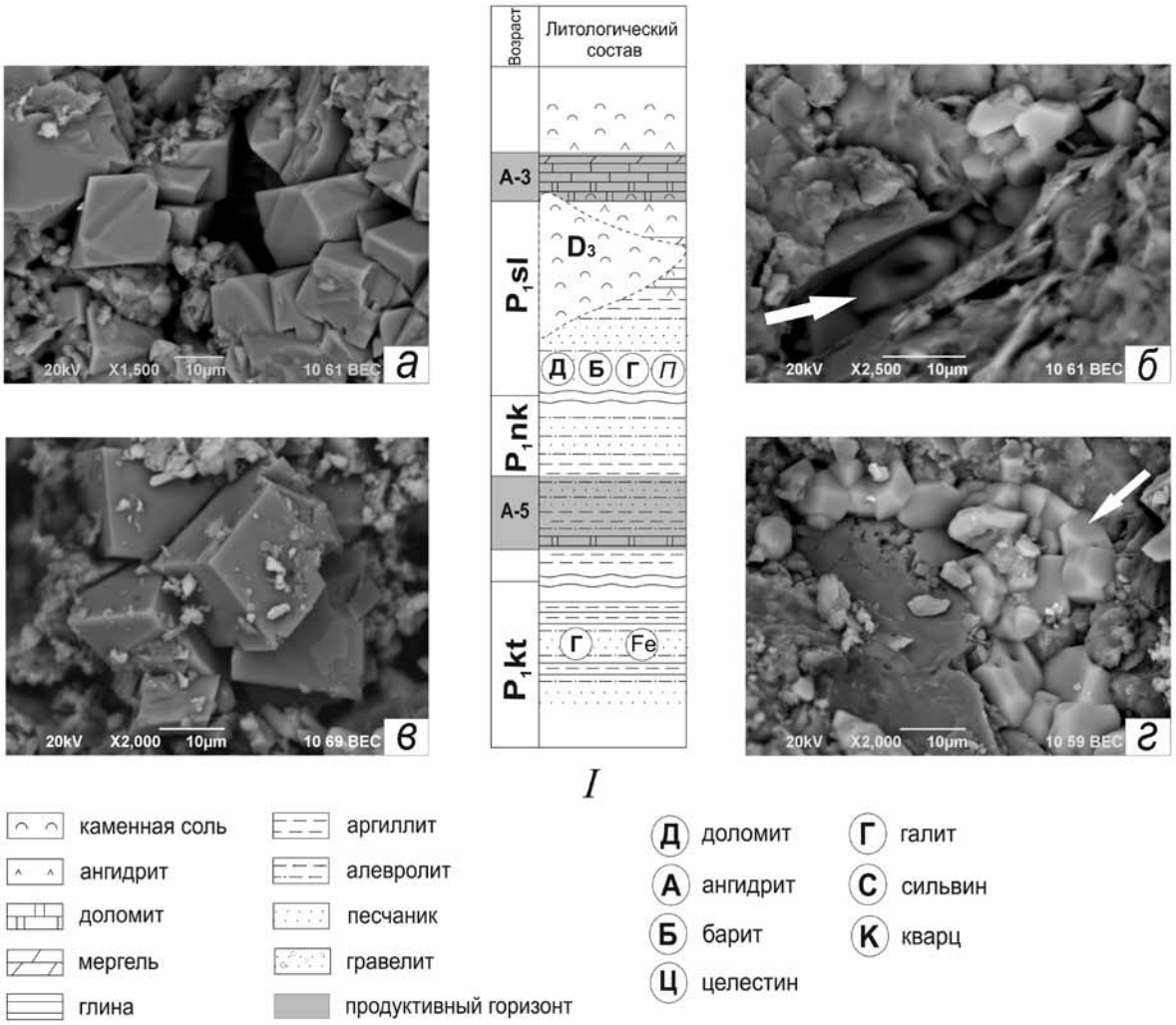


Рис. 2. Распределение галокатагенетических новообразований в разрезе нижнепермских формаций ДДВ на площадях с солянокупольными структурами. *I* — сводная литолого-стратиграфическая колонка соответствующих формаций центральной и юго-восточной частей ДДВ. *а–ж* — электронномикроскопические снимки минеральных новообразований: *а* — доломит, скв. Чутовская-76 (инт. 3417–3424 м); *б* — галит в микротрещине, скв. Чутовская-76 (инт. 3417–3424 м); *в* — доломит, скв. Копыловская-31 (инт. 2644–2650 м); *г* — галит, скв. Рябухинская-208 (инт. 2751–2758 м)

В породах **славянской свиты** (межсолевых терригенных прослойках) выявлен ряд минеральных новообразований. В песчаниках установлены кристаллы доломита (рис. 2в) и галита (рис. 2г), выполняющие межзерновое пространство и микротрещины. Установлен синседиментационный галит, представленный прослойками со следами структуры первичных кристаллов.

Данные минеральные новообразования обнаружены на фоне стадиальных катагенетических изменений, фиксируемых по образованию иллита (рис. 1е), железистого хлорита (рис. 1ё), поликристаллов каолинита (рис. 1ж) и кристаллов кварца (рис. 1ё). По данным предыдущих исследований А.В. Ивановой, О.И. Петриченко, В.М. Ковалевича, В.С. Шайдецкой и др. (газово-жидких включений в каменной соли, коэффициента отражения витринита и др.), породы исследуемых формаций отнесены к подстадиям начального и глубинного катагенеза.

Обнаруженые ромбоэдры неметасоматического доломита могли сформироваться в результате синтеза из ионов Mg^{2+}, Ca^{2+} и CO_3^{2-}, присутствующих в рассолах. В отличие от метасоматической реакции доломитизации все исходные вещества реакции доломитообразования находятся в жидкой фазе. Так, в образце песчаника из скв. Копыловская-33 (инт. 2644–2650 м) обнаружены новообразования доломита — ромбоэдрические кристаллы правильной формы, которые выполняют поровое пространство. Доломитизация происходила вследствие осаждения

минералов из межсолевого рассола отложений славянской свиты с минерализацией 281 г/л и значительным содержанием ионов кальция (41 г/л) и магния (7,9 г/л).

Резкое изменение гидрогеохимических условий в меж- и подсолевых отложениях связана с поступлением в эти толщи межкристальных рассолов сульфатной стадии осолонения бассейна галогенеза, рассолы имели общую концентрацию солей 140–280 г/л, основную роль в их химическом составе сыграли сульфаты кальция, содержание которых было близко к насыщению, и магния, меньшую — хлориды магния и других щелочных металлов. Основным следствием их влияния на подстилающие системы в условиях нарастающих температур было образование ангидрита, реже целестина и барита (Махнач, 2000). На эти процессы указывают новообразования ангидрита, барита и целестина, наиболее четко представленные в образцах алевропесчаников и алевролитов с Кобзевской и Северо-Волвенковской площадей, минерализация пластовых рассолов 153,84–217,81 и 231,1 г/л, соответственно. О высоком содержании сульфатов в пластовых водах свидетельствует значительное содержание сульфат-иона (3840,89 мг/л) в поровом растворе из образца аргиллита с Северо-Волвенковской площади.

Распространенность вторичного галита на площадях, где минерализация подземных вод превышает 270–280 г/л (Копыловская, Веснянская, Марьяновская, Ланновская, Рябухинская, Северо-Волвенковская (северный блок структуры), Западно-Спиваковская), является отображением связи образования галита с поступлением хлоридных рапных рассолов. В приразломных зонах возможен наиболее активный массоперенос между галогенными и подстилающими отложениями.

Новообразования сильвина, обнаруженные в песчанике с Кобзевской площади (скв. 50, инт. 3434–3442 м), являются результатом поступления межкристальных маточных рассолов стадии садки калийных солей по разрывным нарушениям в подсолевые отложения (Махнач, 1980). Поступление рассола путем струйного стекания непосредственно из солеродного бассейна невозможно, поскольку пласты калийно-магнезиальных солей залегают в верхней части разреза и отделены от подсолевого комплекса мощными толщами бескалийных галогенных отложений (Шиманович, 1978).

Таким образом, обнаруженные минеральные новообразования являются индикаторами галокатагенеза — одной из основных особенностей литогенеза пород нижнепермских формаций ДДВ. Установлено, что степень галокатагенетических преобразований в терригенных породах уменьшается в ряду песчаники – алевролиты – аргиллиты, что связано с их проницаемостью.

В результате проведенных исследований установлены закономерности развития процессов галокатагенеза в разрезе исследуемых формаций: в пределах площадей, где отсутствуют соляные штоки, преобладает новообразование сульфатов — ангидрита, барита и целестина; наиболее интенсивное проявление галокатагенеза установлено в разрезах, приуроченных к солянокупольным образованиям верхнедевонской галогенной формации (новообразования галита и доломита).

Обнаруженные минеральные новообразования сформировались в результате взаимодействия в системе «флюид (рассол) – порода» (преимущественно процессов обменной адсорбции и осаждения из перенасыщенных растворов).

Установлено, что процессы галокатагенеза проявляются во всем интервале распространения формаций (1150–4510 м), имеют структурно зависимый характер, связанный с локальными участками поступления рассолов (зонами микротрещиноватости в слабопроницаемых пластах, трещинами, разломами, зонами боковых контактов солянокупольных структур).

Литература

Айзенверг Д.Е, Берченко О.И., Бражникова Н.Е. и др. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины // Стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1988. 148 с.

Кореневский С.М., Бобров В.П., Супрунюк К.С., Хрущов Д.П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. М.: Недра, 1968. 238 с.

Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Минск: Изд-во БГУ, 2000. 255 с.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщ. 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.

Хрущев Д.П. О некоторых особенностях металлогении солянокупольных регионов // Осадочные породы и руды: Материалы науч. совещ. Киев: Наук. думка, 1978. С. 273–282.

Швай Л.П. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1973. 104 с.

Шиманович В.М. Палеодинамика рассолов соленосных толщ Припятской впадины // ДАН БССР, 1978. XXII. № 9.

Япаскурт О.В. Процессы постседиментационного преобразования отложений осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Науч. мир, 2004. С. 213–271.

ОБСТАНОВКИ И ПАЛЕОБИОТЫ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ НЕОПРОТЕРОЗОЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

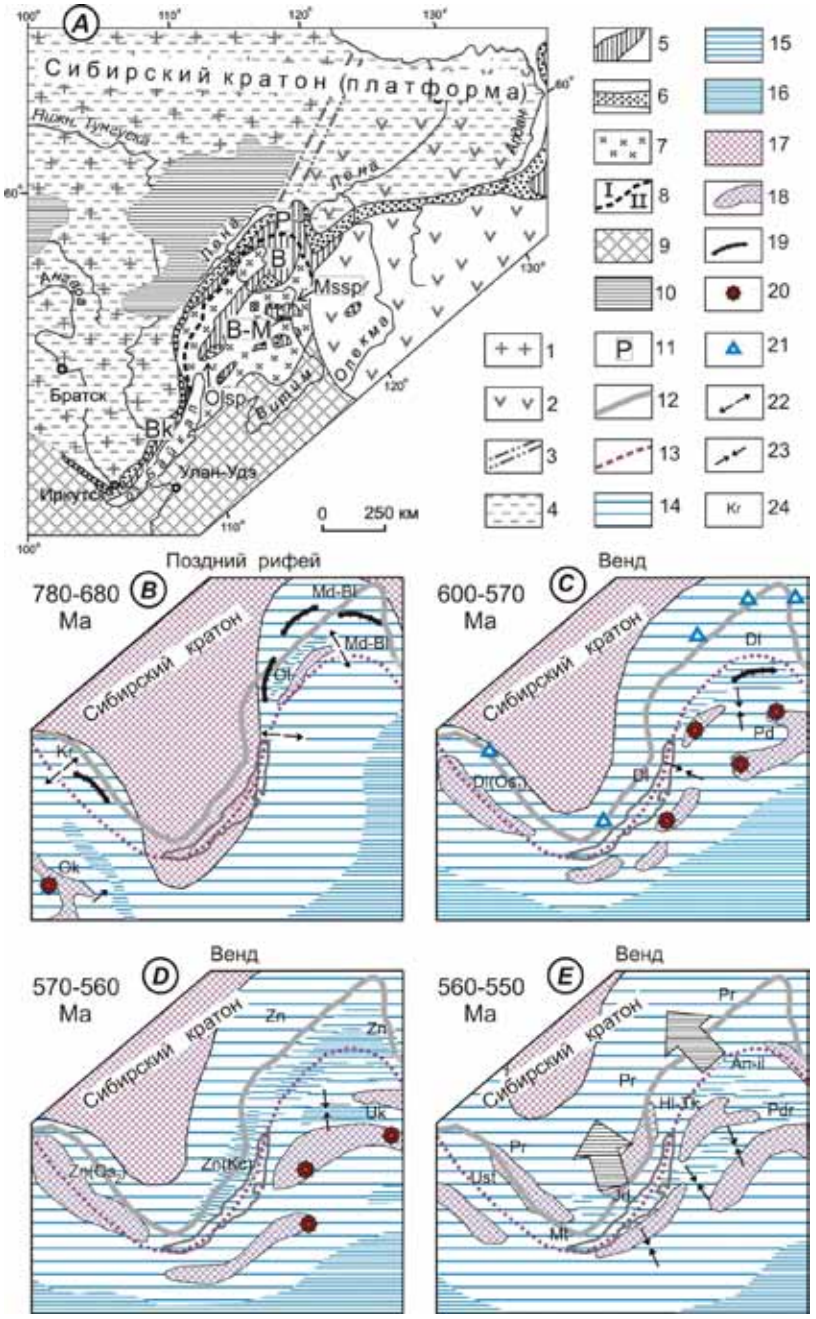
А.М. Станевич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, stan@crust.irk.ru

Севернее Саяно-Байкальского региона (СБР, рисунок) расположена площадь, где известны богатые залежи нефти и газа в отложениях венда – кембрия. По своему составу и небольшой мощности эти отложения не могли быть нефтематеринскими. На территории СБР вскрываются мощные толщи осадочных пород, возраст которых оценивался в интервале всего рифея и венда или более чем 1000 млн лет. Разрезы Байкальской и Патомской зон являются наиболее изученными, и в них были протрассированы уровни региональных горизонтов (Решения.., 1983). В 80–90 годы эти региональные горизонты были выделены и в южных зонах (Станевич и др., 2006, 2007 и др.). Новые изотопные и хемостратиграфические данные из отложений Байкальской, Патомской и Бодайбинской зон (Покровский и др., 2006; Meffre et al., 2008; Kuznetsov et al., 2013, Гладкочуб и др., 2013) показали, что верхняя, большая часть всех разрезов имеет возрастной интервал 600–540 млн лет (рисунок). Результаты геохимических, микрофитологических, изотопных и других исследований (Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006, 2007; и др.) позволяют представить геодинамическую эволюцию юга Сибирского кратона во второй половине неопротерозоя, условия образования углеводородного сырья и его первичной миграции.

Разрезы СБР отражают три основных этапа развития региона: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и присаянский (Немеров, Станевич, 2001 и др.) (рисунок). На медвежевско-баллаганахском этапе осадконакопление определялось обстановками рифтогенного морского бассейна пассивной окраины юга Сибирского кратона. В начале этапа бассейн заполнялся базальтами, вулканомиктовым и терригенным грубообломочным материалом. Выше выделяются два мощных трансгрессивных цикла. Эти обстановки хорошо коррелируются с процессами распада суперконтинента Родинии в период 780–680 млн лет (Li et al., 1999; Гладкочуб и др., 2005 и др.). Период в 600–570 млн лет (дальнетайгинский горизонт) определяется началом конвергентных событий, заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Предполагается, что формирование базальных слоёв горизонта и их аналогов происходило 600–590 млн лет назад, а свидетельства присутствующих в них гляциальных событий коррелируются с глобальным оледенением Марино (Воробьева и др., 2008). Характерен островодужный (андезитовый) вулканизм, основной вулканизм спрединга задугового бассейна в Байкало-Муйской зоне. Их влияние устанавливается в осадках Бодайбинской и Патомской зон. Период в 570–560 млн лет (жуинский горизонт) характеризуется образованием окраинного бассейна форландового типа, который позже (с 560 млн лет) сменился системой предгорных прогибов орогенного этапа (присаянский горизонт).

В сотнях местонахождений всех зон СБР изучены многочисленные микрофоссилии (Станевич и др., 2006 и др.). Проведённые седиментологические реконструкции и



Геологическая схема и тектоно-палеогеографические срезы эволюции южного фрагмента Сибирского кратона (платформы) в неопротерозое

1–4 — Сибирский кратон: 1 — Ангарский блок, 2 — Алданский блок, 3 — зона сочленения Ангарского и Алданского блоков, 4 — нерасчлененные породы осадочного чехла Сибирской платформы; 5 — осадочные и осадочно-вулканогенные породы неопротерозоя; 6 — отложения венда – нижнего кембрия; 7 — нерасчлененные образования Саяно-Байкальского региона (СБР); 8 — граница внешнего (I) и внутреннего (II) поясов СБР; 9 — Забайкальская складчатая область. 10 — перспективные площади добычи нефти (А) и пути миграции углеводородов в отложения платформы (Е); 11 — структурно-формационные зоны СБР: В — Бодайбинская, Bk — Байкальская, В-М — Байкало-Муйская (районы: Olsp — Олокитский, Mssp — Муйский), Р — Патомская; 12 — граница Сибирской платформы и СБР; 13 — современная граница Сибирского кратона; 14–16 — предполагаемая площадь морского пространства: 14 — мелководной части бассейнов и шельфов; 15 — впадин замкнутых и полузамкнутых бассейнов; 16 — возможных глубоководных впадин; 17 — предполагаемая площадь суши кратона; 18 — предполагаемая площадь суши островных поднятий; 19 — зоны рифтогенеза с магматизмом основного состава; 20 — участки аэрального вулканизма контрастного состава; 21 — участки гляциальных обстановок; 22 — вероятные дивергентные движения; 23 — вероятные конвергентные движения; 24 — обозначения стратиграфических подразделений (гор. — горизонты, сер. — серии, без обозначения — свиты): An-il — анангрская-илигирская; Dl — дальнетайгинский гор.; $Dl(Os_1)$ — дальнетайгинский гор. (оселковая сер.); Hl-Tk — холоднинская-туколамийская; Kr — карагасская сер.; Md-Bl — медвежевский-баллаганахский гор.; Mt — мотская сер.; Ok — окинская сер.; Ol — олокитская сер.; Pd — падринская сер., Pdr — падроканская.; Pr — присаянский гор.; Uk — усть-келянская; Ust — усть-тагульская; Zn — жуинский гор.; Zn(Kc) — жуинский гор. (качергатская); $Zn(Os_2)$ — жуинский гор. (оселковая сер.).

актуопалеонтологические сравнения позволили наметить экологическую и биологическую приуроченность части морфотипов органостенных микрофоссилий. Выделены представители зелёных, бурых водорослей, динофлагеллят (?) и бактериальных сообществ разноглубинных зон палеобассейна. Подтверждено, что оформление ряда новых признаков микрофоссилий, отнесенных к зеленым водорослям, происходило на рубеже дальнетайгинского и жуинского горизонтов, в период смены режима седиментогенеза. Формы хемолитотрофных (сульфатредуцирующих, железистых и других размером 1–15 мкм) бактерий образуют скопления, слои и часто являются породообразующими (до 25 % от площади шлифов). В отложениях Бодайбинской зоны, метаморфизованных более других, микрофоссилии практически не сохранились. Но из хомолхинской свиты дальнетайгинского горизонта были выделены битумоиды и получены ряды Н-алканов из фракций углеводородов (Евсеев и др., 2005). Среди Н-алканов из битумоидов были идентифицированы парафины от C_{20} до C_{31}, характерные для первичного вещества бактериального происхождения.

Этап трансформации задугового бассейна в режим форландового (смена дальнетайгинского горизонта жуинским) является наиболее важным для начала накопления углеродистых отложений. Этот переход характеризуется увеличением биопродуктивности осадков, что хорошо фиксируется увеличением значений биофильных элементов, существенным возрастанием таксономического разнообразия органических остатков и резким возрастанием остаточных значений $C_{орг}$ (Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006, 2007). Наибольшая масса микрофоссилий, которая приурочена к глубоководному шельфу, склону и впадине бассейна (Байкальская и Бодайбинская зоны), относится к хемолитотрофным бактериям. Как предполагается, эти бактерии осуществляли аккумуляцию металлов в гидротермальном поле бассейна форланда (Немеров и др., 2010). Они же формировали гигантскую биомассу в стагнационных условиях котловин бассейна. Углеродистые осадки были перекрыты мощной толщей терригенных пород в присаянское время. Кластогенный материал в Байкальской, Бодайбинской и Байкало-Муйской зонах сносился с южных поднятий, возникших в орогенный этап. Давление южных плит на край Сибирского кратона, видимо, обусловило начало перераспределения углеводородов на север (рисунок). Позже присаянские толщи были перекрыты мощными карбонатно-терригенными отложениями кембрия и ордовика. Этот период регионального метаморфизма пород неопротерозоя, скорее всего, можно считать временем основного формирования нефти. Наиболее интенсивные тектонические события произошли в ордовике. Это время характеризуется коллизией комплекса террейнов с южной окраиной Сибирского кратона (Федоровский и др., 1995). К этому времени приурочены складкообразование, надвиги и дислокационный метаморфизм, вплоть до гранулитовой фации. Видимо, в период коллизии и после неё (ордовик, силур) углеводородное сырье отжималось по песчаным коллекторам на север и концентрировалось в малометаморфизованных песчаных и карбонатных породах венда – кембрия.

Таким образом, нефтегазовые залежи на юге Сибирской платформы образовались и перераспределялись в несколько этапов. Первичная масса углеводородов накопилась в результате жизнедеятельности глубинных хемолитотрофных бактерий южнее, в вендском задуговом бассейне Саяно-Байкальского региона. С конца венда до силура происходило формирование нефти и её миграция на север в отложения венда – кембрия в результате коллизионных событий на окраине Сибирского кратона.

Литература

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 782–787.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 127–136.

Гладкочуб Д.П., Николь Г., Станевич А.М. и др. Возраст и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ южного Прибайкалья: результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // Докл. РАН. 2013. Т. 450, № 3. С. 318–322.

Евсеев В.В., Немеров В.К., Серебрянникова О.В. и др. Состав битуминозных компонентов пород и руд месторождения Сухой Лог // Мат. конф. «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока». Иркутск: ИГХ СО РАН, 2005. Т. 2. С. 159–161.

Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 456–470.

Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. и др. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. et al. Age constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 173. P. 171–181.

Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД НАДЭЙЯХИНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ, ПАЙ-ХОЙ

Е.В. Старикова[1,2], А.В. Журавлев[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, starspb@mail.ru
[2]ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, micropalaeontology@gmail.com

Надэйяхинское проявление силикатных и карбонатных марганцевых пород было установлено в 2010 г. на правом берегу р. Силова-Яха, в районе устья ручья Нядэйяха. Особенностью данного рудопроявления является его локализация вне регионально развитой на Пай-Хое фаменской марганценосной формации, содержащей пластообразные скопления карбонатных (кутнагоритовых, родохрозитовых) и карбонатно-силикатных руд. По литологическому составу вмещающих пород предполагалось, что рудная залежь локализована стратиграфически ниже марганценосного уровня. Полученные в настоящей работе микропалеонтологические данные позволили более точно установить стратиграфическое положение рудного тела, а исследование микроструктурных и минералогических особенностей руд — сделать предположение об условиях образования данного проявления.

Исследуемый объект локализован в составе глубоководных отложений Лемвинской структурно-формационной зоны Пай-Хоя. Наиболее значимым уровнем марганцевой локализации в палеозойском разрезе этой зоны является фаменская марганценосная формация, выделяемая на границе громашорской (D_3gr) и силоваяхинской (D_3–C_1sl) свит. Формация имеет мощность 35–50 м и протягивается на расстояние свыше 100 км. Нижнюю часть рудоносного разреза слагает пачка яшмовидных силицитов (яшмоидов), слагающая кровлю громашорской свиты и выделяющаяся в качестве регионального маркирующего горизонта (рис. 1).

Верхняя часть формации относится к фаменской части силоваяхинской свиты и сложена переслаивающимися разновидностями карбонатных и кремнистых пород. В пределах формации повсеместно устанавливаются маломощные (0,2–3 м) пластовые и линзовидные залежи карбонатных марганцевых руд (Старикова, Завилейский, 2010; Старикова, 2013). Марганцевая минерализация вне стратиграфического уровня, ограниченного интервалом фаменской марганценосной формации, в верхнедевонском разрезе территории ранее не отмечалась.

Район Надэйяхинского проявления сложен серией тектонических чешуй, образованных породными ассоциациями громашорской и силоваяхинской свит. Непосредственно рудное тело локализовано в пределах одной тектонической пластины, сложенной породами нижней-средней части громашорской свиты. Породы верхней (марганценосной) части свиты в данном блоке отсутствуют.

Рудопроявление представляет собой выход пологозалегающей слабодислоцированной толщи глинисто(гидрослюдисто)-карбонатно-кремнистых сланцев и силицитов громашорской свиты, содержащей пластообразное тело марганцевых пород. Оруденение прослежено по

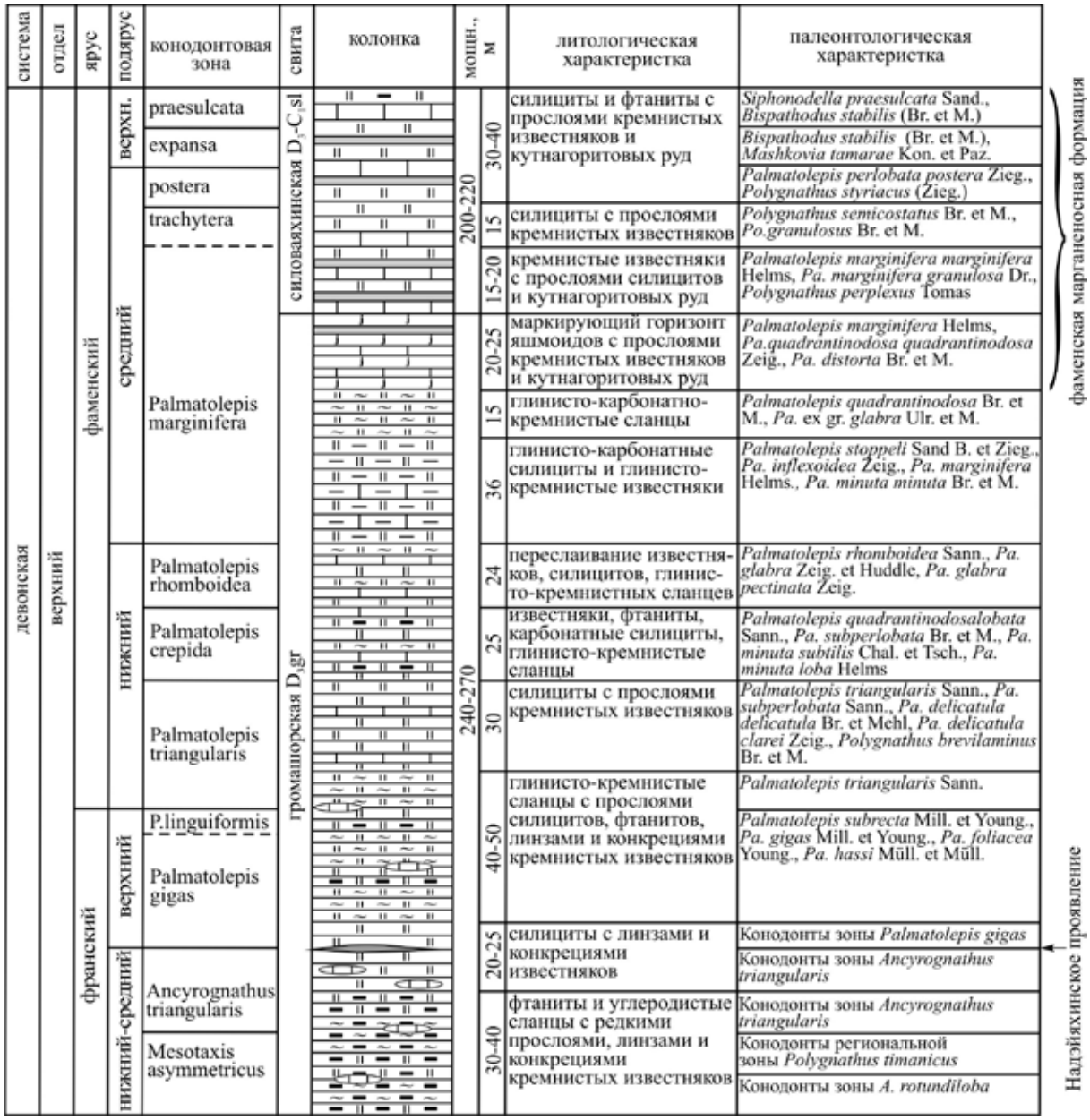


Рис. 1. Стратиграфическая колонка карбонатно-кремнистого типа разреза громашорской и нижней части силоваяхинской свиты. Составлено с использованием фондовых материалов по ГС-50 (Микляев и др., 1998ф) и авторских материалов по ГДП-200, ЗАО «Полярдгео», 2009ф

дискретным выходам на расстояние около 200 м. Рудовмещающими являются тонкослоистые сланцеватые породы, сложенные переслаиванием разноокрашенных слоев желтого, кремового, коричневого, серого до черного цвета, различающихся преобладанием карбонатного или кремнистого материала и примесью глинистой (гидрослюдистой) и углеродистой составляющей. Сланцы местами пиритизированы и интенсивно обохрены, содержат послойные и секущие кварцевые и кварц-кальцитовые прожилки.

Марганцевые породы образуют невыдержанное пластообразное тело, согласное с вмещающей толщей. Видимая мощность рудной зоны 0,4–0,8 м. Она представлена серией прослоев и линз кварц-кутнагоритовых (±сидерит, родохрозит) пород, разобщенных прослойками кварцевого и кальцит-кварцевого состава. Руды представляют собой плотные тонкослоистые образования, покрытые корками оксидов Fe и Mn буро-черного цвета, благодаря которым они выделяются на выветрелой поверхности рудной зоны. Мощность как рудных, так и безрудных прослоев составляет 5–10 см, но местами марганецсодержащие слои достигают 40 см, практически нацело слагая рудную зону. Породы местами разбиты тонкими (до 1 см) секущими кварцевыми прожилками.

На северном фланге рудного тела установлены яркоокрашенные силикатные разновидности, образующие маломощную (0,4 м) линзу протяженностью около 5 м среди существенно кварц-карбонатной зоны. В объеме этой залежи удлиненно-линзовидные выделения марганцевых силикатов размером около 10×30–20×50 см окружены кварц-родохрозитовыми (кварц-кутнагоритовыми) тонкослоистыми породами, формирующими основной объем рудной зоны в других частях проявления. Силикатные разновидности представляют собой очень плотные тонкослоистые породы, сложенные белыми, кремовыми, коричневыми и розовыми до ярко-малиновых прослоями мощностью от 2 до 20 мм. В составе этих пород в качестве главных породообразующих минералов установлены пироксмангит, фриделит, тефроит, сонолит и родохрозит; второстепенными являются клинохлор и кварц, акцессорными — алабандин, пирит, галенит, сфалерит, кобальтин и барит (Старикова, 2012).

Среди карбонатных марганцевых пород основного объема рудного тела в качестве породообразующих минералов диагностированы кварц, родохрозит, кутнагорит, кальцит, сидерит и пирит. Акцессорная минерализация представлена единичными зернами халькопирита и герсдорфита. Руды представляют собой тонкослоистые породы кремового, белого и различных оттенков серого цвета. Они сформированы разноокрашенными слойками карбонатного или кварц-карбонатного состава мощностью от 0,3 до 5 мм, чередующимися с более тонкими слойками практически мономинерального кварца. Контуры слойков обычно нечеткие. Рудные слойки разделяются на два типа. Преобладают тонкие кварц-кутнагоритовые слойки, сложенные мозаичным агрегатом кварца и относительно крупных (до 0,1 мм), часто идиоморфных кристаллов Fe-Mg-кутнагорита (рис. 2). Центральные части таких кристаллов нередко содержат мелкие кварцевые ядра, а также зонки более железистого, но бескальциевого карбоната, пограничного между Fe-родохрозитом и Mn-сидеритом. Такие же зональные кристаллы Fe-Mg-Mn-Ca-карбоната в виде одиночных рассеянных зерен встречаются и в составе кварцевых слойков. Реже наблюдаются более крупные слойки и линзочки, макроскопически наиболее светлоокрашенные, выполненные микрозернистым практически мономинеральным кальциевым родохрозитом.

Для изучения структурных особенностей пород была проведена съемка образцов вмещающей кремнистой и рудной кварц-кутнагоритовой (±родохрозит) породы на рентгеновском микротомографе с пространственным разрешением 6 мкм (ЗАО «Полярго»). По результатам съемки установлено, что для вмещающего силицита (обр. 4300/52) характерна пористость объемом 0,8–6 % (поры >10 мкм) и 0,5 % (поры >50 мкм). В образце кварц-кутнагоритовых руд (обр. 4300/16) для кварцевых и карбонатных прослоев фиксируются различные показатели пористости: для кварцевых прослоев объем мелких (>10 мкм) пор варьирует в диапазоне 3,5–14 %, для более крупных (>50 мкм) достигает 7 %; аналогичные показатели для карбонатных прослоев составляют 0,9–2 % и менее 0,1 %, соответственно.

Описанные микроструктурные особенности указывают на возможное эпигенетическое происхождение рудных карбонатов по кальцит-кварцевому субстрату. Отличительными

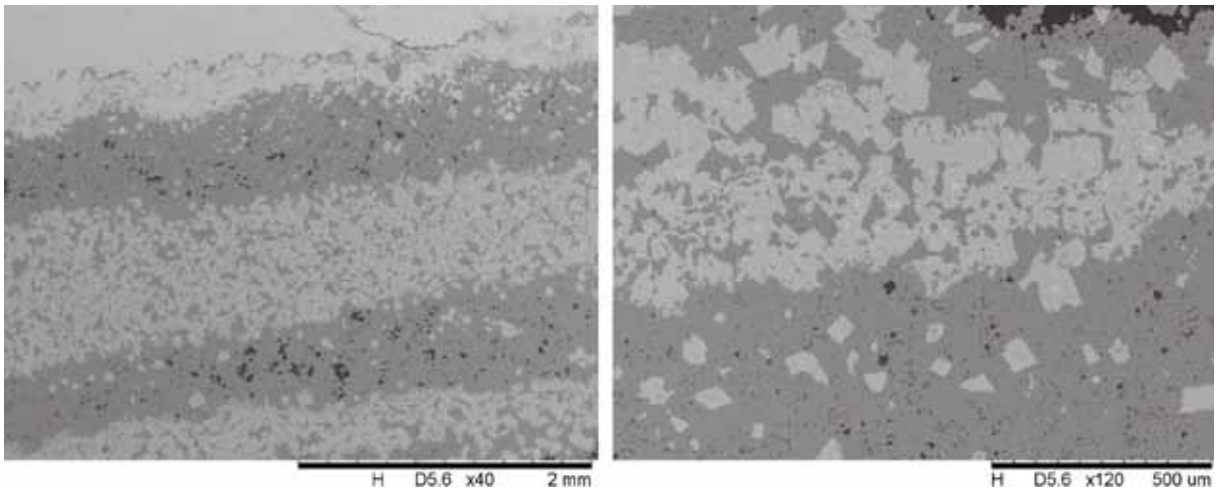


Рис. 2. Чередование кварцевых и карбонатных слойков (а) и строение кварц-кутнагоритового слойка (б). SEM-фото. Rhdh — родохрозит, Qu — кварц, Kuth — кутнагорит, Sid — сидерит

особенностями рудных эпигенетических карбонатов являются наличие в их зернах ядра-затравки (обычно кварца), зональное строение, большое количество изоморфных примесей и пестрый (в пределах рудной зоны) видовой состав. Для более широко распространенных кутнагоритовых руд фаменской марганценосной формации подобные свойства не характерны, но они ярко проявлены в исследованных породах. Дополнительные аргументы в пользу предположения о прошедших эпигенетических процессах в рудной толще дают результаты томографического исследования. Установленная низкая пористость исследованных образцов и прежде всего рудной карбонатной массы может быть проинтерпретирована как результат наложенного карбонатообразования вследствие поступления в слаболитифицированный карбонатно-кремнистый осадок марганценосного раствора и последующих процессов замещения и перекристаллизации карбонатов с заполнением порового пространства.

Для уточнения стратиграфического положения рудной залежи было произведено выделение микрофаунистических остатков из образцов карбонатных руд и вмещающих пород. Исследовался один образец кварц-кутнагоритовых (± родохрозит) пород (4300/16) и два образца вмещающих глинисто(гидрослюдисто)-карбонатно-кремнистых сланцев (4300/52, 4300/53). Образцы были подвергнуты растворению в 10 % уксусной (для карбонатных разностей) и плавиковой (для кремнистых разностей) кислоте для выделения фосфатных микроостатков. Дополнительно использовались данные микротомографической съемки.

Результаты микрофаунистического исследования:

4300/16. Обнаружены неопределимые обломки конодонтов и один Pa элемент средне-позднефранского вида *Palmatolepis* cf. *jamieae* Ziegler et Sandberg. Индекс окраски конодонтов 6, что соответствует температуре термального преобразования породы около 400–500 °С.

4300/52. Обнаружены позднефранские конодонты плохой сохранности (конодонтовая зона rhenana = Palmatolepis gigas): *Palmatolepis* cf. *gyratus* Kuzmin et Melnikova, *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., *Ancyrodella* cf. *nodosa* Ulrich et Bassler. На рентгеновской микротомограмме дополнительно определен *Palmatolepis* из группы «*Palmatolepis gigas*». Индекс окраски конодонтов 5,5, что соответствует температуре термального преобразования около 400 °С.

4300/53. Обнаружены среднефранские конодонты (интервал конодонтовых зон hassi-jamieae = Ancyrognathus triangularis) *Polygnathus timanicus* Ovnatanova, *Polygnathus lodinensis* Polsler, *Palmatolepis* sp. Индекс окраски конодонтов 5,5, что соответствует температуре термального преобразования породы около 400 °С.

Установленный комплекс конодонтов соответствует пограничным отложениям конодонтовых зон jamieae-rhenana (Ancyrognathus triangularis – Palmatolepis gigas), что свидетельствует о средне-позднефранском возрасте датируемых пород. Согласно этим результатам и с учетом данных по стратиграфии громашорской свиты, рудное тело

Надэйяхинского проявления располагается в нижней ее части на расстоянии до 180 м ниже уровня фаменской марганценосной формации (см. рис. 1).

Представления об условиях образования марганцевых руд проявления базируются на предположении о генетической взаимосвязи изученных руд с отложениями фаменской марганценосной формации. Для последних предполагается гидротермально-осадочный механизм рудообразования, связанный с поставкой кремнезема, железа и марганца в океанскую воду субмаринными термоконвекционными гидротермальными растворами в период верхнедевонской тектоно-магматической активизации региона (Старикова, Завилейский, 2010; Старикова, 2013). В результате на значительной территории бассейна осадконакопления были сформированы карбонатно-кремнистые отложения, содержащие многочисленные стратифицированные тела марганцевых руд, — фаменская марганценосная формация. Положение рудного тела Надэйяхинского проявления ниже данного уровня интерпретируется как результат подповерхностной разгрузки марганценосного флюида в толщу литифицированного осадка в синхронный интервал времени. Эпигенетическое по отношению к вмещающим породам образование марганцевых руд проявления подтверждается минералого-структурными особенностями рудных карбонатов и данными о высокотемпературном преобразовании микрофоссилий во вмещающих породах.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 12-05-00308) и программы президиума РАН № 27.

Литература

Старикова Е.В., Завилейский Д.И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопроявлений Нижнесиловской группы) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 4. С. 383–400.

Старикова Е.В. Новое проявление силикатных марганцевых пород на Пай-Хое // Металлогения древних и современных океанов — 2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 90–93.

Старикова Е.В. Фаменская марганценосная формация Пай-Хоя //Литосфера. 2013 (в печати).

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ШКАЛЫ ЛИТОГЕНЕЗА

А.Н. Степанов[1], Г.Н. Самойленко[1], Б.К. Чичуа[2]

[1]Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, AStepanov@lukoilvmn.ru
[2]Кавказский институт минерального сырья, Тбилиси

Проблемы шкалы литогенеза и палеотемператур были остро поставлены в работах литологов, угольщиков, гидрогеологов и нефтяников-геохимиков по мере разбуриваемости сверхглубин нефтегазоносных бассейнов (НГБ) в диапазоне 5–10 км.

Шкалы катагенеза ОВ, применяемые в России и некоторых других странах, построены на основе промышленной маркировки углей, которая, в свою очередь, определяется степенью углефикации, выражаемой традиционно отражательной способностью витринита (ОСВ). Как показывают многолетние исследования Б.К. Чичуа, современная шкала должна быть универсальной и охватывать все вторичные постдиагенетические превращения (катагенез и метагенез) ОВ и вмещающих пород.

В настоящее время установлено много разнообразных зависимостей между ОСВ и параметрами технического и петрографического анализов мацералов углей, молекулярной динамики и квантовой химии, термодинамики, кинетики, петрофизики, органической геохимии, но и физические параметры пород коллекторов и покрышек для нефтяников являются наиболее доступными и приемлемыми.

Вместе с тем, к сожалению, ощущается дефицит работ по межрегиональным сопоставлениям указанных данных и их сравнительным оценкам по различным типам пород во

всем диапазоне литогенеза. Настоящая работа представляет собою попытку в некоторой мере восполнить упомянутый пробел.

На основании обработки имеющихся данных по восьми угленосным и НГБ бывшего СССР и США составлены серии графиков изменения общей пористости в разнотипных и разновозрастных отложениях в зависимости от степени катагенеза пород (ОСВ).

Из рисунка 1 можно видеть, что пористость терригенных пород в целом зависит от степени катагенеза. Однако связь между пористостью и катагенезом проявляется по-разному, в зависимости от воздействия нескольких геологических факторов, рассмотрение которых показывает следующее. Возраст отложений непосредственно не оказывает существенного влияния на величину пористости, но он влияет на степень катагенеза, которая, в свою очередь, определяет емкостные свойства пород. Согласно графику, на одноименных градациях катагенеза породы олигоценового и палеозойского возраста характеризуются примерно одинаковыми величинами пористости.

Вместе с тем исключительно важное значение имеют генетические факторы: вещественный состав исходного материала и условия образования осадков. На рисунке 1 показаны зависимости изменения пористости мономинеральных (кварцевых) и полимиктовых песчаников и глинистых пород. Однако и внутри отдельных групп, в частности, в группе аркозовых и полимиктовых песчаников (графики 1–5, 7, 9–12 на рис. 1) на одноименных градациях катагенеза наблюдается разброс данных, обусловленный, по всей видимости, генетическими и текстурно-структурными различиями внутри групп, которые далеко не всегда удается выявить при решении практических задач.

Наиболее широкий разброс величин пористости в группе аркозовых и полимиктовых песчаников наблюдается на этапах $ПК_1$–$ПК_3$. На этапах $МК_1$–$АК4_4$ (ПМ) фиксируются минимальные отклонения от общей литогенетической последовательности преобразованности пород.

На основании изложенных данных и обобщения литературных материалов составлена

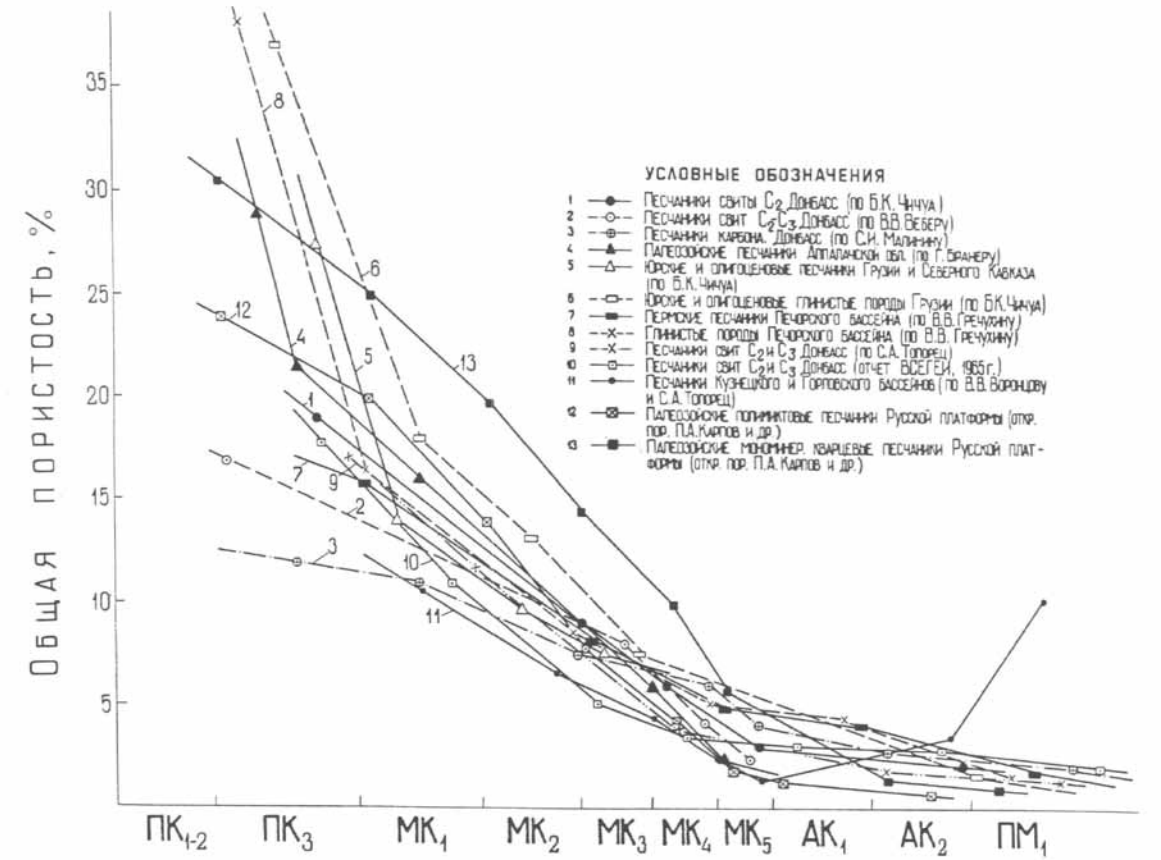


Рис.1. Изменение общей пористости терригенных пород в различных зонах литогенеза (составил Б.К. Чичуа)

схема вертикальной зональности терригенных коллекторов (рис. 2). В разрезах терригенных толщ в зависимости от степени катагенеза, литологического состава и особенностей уплотнения выделяются 5 интервалов уплотнения и 3 зоны терригенных коллекторов. Зона оптимальных коллекторов охватывает широкий диапазон катагенеза, от $ПК_{1-2}$ до $МК_3$ включительно. Глубинная привязка зон катагенеза в работе не приводится, поскольку одинаковые преобразования в породах могут происходить на самых различных глубинах.

Рис. 2. Особенности вариации величин общей пористости и схема вертикальной зональности коллекторов в терригенных толщах

Большой интерес представляет зона низкоемких, но проницаемых коллекторов, охватывающая этапы $МК_4$–$АК_2$. Ее существование, по-видимому, связано с явлением дробления минералов и пород на больших глубинах. На этапах метагенеза допускается возможность наличия зоны низкоемких локально проницаемых пород.

Таким образом, наличие тесных корреляционных связей в диапазоне мезо-апокатагенеза дает основание для широкого использования степени превращения при прогнозе емкостных свойств пород в малоизученных терригенных толщах, а также и решения обратной задачи.

Измерение ОСВ мезокайнозойских и палеозойских отложений Кавказского региона производилось в основном в КИМС (Б.К. Чичуа), ВНИГРИ (Г.М. Парпарова), в ВолгоградНИПИнефть (П.А. Карпов) и ИГиРГИ (И.И. Аммосов). Измерения производились на установках ПООС-1, ФЭУ-МИМ-7 и МСФ-10П. Наиболее надежные данные были получены на установке МСФ-10П, на которой при вращении столика микроскопа можно было измерять анизотропию ОСВ. На протяжении 70–90-ых годов нами совместно с Б.К. Чичуа был выполнен большой объем работ по изучению закономерностей литогенеза в Предкавказье. В результате были уточнены шкалы литогенеза, углефикации и разработаны методики изучения катагенетической зональности и картирования зон катагенеза и метагенеза отложений кайнозоя, мезозоя и палеозоя.

На основании замеров ОСВ на установке МСФ-10П в КИМС (г. Тбилиси) нами была выполнена оценка влияния анизотропии при осреднении замеров по аншлифам и брикетам по методике В.Ф. Добронравова. В дальнейшем была получена зависимость ОСВ-объемная плотность глинистых пород, которая за последние почти 30 лет подтвердилась на материалах

многих регионов Тимано-Печорским, Волго-Уральским, Западно-Сибирским и др. Учитывая универсальность этой зависимости, нами была разработана шкала оценок ОСВ по объемной плотности (таблица), а также получена эмпирическая зависимость ОСВ (масляная иммерсия) от объемной плотности однородных глин, аргиллитов и алевролитов ($\rho_п$, г/см^3):

$$ОСВ=1/(18,51 + 1,4724\ \rho_п^2 - 10,664\ \rho_п).$$

Шкала литогенетических преобразований глин, алевролитов и аргиллитов

Марки углефикации	Градации катагенеза	Отражательная способность витринита в воздушной среде	Отражательная способность витринита в иммерсионном масле	Пределы изменения объемной плотности, г/см^3	Фации регионального катагенеза (ЛПФ)
Б	ПК$_1$	5,7–5,9	0,25–0,30	1,79–1,87	Зона свободной фазы монтмориллонита
	ПК$_2$	5,9–6,6	0,30–0,40	1,87–2,12	
	ПК$_3$	6,6–7,1	0,40–0,53	2,12–2,29	
Д	МК$_1$	7,1–7,7	0,53–0,65	2,29–2,39	
Г	МК$_2$	7,7–8,3	0,65–0,85	2,39–2,48	
Ж	МК$_3$	8,3–9,2	0,85–1,20	2,48–2,57	Зона смешанослойных минералов
К	МК$_4$	9,2–9,9	1,20–1,55	2,57–2,62	
ОС	МК$_5$	9,9–10,8	1,55–2,05	2,62–2,68	Зона гидрослюд
Т	АК$_1$	10,8–11,7	2,05–2,50	2,68–2,75	
ПА	АК$_2$	11,7–13,1	2,50–3,50	2,75–2,82	

Изменение плотностной характеристики глинистых пород относится к редкому числу закономерно изменяющихся параметров на этапах литогенеза, что позволяет их использовать в геолого-геохимических и геолого-физических построениях и корреляциях.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЫЛЬКАРАМИНСКОГО УЧАСТКА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Ю.М. Столбов[1], О.М. Гринев[2], Н.Ф. Столбова[3]

[1]Томское отделение СНИИГГИМС, Томск, stolbovUM@ts-sniiggims.ru
[2]Томский государственный университет, Томск, tomskgrom@yandex.ru
[3]Томский политехнический университет, Томск, StolbovaNF@ignd.tpu.ru

Оценка перспектив нефтегазоносности Пылькараминского участка была проведена по результатам литогеохимических исследований разрезов двадцати одной глубокой скважины, пробуренной на территории лицензионного участка. Исследования образцов керна, отобранных с интервалом 0,5–1,0 м, проводились методом запаздывающих нейтронов, который позволял измерять содержания урана с высокой точностью в широком диапазоне концентраций (Определение урана…, 1982). Временной цикл измерения аналитической установки, созданной на базе реактора ИРТ-Т, позволял одновременно с ураном проводить измерения содержаний алюминия по наведенной активности изотопа Al^{28}. Кроме того, изучалась литология разрезов и особенности тектонического строения фундамента.

В основе методики интерпретации результатов прикладных ядерных литогеохимических исследований лежали представления о процессах наложенного эпигенеза (Лебедев, 1992).

Уран является геохимически подвижным элементом, поэтому седиментационные процессы, как правило, способствуют установлению геохимического равновесия между ураном и алюмосиликатными минералами (Основные черты…, 1963). Многолетние исследования терригенных пород Западной Сибири показали, что величина отношения U/Al_2O_3 для пород, не затронутых существенно постседиментационными процессами, обычно лежит в пределах $(0,18\pm0,02)x10^{-4}$. Реакции наложенного эпигенеза, протекающие в системе вода – порода, могут привести к существенному ее изменению. Это дает возможность использовать величину отношения U/Al_2O_3 в качестве геохимического параметра, характеризующего интенсивность постседиментационных преобразований осадочных пород.

Интенсивность реакций наложенного эпигенеза, кроме величины pH, зависит от открытости геохимической системы, поэтому в песчаниках она всегда выше, чем в аргиллитах. Если построить зависимость величины отношения U/Al_2O_3 от Al_2O_3 для пород рассматриваемого интервала разреза скважины и представить эту зависимость в виде линейного уравнения, то угол наклона прямой будет характеризовать интенсивность реакций наложенного эпигенеза в рассматриваемых отложениях.

Расчетные значения коэффициента К, характеризующие интенсивность главной реакции наложенного эпигенеза в отложениях верхней юры, для разрезов всех исследованных скважин приведены в таблице. Скважины в таблице расположены в порядке нарастания интенсивности главной реакции наложенного эпигенеза, т.е. величины К.

Оценка интенсивностей процессов флюидомиграции углекислотных растворов и УВ флюидов для отложений верхней юры

№ пп	Площадь, скважина	Коэф-фициент К	Сбит. в зонах отрицательных аномалий, баллы	Сбит. для отложений верхней юры, баллы
1	Пылькараминская скв. 1	0,0022	1,01	0,98
2	Восточно-Сабунская скв. 7	0,0023	0,48	0,58
3	Ватьеганская скв. 402	0,0043	1,01	1,17
4	Боровая скв. 6	0,0057	0,62	0,63
5	Южно-Пылькараминская скв. 22	0,0057	0,24	0,53
6	Северо-Ватъеганская скв. 404	0,0059	0,73	0,73
7	Пылькараминская скв. 2	0,0060	0,64	0,81
8	Западно-Сабунская скв. 1	0,0062	1,01	1,14
9	Васихинская скв. 102	0,0062	0,82	1,11
10	Колынъигольская скв. 26	0,0079	0,49	0,53
11	Пурумская скв. 10	0,0084	1,29	1,40
12	Сыхтинская скв. 500	0,0086	0,85	0,82
13	Котыгьеганская скв. 23	0,0089	0,63	0,81
14	Боровая скв. 9	0,0090	1,01	1,06
15	Боровая скв.7	0,0091	0,51	0,53
16	Восточно-Сабунская скв. 8	0,0093	0,64	0,96
17	Котыгьеганская скв. 22	0,0105	0,77	0,83
18	Улымторская скв. 31	0,0136	0,85	0,83
19	Гранатовая скв. 18	0,0140	0,99	0,98
20	Северо-Мегтыгъеганская скв. 33	0,0143	0,29	0,37

Сбит. — средние содержания битумоидов

В центральных районах Западной Сибири области развития отрицательных литогеохимических аномалий, выделенных по величине отношения U/Al_2O_3 в верхнеюрских отложениях, обычно заполнены УВ флюидами.

При проведении литогеохимических исследований глубоких скважин, пробуренных на территории Пылькараминского участка, параллельно проводились битуминологические исследования. Люминесцентное свечение хлороформенных вытяжек из всех образцов керна исследовалось на специальном стенде. Это позволило изучить зависимость средних содержаний битумоидов для отложений верхней юры, а также зон развития в них отрицательных

литогеохимических аномалий от интенсивности реакций наложенного эпигенеза, протекающих од действием углекислотных растворов в системе вода – порода. Результаты комплексных исследований также приведены в таблице.

Данные, приведенные в таблице, свидетельствуют о слабой зависимости средних содержаний битумоидов от величины коэффициента К. Это указывает на то, что во флюидной системе преобладают углекислотные растворы, а углеводородные флюиды имеют слабую интенсивность.

Недостаточная интенсивность потока УВ флюидов в районе Пылькараминского участка приводит к тому, что подготовленные углекислотными растворами зоны возможной аккумуляции в разрезах исследованных скважин оказываются слабо заполненными УВ флюидами.

Изучение закономерностей пространственного развития процессов флюидомиграции на территории Пылькараминского участка также может быть проведено с использованием литогеохимических данных.

На рисунке кружочками показано пространственное положение исследованных скважин. Диаметр кружочков соответствует величине коэффициента К, т.е. отражает интенсивность развития процессов флюидомиграции в меловых отложениях: в выборке были использованы только результаты литогеохимических исследований вскрытых скважинами меловых отложений.

Данные, приведенные на рисунке, показывают, что максимальные значения величины К группируются в северо-западном направлении. Это может быть обусловлено особенностями тектонического строения фундамента. Тектонические подвижки блоков фундамента в этом направлении могли инициировать развитие процессов флюидомиграции, что наиболее четко проявилось в меловых отложениях.

Таким образом, результаты прикладных ядерных литогеохимических исследований разрезов глубоких скважин, пробуренных на территории Пылькараминского участка, позволяют сделать следующие выводы.

1. Существенное отличие содержаний CO_2 и УВ во флюидной системе привело к тому, что подготовленные углекислотными растворами зоны возможной аккумуляции в терригенных отложениях исследованных скважин оказались слабо заполненными УВ флюидами.

2. Зоны повышенной вертикальной флюидомиграции имеют северо-западное простирание. Наиболее вероятно, что такая направленность определяется историей тектонического развития отложений фундамента.

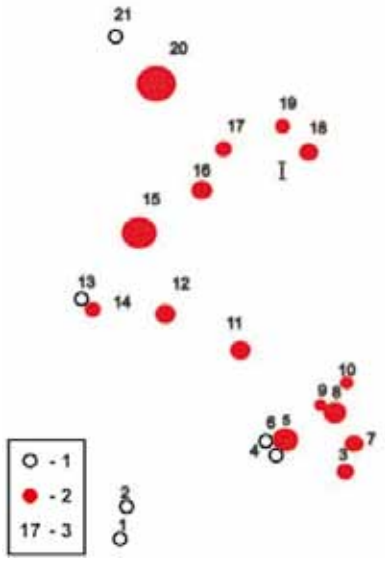


Схема расположения скважин, отражающая интенсивность процессов флюидомиграции в нижнемеловых отложениях

1 – диаметр кружка пропорционален величине коэффициента К, 2 – скважины, в которых отсутствует информация, 3 – порядковый номер скважины, приведенный в таблице

Литература

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

Определение урана методом запаздывающих нейтронов. Инструкция НСАМ. М.: Мингео СССР, 1982. 16 с.

Основные черты геохимии урана. М.: Изд. АН СССР, 1963. 372 с.

ПЕТРОЛОГИЯ И БИТУМИНОЗНОСТЬ ПОРОД ПЕРМО-ТРИАСА В РАЗРЕЗЕ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ ЕН-ЯХИНСКАЯ-7

Н.Ф. Столбова, М.И. Шаминова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, StolbovaNF@ignd.tpu.ru

Сверхглубокая скважина СГ-7 пробурена в газоносном регионе севера Западной Сибири. Она расположена в Ен-Яхинском прогибе, поперечном к Уренгойской рифтовой зоне, в районе крупнейших месторождений: Ямбургского, Медвежьего и Уренгойского.

В разрезе сверхглубокой скважины Ен-Яхинская-7 в интервале 7020,20–8240,58 м встречены преобразованные породы пермо-триаса, сформировавшиеся по комплексу вулканогенно-осадочных образований. Из керна пород этого интервала через расстояние ~1 м отобрано 123 образца горных пород. Они детально изучены петрографически, битуминологически под люминесцентным микроскопом Мик-Мед-2 и методом запаздывающих нейтронов для определения концентраций урана и глинозема.

Породы имеют зеленоватые тона окрасок, меняющиеся от буровато-зеленоватых до густо-зеленых, почти черных. Интенсивность окраски зависит от количественного соотношения реликтовых и новообразованных минералов и черного углеродистого вещества.

Текстуры пород разнообразны. Среди них преобладают однородные, пятнистые, полосчатые, ориентированные и слоистые текстуры. Почти повсеместны миндалекаменные текстурно-структурные образования. Появление миндалин связано с заполнением пор, каверн и значительных пустот, сформировавшихся в результате выноса подвижных петрогенных компонентов в процессах эпигенетической флюидомиграции (Лебедев, 1992). Встречаются мелкие жеоды с друзовидным оформлением кварца. Много дислокационных наложенных текстур. К ним относятся текстуры дробления и трещинообразования. В разрезе довольно часто встречается катаклаз и рассланцовка. Отмечаются прожилки, выполненные эпидотом, кварцем, хлоритом, кальцитом. Текстурно-структурные изменения сопровождаются более интенсивными метасоматическими преобразованиями пород: встречаются отдельные до 3 мм прожилки кальцита, отмечается прожилковая сеть эпидота, трассирующая ослабленную зону. Активные дислокационно-эпигенетические и метасоматические преобразования пород сопровождаются миграцией углеводородных флюидов, наблюдаемых под люминесцентным микроскопом.

Структуры пород комплекса преимущественно лепидо- и лепидогранобластовые тонко- и мелкозернистые, с реликтовыми мелкообломочными, пелитовыми и пелитоморфными. Однородный структурный узор сопровождается обилием миндалин. Миндалины имеют различные количества в породах и нередко занимают до 50 % пород. Они разнообразны по размерам, но наиболее часто среди них встречаются миндалины ~3–5 мм. Разнообразны их формы (округлые, эллипсоидальные, сложные), четкость очертаний и особенности внутреннего заполнения. Все некогда сформированные поры полностью или частично заполнены эпигенетическими новообразованными минералами, в связи с этим все породы имеют плотные и слабопроницаемые текстуры.

Следует особо подчеркнуть высокую степень эпигенетических преобразований всего комплекса отложений. Они выразились прежде всего в выносе подвижных петрогенных компонентов, в порообразовании и формировании значительных пустотных промежутков (Лебедев, 1992). Эволюция флюидной системы и последующий привнос вещества привели к образованию целого ряда новообразованных минералов и заполнению ими трещин, пор, миндалин и жеод. В этом процессе сформировались хлориты, карбонаты, кремнистые минералы, минералы группы цоизита – эпидота, а также плагиоклазы и титанистые минералы. В отдельных частях разреза появились сульфиды и оксиды железа. Нередко в породах разреза проявилась тончайшая сыпь непрозрачного углеродистого вещества (рис. 1).

Судя по особенностям минерального заполнения пустотного пространства и формированию миндалин, представляется следующая последовательность появления преобразований пород:

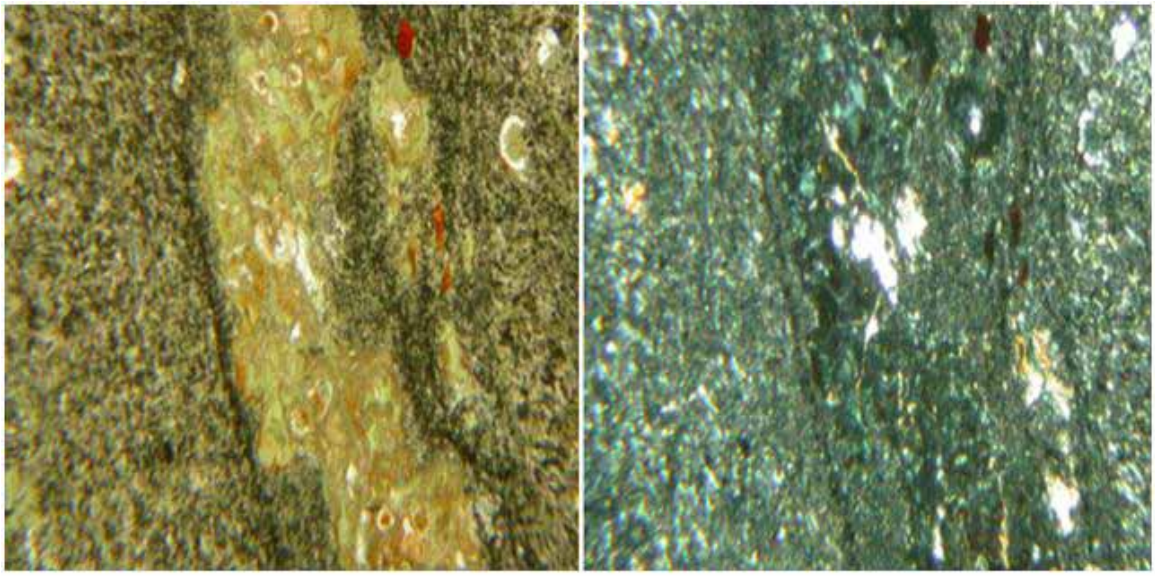


Рис. 1. Слоистая осадочная порода с мелким детритом сферичных раковин животных организмов. Порода замещена альбитовым, хлоритовым и карбонатным агрегатом. В породе виден рассеянный черный кероген типа II, бурые битумоиды и ярко красный минерал (крокоит?). U 7,15 г/т, Al_2O_3 13,93 %, U/Al_2O_3 0,513. Скв. СГ-7. Гл. 7374,1 м. а — N//, б — N+. Ув. 2,5

хлоритизация, сопровождаемая пульсацией химического состава флюидов и обуславливающая разную окраску хлоритовых минералов, появление тонкорассеянного углеродистого вещества, альбитизация и окремнение, карбонатизация, а также несколько более ранняя и в наиболее глубоких горизонтах эпидотизация и отложение клиноцоизита (рис. 2).

Среди типичных для преобразованных пород структур, грано-, лепидо-, немато- и фибробластовых, с разной степенью интенсивности проявились реликтовые структуры вулканогенно-обломочных и вулканических пород (рис. 2). Они очень изменчивы даже в пределах одного шлифа. Структурные неоднородности обусловлены пирокластичностью и обломочностью исходных пород, а также разнородным влиянием на них мигрирующих флюидов. Среди структур преобладают типичные для андезибазальтов, но есть и такие, которые сохранили классические рагульчатые формы витрокластических и пемзокластических узоров, характерных для кислых вулканических пород (рис. 2). Среди структур пород наблюдаются и структуры осадочных пород. Так, в ряде образцов наблюдаются обособления, напоминающие органогенные образования с их своеобразными раковинными очертаниями, сложным внутрискелетным строением, а также с узорами водорослевой природы (рис. 1).

В целом анализ наблюдаемых в породах разреза реликтовых текстурно-структурных особенностей свидетельствует о неустойчивом переменном вулканогенном и осадочном наполнении бассейна Ен-Яхинского прогиба. Проявления вулканических пород указывают на эволюцию магматических флюидов от кислых до средне-основных и на изменение давлений в них: от высоких, взрывных, обусловливающих появление пемзокластов и рагульчатых, витрокластических форм, до слабых, поддерживающих накопление осадочного материала (рис. 2) (Уткин, 2002).

Интенсивное эпигенетическое, переходящее в метасоматическое, преобразование всех отложений бассейна вплоть до формирования мономинеральных метасоматитов (клиноцоизитовые породы по туфам кислого состава на забое скважины) указывает на существование мощной флюидо-миграционной системы. В этой системе преобразований пород осадочного бассейна четко выразились и дислокационные процессы, и флюидомиграционные.

Дислокационные процессы проявились в брекчировании, дроблении, появлении обломочности и неоднородностей, трещиноватости, рассланцовке. Миграционные процессы проявились в выносе ряда петрогенных компонентов, сопровождаемом формированием пор и пустот (Лебедев, 1992). В последующем флюидомиграция привела к минеральным преобразованиям исходных пород, заполнению пустотного пространства в них, формированию

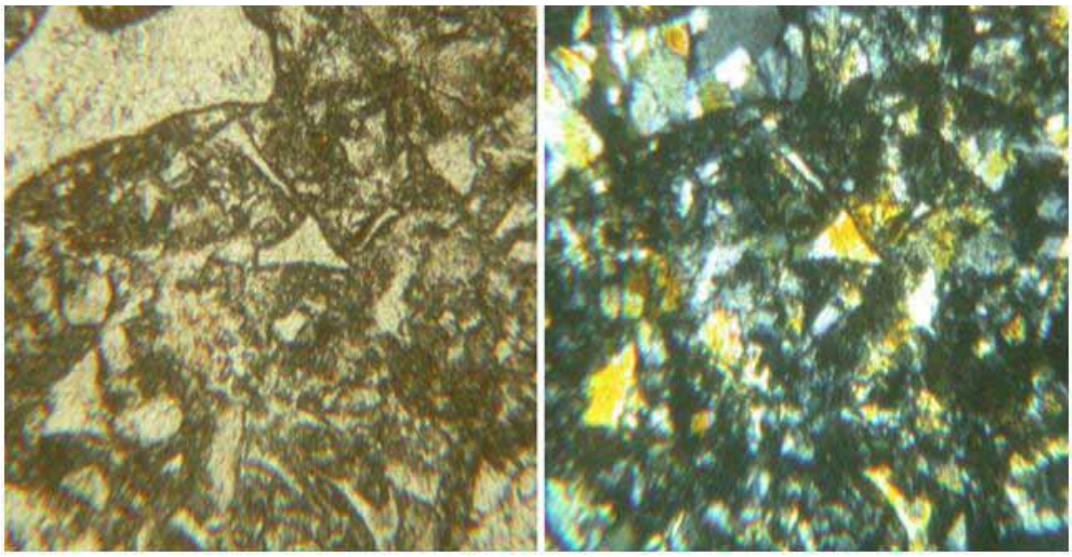


Рис. 2. Туф витрокластический рагульчатый кислого состава, метасоматически замещенный клиноцоизитом. U 1,84 г/т, Al_2O_3 6,56 %, U/Al_2O_3 0,111. Скв. СГ-7. Гл. 8248,58 м. а — N//, б — N+. Ув. 10

миндалекаменных и прожилково-пятнистых текстур, проявлению новообразованных минеральных ассоциаций пропилитовой метасоматической направленности (Жариков, Русинов, 1998). Процесс новообразований в породах сопровождается и завершается битуминизацией.

Важно подчеркнуть, что в описываемой породной ассоциации имеются элементы, указывающие на возникновение, проявление и особенности миграции углеводородных флюидов. Исследования в этом направлении проводились с использованием метода люминесцентной микроскопии. В интервале разреза 7374,10–7480,48 м выделились породы, обладающие целым рядом характерных особенностей, выделяющих их в разрезе.

Наиболее яркой их особенностью являются повышенные концентрации урана, превышающие кларковые для андезибазальтов почти на порядок. Они имеют колеблющиеся и несколько меньшие концентрации глинозема, чем подстилающие и перекрывающие отложения. Их окраска темная, однородная, зеленовато-черная. По текстуре породы плотные, однородные, с элементами ориентировки, редкими миндалинами, плохо проницаемые. По структуре они мелко- и микрозернистые, равномернозернистые, шелковисто-маслянистые на ощупь, с зонами рассланцовки. В минеральном составе пород преобладающими являются хлориты меняющегося цвета и состава, карбонаты с разным составом катионов, кремнистые и полевошпатовые минералы, а также темное углеродистое вещество, лейкоксеновые и сульфидные скопления (рис. 1).

Микроскопически породы обнаруживают однородные ориентированные текстуры, мелко- и микрозернистые структуры с реликтовыми органогенными образованиями и в то же время с элементами проявления порфировых структур, микролитовых, гиалопилитовых и пилотакситовых образований в основной массе, характерных для вулканических пород.

Важно подчеркнуть своеобразие преобразований пород: повышенную ориентированную трещиноватость, скопление вдоль трещин черного дисперсного углеродистого вещества, прожилково-пятнистые проявления буроватых и красно-бурых битумоидов, светло-зеленых эпидотов, красноватых клиноцоизитов, красных оксидов и карбонатных минералов.

Замечено, что эпидотизация пород приводит к перераспределению углеродистых частиц, перемещению их в интерстиционные промежутки кристаллических агрегатов, скоплению в виде пятен и прожилков, сопровождению битуминозным веществом.

Как показали исследования с помощью люминесцентной микроскопии, в изучаемых породах битумоиды отмечаются повсеместно. Среди них фиксируются сингенетичные, смешанные и эпигенетичные по происхождению разновидности. Текстуры их проявления чрезвычайно разнообразны: рассеянные, неравномерно-рассеянные, пятнистые, приуроченные к отдельным зонкам миндалин, прожилкам и трещинкам.

Состав битумоидов не одинаков. Отмечаются смолистые, преобладающие среди других, а также смолисто-маслянистые и смолисто-асфальтеновые. Битумоиды в ультрафиолетовом свете имеют в основном бурое свечение, но отмечается и голубое, и желто-коричневое. Количество битумоидов не велико, однако в ряде образцов оно увеличивается и фиксируется качественно на уровне «мало-среднее», «среднее». Наибольшее их количество зафиксировано в породах, имеющих высокие концентрации урана на гл. 7374,1 м, 7379,98 м.

Битумоиды хорошо просматриваются и в петрографических шлифах по довольно ярким красновато-бурым окраскам, расплывчатым формам, с неотчетливыми растекающимися и исчезающими ограничениями. Фиксируется четкая приуроченность смешанных сингенетично-эпигенетичных битумоидов к породам с равномерно-рассеянным углеродистым веществом и высокими концентрациями урана. Здесь же отмечается и более интенсивное проявление битумоидов и концентрация их в трещиноватых и рассланцованных зонках.

Таким образом, результаты анализа пород, залегающих в самых глубоких частях геологического разреза скважины СГ-7, свидетельствуют о том, что формировались они в районе активных геологических событий. Здесь был действующий вулканический очаг, отмечена эволюция состава магматического субстрата. Здесь фиксируются изменения давлений в вулканическом аппарате от сильных взрывных, сопровождаемых появлением обильного мелкокластического материала, до слабых, сопровождаемых спокойным течением флюидов. Здесь же проявились интенсивные эпигенетические и метасоматические преобразования пропилитовой направленности с чёткой дифференциацией минерального состава: клиноцоизиты – кремнистые минералы – хлориты и карбонатные минералы. В разрезе ярко проявились процессы наложенного порообразования и катаклаза. Повсеместно они использованы мигрирующими флюидами, в том числе содержащими и формирующими углеводороды.

Литература

Жариков В.А., Русинов В.Л. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы: Учебное пособие. Томск: ИНТИ, 2002. 148 с.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕЛЕСТИНА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ПЕРМИ, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ МЕТОДОМ ЭПР-СПЕКТРОСКОПИИ

О.Г. Столова, В.А. Гревцев, Г.Г. Сучкова

Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань, olga_stolova@rambler.ru

Осадочно-хемогенные скопления сульфата стронция известны в различных по возрасту и составу толщах отложений древних осадочных бассейнов Сибирской и Русской платформ. Условия образования геологических объектов, представляющих интерес на предмет поиска стронция, также весьма многообразны. Они встречаются в пещерах, в родниковых и озерных водах, в глубинных рассолах и в рапе, в толщах осадочных пород в виде кристаллических скоплений целестина различного габитуса и разнообразного вида форм его сростков, а также морфологии рудных залежей (Миропольский, 1925; Страхов и др., 1946; Буров и др., 1962; Молоштанова и др., 1996; Анциферов, 2004; Чайковский, 2004; Андрейчук и др., 2009).

Общими чертами рудогенеза пермских осадочно-хемогенных месторождений целестина является их «очаговое», прерывистое, но весьма разнообразное по форме выделение в минеральном и рудообразующем виде как на площади, так и в разрезе. Однако, если условия образования осадочного комплекса пород, вмещающего целестиновое оруденение, в общих чертах определены, то избирательный характер кристаллизации сульфата стронция внутри обособленных зон пока еще слабо проработан и нуждается в дальнейшем изучении.

Подавляющее большинство исследователей (Буров и др., 1962; Голева, 1990 и др.) склоняется к точке зрения, что образование минерала целестина происходило в озерно-лагунных бассейнах, обычно тяготеющих к разновозрастным сульфатно-карбонатным и терригенным в основном песчано-глинистым толщам. При этом на основе обоснований теоретического плана, а иногда и с помощью лабораторных исследований, ими было показано (Страхов и др., 1946; Буров и др., 1962), что условиям накопления и процессу кристаллизации сульфата Sr из рапы, обогащенной полигамным комплексом сульфатных, углекислых, азотных, хлоридных кислот и щелочноземельных металлов, сопутствовал длительный процесс испарения воды при высоких значениях температуры окружающей среды (от 60 °С и выше). Именно это и создавало благоприятную обстановку для повышения концентрации солей в рапе, кристаллизации их внутри усыхающих бассейнов в стадию диагенеза материнских толщ (Миропольский, 1926; Страхов и др., 1946; Буров и др., 1962). Помимо этого механизма образования целестина предлагался и другой вариант, органогенный (Драверт, 1901; Буров и др., 1962 и др.), обосновывающий избирательную способность концентрации рудообразующих солей Ca и Sr в клетках живых организмов, которые могли оказаться «виновниками» их сорбции, вторичного перераспределения и формирования, уже в иных генетических типах скоплений целестина. Последнее положение доказывается сторонниками этого направления также и на основании совместного нахождения кальция и стронция в некоторых окаменелых остатках фауны и флоры того времени (Драверт, 1901).Обе точки зрения, по нашему мнению, правомерны и только лишний раз доказывают двойственность природы в отношении генетических аспектов его рудообразования (Страхов и др., 1946).

Для выяснения некоторых особенностей рудогенеза целестина попытаемся ещё раз осмыслить кристалло-химические особенности этого минерала для различных площадей РФ. Изучению подверглись несколько образцов целестина, обобранных на площади одного из интереснейших отечественных проявлений вблизи (нежил.) д. Вихтово (Пинежский район. Архангельская обл.), Водинского проявления целестина на одноименном месторождении серы (Самарская обл.) и стратотипа верхнеказанского подьяруса у пос. Печищи (Верхнеуслонский район Республики Татарстан), приведённых далее.

Ряд из них состоит из прозрачных и голубых кристаллов целестина призматического и пластинчатого габитуса, при этом некоторые из голубых представляют собой совокупность крупнокристаллического агрегата темно-синего цвета. Имеется кремниевая конкреция с ядром, окаймлённым сростком из мелких окатанных кристаллов этого минерала. И корочки из мелких кристаллов в кавернах известковистых пород. При их даже беглом сравнении правомерно возникают вопросы относительно роста целестина, его сохранения и объединения в скопления и агрегаты. Во-первых: какие особенные причины повлияли на условия кристаллизации скоплений $SrSO_4$, отобранных из одного и того же разреза отложений обособленных частей древнего пермского бассейна Русской платформы, чтоб существенным образом изменить их габитус (одни из них приняли форму призм, другие — пластин, а иные даже расщепились). Во-вторых: что могло послужить отправным событием в изменении их окраски. В-третьих: какие эволюционные изменения в окружающей среде происходили в далёкие геологические эпохи рудообразования $SrSO_4$, которые коренным образом влияли на ход процессов кристаллизации минералов стронция внутри продуктивной толщи осадков и способствовали избирательному росту кристаллов $SrSO_4$. И наконец: что же способствовало геометрически правильному росту кристаллов или, напротив, хаотичному их нарастанию в полостях пустот (будущих стяжений, жеод, конкреций и других проявлений).

Ответы на аналогичные вопросы попытались найти Н.Е. Молоштанова и др. (1996) и В. Андрейчук и др. (2009), изучая целестины в Кунгурской ледяной (Пермская обл.) и в Пионерской (Сев. Буковина, Украина) пещерах. Ими рассмотрены криоминеральные образования из сезонных натечных льдов гипсовых пещер, описаны их общие особенности, микроклиматические условия формирования и типы ледяных натечных образований, а также особенности целестиновых образований (их формы и агрегаты, минеральный состав, морфология кристаллов и т.д.). Особо обращается внимание на специфические черты условий их формирования (наличие холодного и теплого периодов, характеризующих смену условий кристаллизации $SrSO_4$), следствием чего

является необычайно разнообразный характер агрегатов, сложная, порой трудно объяснимая морфология кристаллов и присутствие в криогенной минеральной массе, помимо гипса и кальцита, сопутствующих син- и парагенетических минералов – ангидрита, целестина, целестин-барита и др. Авторы упомянутых работ (Молоштанова и др., 2004; Андрейчук и др., 2009) делают выводы о весьма сложном периодически повторяющимся, стадийном процессе формирования указанных минералов, происходящем в неравновесных условиях, с их повторной перекристаллизацией и разрушением. В том числе наличии нескольких особенных механизмов и фаз образования для сульфатных и других минералов: многократно повторяющиеся испарение, конденсация, выпадение в осадок и перекристаллизация, а также объединение индивидов в совокупности и их расщепление. Вероятно, подобные «пещерные» условия могут быть также и в периоды формирования осадочных палеобассейнов на поверхности ландшафтов при нахождении их в приполярных областях, где принимают участие в строении осадочных комплексов карстующиеся породы. Установлено, что территории расположения проявлений или месторождений целестина этого типа тяготеют, как правило, и к карстовым районам. Помимо карстующихся пород в разрезе продуктивных толщ здесь всегда присутствуют обширные подземные спелеосистемы с разной величиной и характером проявления, наблюдается повышенная кавернозность вмещающих пород и источники стронциевых вод (Страхов и др., 1946; Столова и др., 2012).

Наши исследования ЭПР-спектров для различных образцов целестина касались изучения Поволжского региона (Печищинский стратотип верхнеказанского подъяруса в РТ и Водинское месторождения серы с минеральными скоплениями $SrSO_4$ в Самарской обл.), а также проявления этого минерала в Пинежском районе Архангельской обл., известного как «Вихтовское». Исключение составляет кремниевая конкреция с целестиновым ядром, обнаруженная за его пределами, и приводимый для сравнения образец барита из Толчеинского месторождения в Хакасии.

Как показано в работах (Хасанов и др., 1976; Ахманов и др., 1985), в сульфатах Ca, Ba, Sr наблюдаются несколько видов парамагнитных центров (ПЦ). В спектрах ЭПР проявляются линии, обусловленные различными по способу образования ион-радикалами O, SO_2, SO_3, SO_4. Обычно в сульфатах (ангидрит, барит, целестин) наиболее интенсивно проявляются линии от ПЦ типа SO_3, в области значений фактора спектроскопического расщепления g = 2,0039+2,0018. Разнообразие ПЦ и интенсивностей линий спектров электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) обеспечиваются естественной радиацией, которая сначала приводит к выбиванию электронов из электронных оболочек атомов, а они, двигаясь по кристаллу, могут быть захвачены диамагнитными «предцентрами» типа SO_2, SO_3, O_2 и др. В результате образуются парамагнитные кислородные и сульфатные ион-радикалы: O, SO_2, SO_3, SO_4:

1. **O** — дырочный центр, дырка, находится на последней заполненной молекулярной орбитали. состоящей в основном из **π** — несвязывающих орбиталей кислорода.

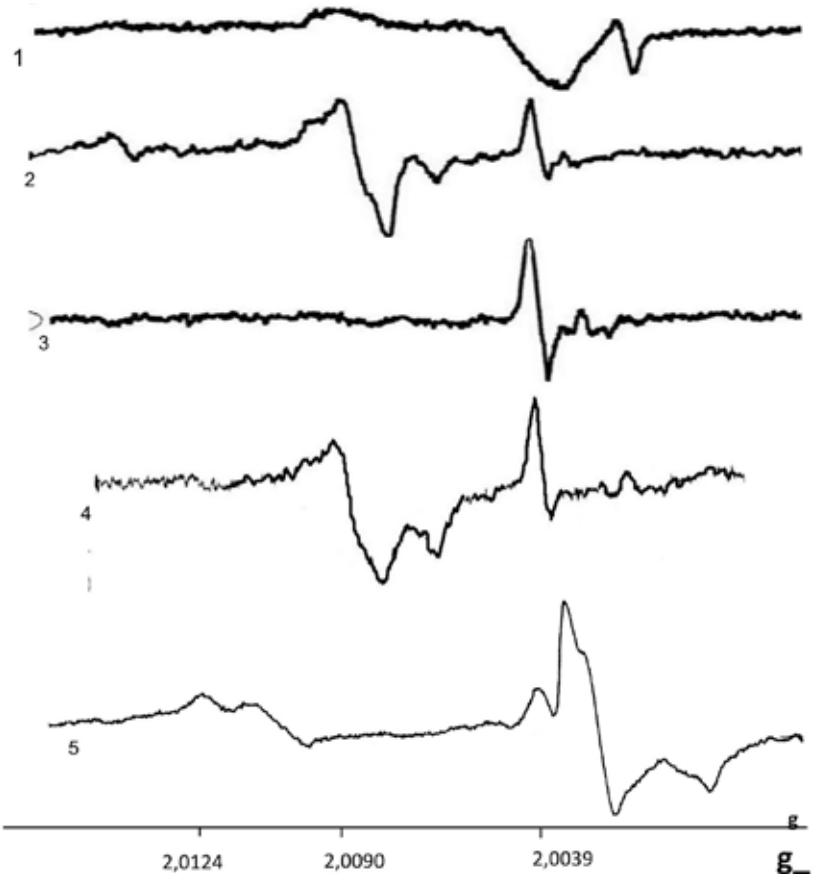
2. SO_4 — дырочный радикал (SO_4^{2-} + e^+). В зависимости от искажения тетраэдра SO_4^{3-} выделяют три разновидности SO_4^- с различными схемами молекулярных орбиталей: а) в кубическом тетраэдре, б) в тригонально искаженном (C3υ) и в ромбически искаженном (C2υ) тетраэдре.

3. SO_2 образуется в SO_4^--тетраэдре за счет двух вакансий кислорода, «захвативших» электрон.

4. SO_3^- можно представить как тетраэдр SO_4^{2-} с вакансией одного из кислородов, «захватившей» электрон, распределенный по всему радикалу SO_4^-.

Значения g-фактора спектроскопического расщепления для порошковых проб: g=2,010÷2,006 — кислородные ПЦ; g=2,0018÷2,0039 – SO_3; g=2,0009÷2,0030 – SO_4^-.

Наличие ПЦ (O^-) с g=2,0090 характерно для голубой окраски целестинов. К примеру, в голубых целестинах (Вихтово, Архангельская обл.) интенсивность линий от этих ПЦ может превышать таковую от SO_3^-, тогда как в прозрачных целестинах этого же месторождения интенсивность «кислородных» ПЦ существенно меньше. Различия в спектроскопических параметрах (значения g-фактора, форма и интенсивность линий) позволяют выявлять тонкие кристаллохимические особенности, используя их для генетической идентификации минералов



Спектры ЭПР сульфатов стронция и бария: целестин — 1) с. Печищи, РТ, 2) д. Вихтово, Архангельская обл. ($SrSO_4$ голубого цвета), 3) д. Вихтово, Архангельская обл. ($SrSO_4$ прозрачный), 4) $SrSO_4$ из Водинского месторождения серы, Самарская обл. и 5) барит — Толчеинское месторождение, Хакасия

целестина, а также дифференцировать минеральный вид сульфатов (целестин, барит и их смеси). На рисунке изображены спектры ЭПР некоторых изученных целестинов и, в качестве сравнения, барита. Контрастными по количеству и интенсивностям регистрируемых линий выглядят спектры № 2 и № 3 целестинов из одного проявления Вихтово, но различной окраски (прозрачного и голубого). Очевидно, что подавляющее преобладание линии от ПЦ (О) для голубой разновидности минерала отлично от ПЦ прозрачного кристалла $SrSO_4$.

Практически одинаковы спектры № 2 и № 4 для голубых целестинов двух разных проявлений: Вихтово и Водинское, что может свидетельствовать об идентичности условий формирования этих минералов. Нечетким спектром характеризуется целестин из стратотипа Печищи, где, вероятнее всего, присутствует барито-целестин (?).

В таблице приведены значения интенсивностей линий ПЦ SO_3^- и O^- целестинов и барита, а также их отношений SO_3^-/O^-. При этом последний параметр отражает не только неоднородность исследованных образцов, но может быть использован в качестве дополнительного типоморфного признака различных сульфатов и целестинов, в частности.

Итак, в настоящее время типичным является факт нахождения целестина в закарстованных осадочно-хемогенных породах, в процессе изучения особенностей которых появилось большое количество свидетельств о том, что этот минерал является результатом различных перегруппировок вещества, происходивших уже позже формирования вмещающих его осадков. Тем не менее, переосмысление условий образования целестина сообразно с условиями регионального изменения климата и следующей за этим эволюцией осадочных толщ, происходивших в эпохи преобразований осадочных бассейнов, позволяют надеяться на возможные новые подходы и результаты лабораторного моделирования криогенных

обстановок с позиции разработки вариантов его кристаллизации. Целесообразно в связи с этим продолжить изучение условий образования целестина методом ЭПР-спектроскопии.

Интенсивность линий парамагнитных центров SO_3^- и O^- в целестинах и барите

Образец и его место отбора		SO_3^- (отн. ед.)	O^- (отн. ед.)	SO_3^-/O^-
$SrSO_4$ голубой обр.2	пр-ние Вихтово	36	220	0,16
$SrSO_4$ голубой обр. 2а	пр-ние Вихтово	34	120	0,28
$SrSO_4$ прозрачн. обр. 3	пр-ние Вихтово	85	5	17
$SrSO_4$ голубой обр. 169	Водинское м-ние	16	23	0,7
$SrSO_4$ серый обр. l69	Водинское м-ние	178	5	8,5
Ba_2SO_4+$SrSO_4$ обр. 1	стратотип Печищи	30	10	3
Ba_2SO_4 обр. l6	Толчеинское м-ние	110	30	3,7

Литература

Андрейчук В., Ридуш Б., Галускин Е. Пещера Пионерка: условия и специфика криогенного минералообразования // Спелеология и карстология. 2009. № 2. С. 54–69.

Анциферов А.С, Ресурсы уникальных хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы и проблемы их промышленного освоения // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 30–32.

Ахманов Г.Г., Харитонова Р.Ш., Гревцев В.А. Генетическая классификация баритовых руд Ансайского месторождения методами ЭПР и радиометрии // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. Тез. докл. Всес. сов. «Теория и методология минералогии». Том 2. Сыктывкар, 1985. С. 153–154.

Буров В.В., Подпоринп Е.К. Стронций: минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 180 с.

Голева Г.А. Гидрогеологический анализ стратиформного рудообразования // Гидрохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1990. С. 10–15.

Драверт П.Л. Целестин из пермских отложений Казанской губернии // Прилож. к прот. Засед. об-ва естеств. испыт. При Казан. ун-те. № 213. Казань, 1901.

Крылова С.К. О целестине серных месторождений Средневолжского края // Тр. Ломоносовск. ин-та геохимии, кристаллохимии и минералогии АН СССР. вып. 7. 1936.

Л'асанов Р.А., Винокуров В.М. ЭПР дефектных центров в естественных монокристаллах некоторых сульфатов // Физические свойства минералов и горных пород. Казань: Изд-во КазанскГУ, 1976. С. 70–81.

Макаров В.И. Некоторые особенности формирования гидрогеохимических ореолов и перспективы поисков в закрытых районах криолитозоны // Гидрохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1990. С. 15–21.

Миропольский Л.М. Связь кристаллической формы целестина с отдельными горизонтами Казанского яруса в районе деревень Печищи и Моркваши // Зап. Росс. минерал. об-ва. 1925. Ч. 54, вып. 1.

Миропольский Л.М. К генезису целестина в пермских отложениях в окрестностях Казани и в северо-восточной России // Тр. об-ва естествоиспытателей при Казанском ун-те. 1926. Ч. 51, вып. 4.

Молоштанова Н.Е., Шлыков В.Г., Максимович Н.Г. Новообразования целестина в Кунгурской ледяной пещере // Седиментогенез и литогенез осадочных образований: Тез. докл. Урал, литолог. совещ. Екатеринбург, 1996. С. 148–150

Столова О.Г., Карманов И.В., Левин С.А., Романова Т.А. Особенности образования скоплений целестина в пермскую эпоху: карст и стронциевые воды // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Сб. научн. ст. Перм. гос. исслед. ун-та. Пермь, 2012. Вып. 15. С. 115–121.

Страхов Н.Б., Борнеман-Старынкевич И.Д. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1946.

Чайковский И.И., Чайковская Е.В. Типоморфизм минералов Мазуевского месторождения целестина // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. статей. Вып. 6. Пермь: Изд-во ПГУ, 2004. С. 30–42.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРНОЙ СИСТЕМЕ ОЗ. БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)

В.Д. Страховенко[1], И.Н. Маликова[1], М.Т. Устинов[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, strahova@igm.nsc.ru
[2]Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск

Территория озерной системы оз. Большое Яровое имеет важное санаторно-курортное значение. Здесь располагается бальнеологическая лечебница, использующая целебные озерные грязи и рапу. Состояние природной среды в этом районе требует постоянного внимания из-за нахождения на берегу озера ртутьсодержащих отвалов химического предприятия АО «Алтайхимпром», которое занималось производством оксида ртути. Полученные геохимические данные позволяют использовать их для характеристики озерной системы оз. Большое Яровое в качестве типового объекта.

Озеро располагается в сухостепной зоне, является бессточным, водное питание получает за счет снеговых и грунтовых вод. По составу вод оно было отнесено к сульфатно-хлоридному типу, но в настоящее время перешло в хлоридно-натриевый тип. Общая минерализация воды в озере составляет 170–250 г/л, изменяясь в зависимости от времени года и количества осадков. Донные отложения представлены илами с присутствием галита и прослойками мирабилита. В результате стадийной аридизации сформировался сложномозаичный почвенный покров от каштановых почв и черноземов южных солонцеватых до солончаков и солонцов.

Почвы опробованы в 14 разрезах методом трансект-катен, донные отложения — в 15 скважинах. На макро- и микроэлементы пробы проанализированы атомно-абсорбционным методом, на уран и торий — гамма-спектрометрическим. В водных вытяжках определен состав главных подвижных анионов и катионов. Гранулометрический состав почв определен по методу Н.А. Качинского. Для определения химического состава фракций в некоторых почвенных разрезах и керне донных отложений они выделены методом отмучивания.

Н.М. Страховым обосновано положение о том, «что континентальный озерный галогенез и в целом и в деталях есть производное того геологического субстрата, среди которого располагаются солеродные озера» (Страхов, 1962, т. III, стр. 270), а механическая и химическая денудация пород водосборов и их состав определяют и состав осадков континентальных водоемов (Страхов, 1962). Это было подтверждено результатами исследований большого числа малых континентальных озер Сибири (Страховенко, Маликова, 2010). Однако сравнение средних содержаний макро- и микроэлементов в почвах и донных отложениях оз. Большое Яровое показало, что в их распределении имеются особенности. При общем соответствии вариаций среднего макросостава по отдельным разрезам отмечается понижение содержаний в донных осадках Ca и Sr и некоторое увеличение K, Na, Fe, Al и Mn, по сравнению с почвами, при близких значениях по Ba и Mg (Маликова, Страховенко и др., 2012). Существенным является изменение соотношения Ca-Al, которое в целом определяет распределение в почвенных разрезах карбонатной и терригенной составляющих. Обычно отношение Al/Ca варьирует незначительно, но резко снижается в карбонатизированных горизонтах.

Средние содержания большинства микроэлементов в почвах и донных отложениях близки, но имеются и отличия; особенно они велики в конкретных разрезах (Маликова и др., 2012). Наибольшие различия наблюдаются по Zn, Cr, Ni, V, Hg. Однонаправленное изменение содержаний элементов по почвенным разрезам характерно для Fe-Al, Fe-Mn, Fe-Cr, Ni-Co, Cr-Ni, Zn-Cu, Ca-Sr, K-Ba, иногда Mg-Li, Mg-Ni, что определяет главную роль в их распределении терригенной составляющей. В донных отложениях также выявлена сильная корреляционная связь между многими элементами, что связано с их приуроченностью к терригенной компоненте. Важным следствием такого распределения в почвенных разрезах и керне озерных осадков являются близкие средние значения отношений элементов Fe/Al (0,36 и 0,40), Cd/Hg (2,1 и 2,3), Zn/Cu (2,6 и 2,5), Ni/Co (3,2 и 4,0), Mg/Li (479 и 475), Cu/Co (2,4 и 2,5), Pb/Co (1,9

Таблица 1. Средние содержания элементов во фракциях почв и донных отложений

Почвы %, г/т												
Фракции	**Mg**	**Ca**	**K**	**Na**	**Fe**	**Al**	**Mn**	**Ba**	**Sr**			
>0,25	0,46 0,06–2,70	2,17 0,27–12,01	1,84 1,26–2,70	2,0 0,82–1,31	0,89 0,22–1,68	3,76 3,01–6,63	242 65–377	357 260–503	174 67–948			
0,25–0,16	0,60 0,15–4,28	2,88 0,60–12,84	1,77 1,16–2,70	1,46 0,37–1,84	1,53 0,58–2,41	5,03 2,41–5,89	478 179–678	350 287–391	240 99–723			
0,16–0,02	1,13 0,41–4,28	4,32 0,71–17,82	1,53 0,78–1,90	1,47 0,78–1,58	2,36 0,74–3,16	5,26 2,48–6,40	654 400–1435	355 240–492	304 120–1350			
<0,02	1,90 0,12–8,58	5,14 0,12–20,9	1,65 0,65–2,53	0,77 0,33–1,86	3,14 0,59–4,98	6,48 1,86–8,74	728 362–1600	365 263–420	340 70–2170			
	Cd	**Pb**	**Cu**	**Zn**	**Cr**	**Ni**	**Co**	**V**	**Hg**	**Sb**	**Li**	**Be**
>0,25	0,044 0,015–0,074	13,5 7–25	10 1,5–31	24 10–41	30 12–55	10 1,5–22	3,8 0,3–6	28 11–53	0,038 0,010–0,230	0,31 0,10–0,66	12 6–21	1,3 0,14–1,9
0,25–0,16	0,067 0,018–0,160	15 1–61	14 5–20	40 15–62	42 12–55	18 6–28	6,4 2,9–9	45 16–71	0,028 0,005–0,072	0,39 0,10–0,84	17 6–26	1,8 0,84–2,3
0,16–0,02	0,085 0,023–0,240	19,5 4–41	22 8–41	59 22–82	58 13–82	25 10–33	9,3 3,6–19	72 25–210	0,036 0,004–0,060	0,44 0,10–1,45	22 10–37	1,6 0,48–3,2
<0,02	0,120 0,031–0,290	25 3–108	46 13–65	117 48–160	80 22–135	45 14–71	15 4,6–36	102 10–224	0,164 0,008–0,590	0,57 0,10–1,60	39 4–50	1,9 0,37–3,0
Донные отложения %, г/т												
Фракции	**Mg**	**Ca**	**K**	**Na**	**Fe**	**Al**	**Mn**	**Ba**	**Sr**			
>0,25	0,98 0,18–1,98	2,54 0,63–6,24	1,81 1,59–2,09	0,92 0,64–1,14	1,92 0,50–4,62	4,18 3,10–8,42	590 297–1243	371 294–506	255 42–976			
0,25–0,16	1,10 035–2,54	2,59 1,31–5,36	1,94 1,08–2,60	1,31 0,34–1,72	2,02 0,69–4,15	5,52 3,10–9,39	770 240–1410	354 217–448	234 65–810			
0,16–0,02	1,59 0,89–3,57	3,81 2,22–8,33	1,74 1,23–2,17	1,31 1,08–1,59	2,62 1,38–3,68	6,15 4,10–7,87	673 427–916	361 266–447	378 117–1240			
<0,02	2,20 1,36–4,69	1,89 0,41–4,20	2,33 1,97–2,50	0,93 0,83–1,03	4,31 3,29–4,98	8,11 6,43–9,73	534 331–905	331 259–475	142 42–438			
	Cd	**Pb**	**Cu**	**Zn**	**Cr**	**Ni**	**Co**	**V**	**Hg**	**Sb**	**Li**	**Be**
>0,25	0,105 0,020–0,380	11 7–16	20 8–64	46 11–126	42 5–213	29 7–76	8,5 1,5–23	50 18–108	0,27 0,019–0,790	4,7 0,17–24	32 7–216	1,8 0,8–2,7
0,25–0,16	0,145 0,030–0,360	12 8–18	21 8–122	55 13–213	37 15–91	28 9–63	9,0 2,5–21	54 26–108	0,132 0,013–0,550	2,9 0,65–6,4	24 9–48	2,0 1,2v2,3
0,16–0,02	0,196 0,090–0,470	12 7–16	23 15–35	64 42–88	49 36–143	35 20–49	10,0 5–14	73 46–94	0,122 0,019–0,670	2,7 0,65–7,0	29 21–42	1,8 1,7–2,5
<0,02	0,147 0,073–0,480	15,5 1,5–20	44 34–58	113 100–120	77 54–94	54 42–61	15,1 12–17	83 91–120	0,211 0,025–0,970	2,8 0,20–6,4	59 42–97	2,2 2,0–2,8

Примечание: по фракциям почв n=30 по 6 разрезам, по фракциям донных отложений n=22 по 4 скважинам

и 1,9), Cd/Th (0,018 и 0,017), Cr/Ni (2,1 и 2,0), Fe/Cr (422 и 409) и др. При близких интервалах вариации содержаний Ca и Al в почвах и донных осадках средние значения Al/Ca отношения во втором случае выше, что свидетельствует в целом о более высоком содержании терригенного материала. Это отражается и на тенденции к несколько более высоким средним содержаниям ряда элементов в донных отложениях.

Особенностью засоленных почв водосбора оз. Большое Яровое является снижение вниз по разрезам большинства элементов: Pb, Cu, Cd, Zn, Mn, Cr, V, Fe, Hg, часто Ni и Co, что может быть следствием карбонатизации, а также возрастания в нижних горизонтах водорастворимых форм (анионов HCO_3^{1-}, Cl^{1-}, SO_4^{2-}), сопровождающееся увеличением подвижности катионов (аналогично Mg^{2+}, Na^{1+}и в ряде случаев Ca^{2+}).

Содержание макро- и микроэлементов в почвах и донных отложениях в значительной степени определяется их механическим составом. Почвы водосбора озера по механическому составу относятся к средним и легким суглинкам. Для оценки латерального изменения содержаний гранулометрических фракций и распределения элементов проведен такой анализ по трем катенам. Катена I представлена тремя разрезами солонцов и прибрежной скважиной донных отложений. Катена II характеризуется на возвышенной части водосбора каштановыми почвами, а в пониженной части — черноземом южным солонцеватым, солончаком, сильно осолоделым солонцом и двумя скважинами донных отложений на разном удалении от берега. Катена III — соровым солончаком и солончаковым солонцом в части берега, сложенной карбонатными породами, и двумя скважинами донных осадков, удаленными от берега. Коэффициенты латеральной дифференциации (L) гранулометрических фракций по этим катенам различаются: колебания L по тонким фракциям составляют в нижних разрезах почв от 1,1 до 2,0. Различия по катенарной дифференциации объясняются как разной морфологией склонов, так и разным составом почвообразующих пород и типов почв.

Сравнение средних содержаний фракции <0,02 мм в почвах и донных отложениях показало следующие интервалы значений: по почвам 2,5–18,4 %, по донным осадкам 5,5–26,5 %. Таким образом, вариации весьма существенны, и в донных отложениях содержания смещены к более тонкой фракции. Большое значение имеет удаленность скважины от берега; в керне, взятых из скважины недалеко от берега, содержание фракции <0,02 мм около 7 %, а в наиболее удаленной скважине около 21 %.

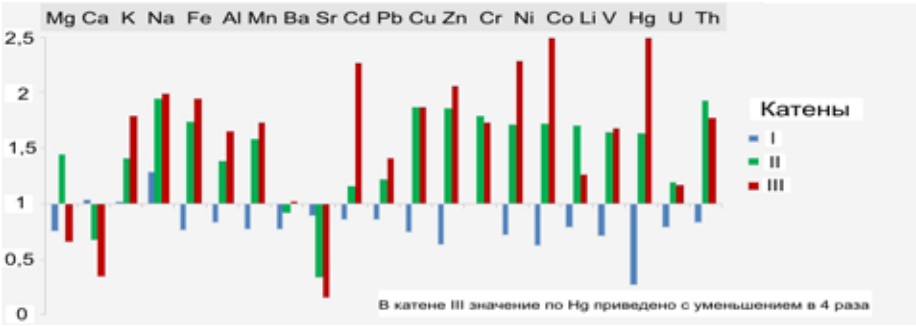
Средние содержания макро- и микроэлементов во фракциях почв и донных отложений приводятся в таблице (табл. 1). Содержания Fe, Al и большей части микроэлементов повышены в самой тонкой фракции, полученной методом отмучивания (<0,02 мм). Практически во всех случаях наблюдаются большие интервалы вариации. Причины этого различны. Если для Pb, Cd, Hg это в основном объясняется неравномерностью возможного загрязнения, то общими причинами являются различия гранулометрического состава почв и донных осадков, а также особенности миграции элементов в озерной системе. Прежде всего это касается Ca и Sr и элементов, распределение которых во фракциях по генетическим горизонтам почв существенно изменяется.

Таблица 2. Соотношение содержаний макро- и микроэлементов во фракциях донных отложений и почв (донный осадок/почва)

Фракции	Mg	Ca	K	Na	Fe	Al	Mn	Ba	Sr	Cu	Zn
>0,25	2,13	1,17	0,98	0,46	2,16	1,11	2,43	1,04	1,47	2,00	1,92
0,25–0,16	1,83	0,90	1,10	0,90	1,32	1,10	1,61	1,01	0,98	1,50	1,38
0,16–0,02	1,41	0,88	1,14	0,89	1,11	1,17	1,03	1,02	1,24	0,92	1,08
<0,02	1,16	0,37	1,41	1,19	1,37	1,25	0,73	0,91	0,42	0,96	0,97
Фракции	Cr	Ni	Co	V	Hg	Sb	Li	Be	Cd	Pb	
>0,25	1,40	2,90	2,24	1,79	7,11	15,20	2,67	1,38	2,39	0,81	
0,25–0,16	0,88	1,56	1,41	1,20	4,71	7,44	1,41	1,11	2,16	0,80	
0,16–0,02	0,84	1,40	1,08	1,01	3,39	6,14	1,32	1,13	2,31	0,62	
<0,02	0,96	1,20	1,01	0,81	1,29	4,91	1,51	1,16	1,23	0,62	

Содержания макро- и микроэлементов в большинстве фракций донных отложений превышают содержания в почвах (табл. 2), что говорит о значительном влиянии ландшафтно-геохимических процессов. Различия, более высокие и более низкие содержания наблюдаются по всем элементам, за исключением Ba. Это свидетельствует о том, что валовый состав осадков зависит от вклада каждой фракции, причем влияние тонких фракций преобладает из-за их значительно большего содержания.

Сравнение содержаний элементов по скважинам в катенах с разной удаленностью их от берега показывает возможную степень этого влияния. В донных отложениях из скважины, расположенной вблизи берега (катена I), наблюдается снижение содержаний Al, Fe, Mn, Cd, Li, Ni, V, Co, Cu, Pb, U, Be, Th, по сравнению со средними содержаниями в почвах. В скважинах, расположенных на удалении от берега, донные осадки содержат больше тонких фракций (катены II и III). Содержание большей части элементов в донных отложениях превышает их средние значения в почвах этих катен (рисунок).



Соотношение средних содержаний макро- и микроэлементов в системе донные отложения – почвы по трем катенам

Таким образом, элементный состав донных отложений соленого озера Большое Яровое определяется многими факторами. Прямая корреляция между содержаниями макро- и микроэлементов в донных осадках и почвах осложняется развитием в почвенном покрове процессов засоления и рассоления с формированием солончаков, солонцов и солодей. Они сопровождаются специфической миграцией элементов, которая приводит как к их аккумуляции, так и выносу. Имеет значение гранулометрический состав почв и донных отложений, который во многом определяется локальными особенностями. Большую роль играют различия содержаний макро- и микроэлементов во фракциях почв и донных осадков. Эти факторы являются главными для засоленных континентальных озерных систем, определяющими их геохимические характеристики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00341-а.

Литература

Маликова И.Н., Страховенко В.Д., Восель Ю.С., Чупина Д.Ю., Устинов М.Т. Некоторые геохимические особенности озерной системы Большое Яровое (Алтайский край) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. В 3 томах. Т. 1. С. 179–183.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд. АН СССР, 1962. Т. I — 212 с., т. III — 550 с.

Страховенко В.Д., Маликова И.Н. Сравнительный анализ элементного и минерального состава донных отложений малых континентальных озер Сибири // Доклады 3-й междунар. конф., Владимир, 23–25 сентября 2010 г. Владимир: ВГГУ, 2010. С. 287–289.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ ОЗЕР СИБИРИ

В.Д. Страховенко, Ю.С. Восель

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, strahova@igm.nsc.ru

Озера составляют неотъемлемую часть практически всех ландшафтных зон Сибири. При переносе в озера минеральной и органической компонент с площадей водосбора происходит, с одной стороны, смешение автохтонных и аллохтонных источников (усреднение химического состава), с другой стороны, дифференциация элементов, обусловленная присутствием их в разных формах в поверхностных водах. При формировании современного осадка континентальных озер Сибири активно проявляют себя следующие факторы: механическое разрушение, химическое разложение, биологические процессы (Страхов и др., 1962; Холодов, 2006).

Исследуемые озерные системы расположены в лесостепном и степном ландшафтах в аридной зоне и переходной полосе между ней и гумидной. В пресных озерах на фоне основного механического процесса накопления терригенного материала реализуется сапропелевый тип осадконакопления, в соленных — сам осадочно-эвапоритовый. Исследуемые озерные системы локализованы в пределах территорий, где материнскими породами для почв водосборных площадей озер являются либо покровные лессовидные суглинки (Куйбашевская система озер), либо гнейсы, мраморы и массивно-кристаллические щелочные породы (Тажеранская система озер). Эти породы содержат в качестве главного компонента полевой шпат, богатый Na, что способствует формированию гидрокарбонатных или гидрокарбонатно-сульфатных Mg-Ca-Na грунтовых вод.

Тажеранская система озер находиться в Приольхонье, территория которого занимает центральную часть западного побережья оз. Байкала. Территория отгорожена от материка Приморским хребтом, который, будучи естественным барьером на пути западных циклонов, способствует повышенной сухости климата региона. Озера, расположенные в контурах кайнозойских впадин, имеют тектоническую природу (Склярова и др., 2002). Куйбашевская группа озер принадлежит к Омь-Тартаско-Васюганской межгривно-лощиной системе озер, территориально находящихся в пределах Барабинской равнины.

Цель данной работы — выявить факторы, определяющие геохимическую и минералогическую специфику осадков в гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных озерах.

Отбор проб различных компонентов озерных систем произведен в летние месяцы с 2005 по 2013 годы. В работе макро- (Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и микроэлементный состав (Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Ni, Co, V, Hg, Be, Ba, Sr, Li) озерных вод и сапропелей определялся атомно-абсорбционным методом с использованием пламенных и электротермических методов атомизации (Solaar M6, Thermo Electron Corporation). Минеральный состав исследовался на рентгеновском дифрактометре ARL X`TRA. Изучение морфологии, фазового и химического состава образцов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN. Анионный состав озерных вод (концентрации нитратов, хлоридов, бромидов, фторидов) определялся методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) с использованием системы ВЭЖХ Prominence 20 LC (Shimadzu, Япония) с кондуктометрическим детектором, колонка Star-Ion A300 10x4,6 mm (Phenomenex, США), элюент: 1,7 ммоль/л $NaHCO_3$/1,8 ммоль/л Na_2CO_3, скорость потока 1,5 мл/мин. в ИК СО РАН. Содержание гидрокарбонатов анализировали методом потенциометрического титрования с использованием автоматического титратора АТП-02 (Аквилон, Россия) по методике ПНД Ф 14.2.99-97.

Воды исследуемых озер подразделяются на пресные (до 1 г/дм^3) и солоноватые (1–10 г/дм^3) (Алекин, 1970). В лесостепном ландшафте (Куйбашевская система озер) вода озер характеризуются невысоким уровнем общей минерализации (пресные), существенным

преобладанием гидрокарбонат иона при небольших вариациях катионного состава Mg-Ca-Na или Ca-Mg-Na (таблица, рис. 1).

В степном ландшафте (Тажеранская система озер) вода озер солоноватая со значительными вариациями по общей минерализации. Воды имеют карбонатно-сульфатный состав, повышенные содержания хлора с переменным соотношением магния и натрия при низких значениях кальция. Согласно нашим мониторинговым наблюдениям, а также данным Скляровой О.А. (Склярова и др., 2002), наблюдаются вариации состава вод в разные годы как по анионному составу, так и по катионному.

Физико-химические параметры, содержание макроэлементов в водах озер

	Озеро	*pH*	*Eh*, мВ	HCO_3^-, мг/л	SO_4^{2-}, мг/л	Cl^-, мг/л	Mg^{2+}, мг/л	Ca^{2+}, мг/л	Na^+, мг/л	K^+, мг/л	Мин., г/л
Куйбашевская группа озер											
1	Барчин	8,9	320	313	28	24	39	28	124	13	0,6
2	Камбала	9,3	333	227	46	86	32	40	93	9	0,5
3	Бергуль	8,9	340	313	12	15	39	25	73	14	0,5
4	Ярголь	8,4	332	327	3	17	20	25	81	23	0,5
5	Качкульня	9,3	243	429	38	72	39	30	201	7	0,8
Тажеранская группа озер											
6	Нуху-Нур	9,3	112	586	322	77	114	26	116	23	1,2
7	Круглое	9,6	118	976	87	22	156	15	61	36	1,2
8	Гызги-Нур	9,1	108	622	154	183	129	30	93	50	1,2
9	Намиш-Нур	9,6	119	915	654	244	174	18	315	87	2,2
10	Малое	9,6	-	622	590	340	168	30	240	78	2,1
11	Холбо-Нур	9,3	117	453	2350	318	409	78	624	50	6,9
12	Придорожное	9,1	103	549	3862	638	610	124	948	195	6,9
13	Безимянное	10,2	111	1504	4163	675	338	18	2747	369	10,2

Согласно полученным данным силикатного, атомно-абсорбционного, рентгенофазового и других анализов, установлено, что в пресных озерах образуются органоминеральные отложения, а в солоноватых — карбонатные илы с содержанием органического вещества около 5 %. Основную часть макроэлементного состава минеральной части осадка составляют оксиды кремния (59–5 %), алюминия (13,7–1,2 %), кальция (24,8–2,2 %) и иногда железа (5,5–0,8 %). Содержания кремнезема, кальция, алюминия, натрия, калия и др., входящего в состав кварца, карбонатов, полевых шпатов и других породообразующих минералов может меняться в

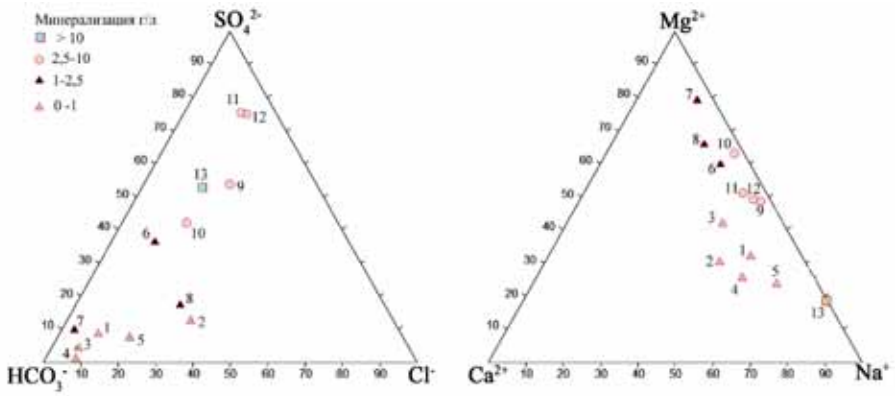


Рис. 1. Диаграммы соотношения анионов и катионов (мг-экв/л) в водах озер. Озера: 1 — Барчин; 2 — Камбала; 3 — Бергуль; 4 — Ярголь; 5 — Качкульня; 6 — Нуху-Нур; 7 — Круглое; 8 — Гызги-Нур; 9 — Намиш-Нур; 10 — Малое; 11 — Холбо-Нур; 12 — Придорожное; 13 — Безымянное

широком диапазоне. Они могут быть как биохемогенного, так и терригенного происхождения. Минеральная часть осадка содержит большое количество микроэлементов, таких как: Co, Mn, Cu, B, Zn, Br, Mo, V, Cr, Be, Ni, Ag, Sn, Pb, As, Ba, Sr, Ti. Высокие концентрации кремнезема в изученных донных отложениях связаны с присутствием терригенных минералов (кварца, полевых шпатов, слюд), а также биогенным его накоплением (обломки скелетов биоты). Значительные содержания Ca, Sr, Mg, Mn обусловлены накоплением в осадках кальцита. При этом количество кальцита в илах и его магнезиальность не зависят от общей минерализации воды озер. В осадках присутствуют кроме названных минералов в виде примесей слюды, иллиты, пирит, доломит и некоторые другие акцессорные минералы в количествах не более 10 %. Содержания микроэлементов в осадках полностью коррелируют с количеством терригенного материала (с зольностью).

Зольность органоминеральных отложений зависит от количества поступающего в осадок обломочного материала, от биохимической садки аутигенных минералов, от степени минерализации органического вещества в процессах диагенеза и от процессов отдачи воды, под влиянием веса налегающих слоев осадка (коллоидное старение органического вещества). В современных органоминеральных осадках присутствует 4 типа воды: слабосвязанная вода макропор (75 %), иммобилизованная внутри рыхлых коллоидов (10 %), физически связанная вода (10 %), прочносвязанная (5 %) (Штин, 2005). Потеря огромного количества растворителя, т.е. разбавляющего материала, ведет к % увеличению зольности.

Изучение донных отложений на субмикроуровне показало, что главным образом в илах преобладают кристаллические массы различной морфологии и колломорфные агрегаты. Кристаллические массы представлены угловатыми неокатанными зернами и сростками зерен кварца, полевых шпатов и других породообразующих минералов размерностью от 0,02–0,25 мм — 75 %, <0,02 мм — 15 %, >0,25 мм — 10 % (рис. 2). Бесформенные лепешковидные колломорфные агрегаты в основном сложены комочками кальцита или органического вещества и образованы при перекристаллизации первичных коллоидных осадков (гелей) (рис. 3А). Выявлено присутствие в донных отложениях обломков раковин и других остатков биоты, сложенных преимущественно $CaCO_3$, SiO_2 или органическим материалом, а также зонально-концентрические образования, представленные кальцитом (рис. 3Б и 3В). В солоноватых озерах с высокой общей минерализацией воды встречаются кристаллические агрегаты со сложным зональным строением. Центральная часть таких кристаллических масс выполнена зерном угловатой, неправильной формы кварца либо полевого шпата, которое обрастается кальцитом или доломитом с образованием внешней поверхности округлой формы (рис. 3Г).

Итогом жизнедеятельности бактерий и грибков, обитающих в придонной части и в первых сантиметрах осадка в огромных количествах, является разрушение исходной органической массы илов с выделением газов CO_2, NH_3, H_2S и др. Образующиеся газы приводят к процессам новообразования пирита в донных отложениях. Во всех изученных образцах донных отложений

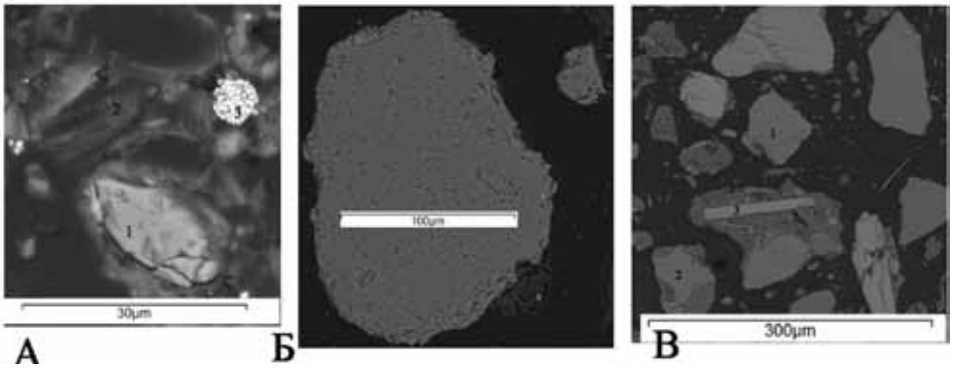


Рис. 2. А — Фото сапропеля озера Ярголь, полученные с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3: 1 — зерно олигоклаза, 2 — обломок скелета биоты, выполненный SiO_2, 3 — пиритовый фрамбоид, состоящий из кубических микроиндивидов; Б — Фото сапропеля озера Камбала: зерна кварца; В — Фото донного осадка озера Безымянного: 1 — зерна кварца, 2 — калиевого полевого шпата; 3 — слюды

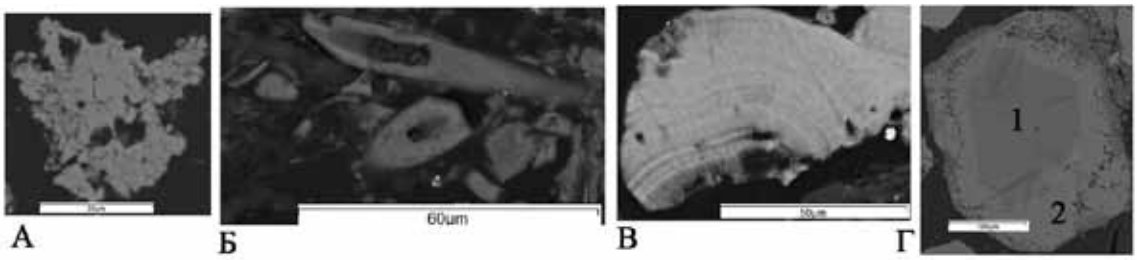


Рис. 3. Фото, полученные с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3: А — лепешковидных бесформенных зерен кальцита озеро Намиш-Нур; Б — обломки остатков биоты, выполненные SiO_2 озеро Бергуль; В — зонально-концентрические агрегаты кальцита озеро Барчин; Г — обрастание угловатого обломка кварца (1) кальцитом (2) озеро Придорожное

методом сканирующей электронной микроскопии обнаружено присутствие пирита в виде одиночных фрамбоидов и их скоплений, кристаллов и групп кристаллов различного габитуса, начиная с самых верхних слоев осадка и до глубины 1 метра (рис. 4). Состав пирита отвечает стехиометрической формуле FeS_2.

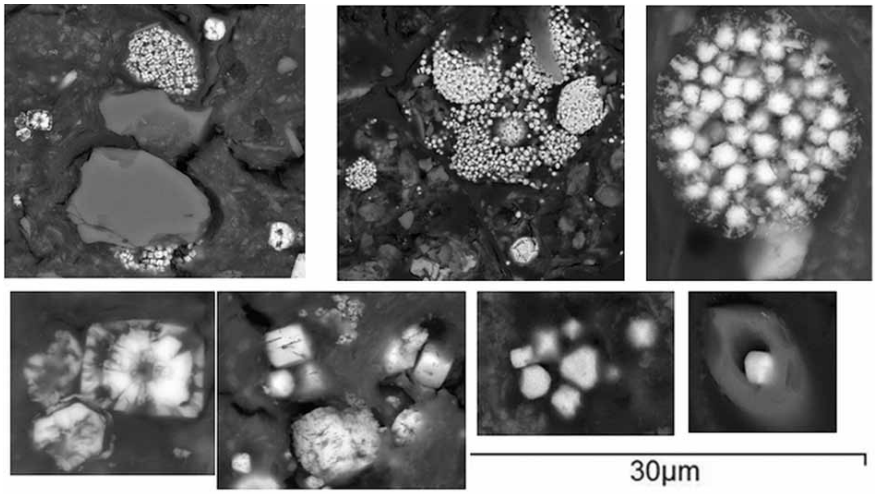


Рис. 4. Фото, полученные с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3. Пирит в виде одиночных фрамбоидов и их скоплений, кристаллов и групп кристаллов кубического, октаэдрического и пентагонального габитуса, распространенных по всей глубине разрезов донных осадков исследуемых озер

Исходя из полученных нами результатов и используя литературные данные, можно сделать заключение, что в современных содово-сульфатных озерах (от пресных до соленых) на фоне механического накопления терригенного материала происходит массовое биохимическое образование кальцита (с переменным количеством Mg) и пирита. При этом количество кальцита в илах и его магнезиальность не зависят от общей минерализации воды озер. Анаэробная среда, начиная с границы фаз вода – осадок, способствует массовому захоронению органического вещества в пресных озерах и присутствию его до 5 % в солоноватых.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 13-05-00341-а и интеграционного проекта СО РАН № 125.

Литература

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.

Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С. Структурно-геологический контроль локализации и состава воды озер и родников Приольхонья // Геология и геофизика. 2002. Т. 43 (8). С. 732–745.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Штин С.М. Озерные сапропели и основы их комплексного освоения. М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 2005. 373 с.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В НИЖНЕКАРБОНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

И.Е. Стукалова

Геологический институт РАН, Москва, stukalova@ginras.ru

В работе рассматриваются постседиментационные процессы в нижнекарбоновых осадочных комплексах восточного склона Урала. При этом исследуется степень преобразования органического и минерального вещества угленосных и неугленосных осадочных комплексов, формировавшихся в определенных ландшафтных условиях, имеющих одинаковый возраст и вещественный состав, но расположенных в различных тектонических структурах, неодинаково дислоцированных и претерпевших постседиментационные преобразования разной степени интенсивности.

Основное внимание уделяется изменениям гумусового органического вещества и вмещающим его породам не только в зависимости от степени диагенетических и катагенетических преобразований, вызванных погружением осадочного бассейна, но и от более поздних, наложенных на уже сформированные угли и осадочные породы геологических процессов, в частности, стрессовых напряжений, связанных с формированием коллизионных поясов Урала.

Изученные осадочные комплексы на различных месторождениях подвержены разной степени постседиментационным изменениям. В Подосининском месторождении Среднего Урала и Маньинского месторождения Северного Урала угли находятся на стадии метаморфизма жирных углей. Алтынайское и Егоршинское месторождения Среднего Урала содержат тощие угли и антрациты. Домбаровское месторождение и месторождения Полтаво-Брединского района Южного Урала содержат антрациты и метаантрациты. А как при этом ведут себя породы и глинистые минералы в них? Как они реагируют на изменения температуры и давления при том типе метаморфизма, который испытывали эти осадочные комплексы в своей длительной геологической истории? И как по изменениям глинистых минералов в этих осадочных комплексах можно судить о типе метаморфизма?

Нижнекарбоновые угленосные отложения имеют широкое распространение в пределах всего восточного склона Урала. На севере выделяется Маньинская угленосная площадь. Нижнекарбоновые угленосные отложения Среднего Урала расположены в восточной части Свердловской области, где выделяется Егоршино-Каменский угленосный район, который объединяет (с севера на юг) Махневское, Еловское, Подосининское, Алапаевское, Егоршинское (на севере — Мостовской участок), Черемшанское, Алтынайское (Ирбито-Вершинское), Сухоложское, Полдневское и Каменское месторождения углей. На юге расположен Полтаво-Брединский угленосный район и Домбаровское месторождение. Угленосные отложения протягиваются в меридиональном направлении на более чем 2000 км. В геологическом строении описываемых угольных месторождений восточного склона Урала принимают участие осадочные и вулканогенные породы палеозойского и мезо-кайнозойского возраста (Угольные месторождения..., 1998). Возраст угленосных отложений устанавливается как раннекарбоновый (C_1t-v), (Жуков и др., 1995).

В основании разрезов осадочных комплексов выделяются нерасчлененные верхнедевонские и нижнекаменноугольные вулканогенные и терригенно-карбонатные осадки (D_3fm), на которых с размывом и угловым несогласием залегают нижнекарбоновые угленосные отложения (C_1t-v). Нижнекарбоновые отложения в разных районах имеют мощность 800–1000 метров и более 1000 м в Егоршино-Каменском районе. Продуктивные отложения имеют трехчленное деление и подразделяются на ряд свит с местными названиями: нижнюю песчаниковую, угленосную и надугольную. Из-за сложности тектонического строения надежно выделяются лишь угленосные свиты: егоршинская, полтавская, брединская, домбаровская. Они представлены чередованием углистых аргиллитов, мелко- и крупнозернистых алевролитов, глинистых сланцев, углисто-глинистых кровельных сланцев и пластов углей различной

мощности, реже мелкозернистых песчаников. В целом в угленосных свитах содержится около 20 угольных пластов, некоторые имеют мощность более метра. Пласты крайне не выдержаны по простиранию, отмечаются раздувы и выклинивания. Часто отмечаются многочисленные разрывные нарушения во взаимно перпендикулярных направлениях, разбивающие породы и угли на блоки разных размеров. На угленосных отложениях с перерывом залегают нижнекарбоновые и среднекарбоновые карбонатные и красноцветные терригенно-карбонатные породы (C_1n-C_2), (Геология..., 1967; Газоносность..., 1979).

На геологических разрезах месторождений отчетливо прослеживается сложное строение как самой угленосной толщи, так и угольных пластов. Кроме того, угольные пласты часто имеют субвертикальное простирание. Угленосные толщи разбиты многочисленными разрывными нарушениями (сдвигами, взбросами), осложняющими складчатость, особенно на тех месторождениях, которые содержат антрациты, — на Алтынайском и Домбаровском месторождениях. Нижнекарбоновые осадочные комплексы на восточном склоне Урала испытали неоднократное сжатие и складчатость, угольные месторождения антрацитов находятся близко от поверхности, во многих местах на выходах карбоновых пород заложены карьеры.

Материал для исследования был собран во время проведения полевых работ в Ивдельском районе на Северном Урале, в Свердловской и Оренбургской областях на Среднем и Южном Урале. При этом изучались как угли, так и вмещающие породы, их взаимоотношения. Для определения степени постседиментационных изменений выполнялся весь спектр химических и петрографических анализов пород и углей, анализировались дифрактограммы пелитовой фракции пород и углей, были измерены величины отражения витринитов в углях и породах.

В результате исследований был установлен петрографический состав пород и углей, состав глинистой фракции нижнекарбоновых пород ряда угольных месторождений Среднего и Южного Урала и неугленосных отложений Сухого Лога Среднего Урала, определена степень постседиментационного преобразования пород и углей. Степень постседиментационных изменений нижнекарбоновых осадочных комплексов этих месторождений различная, что отразилось на составе глинистой фракции пород (таблица).

Алтынайское и Егоршинское месторождения (северный участок — Мостовской) принадлежат к группе месторождений Егоршино-Каменского угленосного района и из всей группы месторождений характеризуются наиболее сложным строением и тектоникой, а также повышенной дислоцированностью и метаноносностью пород и углей. В породах этих месторождений были установлены аммоний-содержащие (NH_4) минералы, называемые тобелитами (Higashi, 1982).

Тобелиты были установлены нами на качественном уровне, главным образом на основе анализа положений рентгеновских дифракционных максимумов (Стукалова и др., 2001). В настоящее время на модернизированном рентгеновском дифрактометре ДРОН-4-13 с CuKα излучением появилась возможность снимать экспериментальные дифрактограммы, зарегистрированные по определенным точкам, и воспроизводить эти дифракционные кривые на компьютере. Применение нового подхода к интерпретации этих дифракционных кривых позволило получить дополнительные сведения по структурным особенностям слюдистых минералов в составе пелитовой (<0,001 мм) фракции пород и углей. С помощью метода моделирования дифракционных картин (Sakharov et al., 1999) были рассчитаны дифракционные кривые для смесей каолинита, тобелита, пирофиллита и других глинистых минералов.

В отложениях нижнего карбона Егоршино-Каменского района, особенно в угленосной свите, отмечается большое количество конкреционных образований. Они имеют округлую или вытянутую форму с размером по короткой оси до 30–40 см. Карбонаты в конкрециях в основном представлены сидеритом, но в некоторых из них помимо сидерита встречается доломит и изредка кальцит (Расулов, 1991). Конкреционные образования в осадочных комплексах могут образовываться в процессе седиментогенеза, диагенеза и катагенеза осадков. К категории сингенетичных относят сидерит в форме концентрических скоплений и доломит, который в угольных пластах рассматривается как продукт воздействия на них морской трансгрессии.

Конкреции из толщи карбона Егоршино-Каменского района кроме карбонатов в том или ином количестве содержат глинистые минералы. По характерным рефлексам на

Результаты рентгенофазового анализа глинистой фракции нижнекарбоновых пород восточного склона Урала

№ п/п	№ обр.	Минеральный состав глинистой фракции	Рентгенометрические характеристики минералов							Порода или ее фракция
			Слюда		Хлорит					
			$d_{(001)}$ (Å)	csinβ (Å)	csinβ (Å)	$I_{(001)}$-$I_{(002)}$-$I_{(003)}$	$I_{(002)}$-$I_{(003)}$-$I_{(004)}$	Al_xф.ед.*	Fe_yф.ед.*	
Домбаровское месторождение, Южный Урал										
1	9-1	Пирофиллит, слюда, хлорит, кварц, пш	9,89	19,81 20,10	14,00	20-60-20	35-7-58	1,9	3,5	углистый аргиллит
2	9-11	Слюда, хлорит, пирофиллит, каолинит, кварц, пш-следы	9,80		14,00	7-80-13	55-9-36	1,9	5	глинистый сланец
3	9-12	Пирофиллит, хлорит, слюда, каолинит	9,80	20,00	14,05	11-79-10	62-8-30	1,7	4,8	углистый аргиллит
4	9-13	Пирофиллит, хлорит, слюда, каолинит, кварц	9,82	19,86	14,04	23-54-23	46-20-34	1,8	1,7	углистый аргиллит
Брединское месторождение, Полтаво-Брединский район, Южный Урал										
5	5-1	Хлорит, слюда, пирофиллит-следы, кварц, пш	10,05	19,99 20,20	14,05	12-70-18	52-13-35	1,7	3,2	углистый сланец
6	5-4	Слюда, хлорит, пирофиллит-следы, пш, кварц	9,89	19,88 20,00	14,07	14-66-20	50-15-35	1,65	2,8	углистый алевролит
7	5-5	Хлорит, слюда, кварц, пш	9,80	19,91 20,30	14,03	15-65-20	50-16-34	1,8	2,7	песчаник м/з
Алтынайское месторождение, Егоршино-Каменский район, Средний Урал										
8	4и	Диккит, каолинит, аммониевые слюды, пирофиллит, кварц, пш	10,05	19,89 20,00						углистый аргиллит
9	7и	Диккит, каолинит, аммониевые слюды, пирофиллит, слюда	10,05	20,00 20,10						углистый аргиллит
Подосининское месторождение, Егоршино-Каменский район, Средний Урал										
10	4	Каолинит, диккит, слюда, пирит, смектит, углеводороды, кварц, кпш	10,60	19,89						углистый алевролит
неугленосный нижний карбон, Сухой Лог, Средний Урал										
11	1с	Слюда, хлорит, пш, кварц	10,12	19,93	14,16	27-50-23		1,3	1,4	песчаник (<0,001 мм)
12	2с	Хлорит, слюда, кварц, пш	10,16	19,93	14,10	23-59-18		1,6	2,2	алевролит (<0,001 мм)

*Al_xф.ед., Fe_yф.ед., где x и y — соответствующие коэффициенты в формуле $(Mg_{6-x-y}\,Fe_y\,Al_x)\,(Si_{4-x}\,Al_x)\,O_{10}\,(OH)_8$. Сокращения: пш — полевой шпат, кпш — калиевый полевой шпат

дифрактограммах, равным 3,55 и 7,13 Å, определяется каолинит. В некоторых образцах обнаружен диккит с эндотермическим эффектом при 670 °С. Диккиту соответствуют слабые рефлексы в области 3,35 и 7,06 Å. На дифрактограммах некоторых образцов были обнаружены линии отражения в 7,08 и 13,9 Å, которые могут быть отнесены как к железистому хлориту, так и к каолиниту. Межплоскостное расстояние каолинита d_{001} в 7,15 Å близко к межплоскостному расстоянию d_{002} (7,0–7,2 Å) хлорита. Нагрев образцов при 550 °С в течение часа приводит к превращению каолинита в метакаолин и к исчезновению соответствующих каолиниту базальных отражений. В нашем случае на повторных дифрактограммах, полученных после нагрева проб, наблюдались рефлексы в области 7,0–7,2 Å.

Таким образом, можно предположить, что минеральные ассоциации конкреционных образований претерпевали некоторые изменения в процессе постседиментационных преобразований угленосных отложений. В частности, в некоторых местах отмечается трансформация каолинита в диккит и появление железистого хлорита, а это происходит при изменении P-T условий постседиментационного преобразования осадочных комплексов.

Итак, изученные нижнекарбоновые отложения ряда месторождений восточного склона Урала испытали неоднократные тектонические нагрузки различного направления. Угли часто преобразованы в антрациты высокой степени метаморфизма, а во вмещающих породах происходят структурные перестройки минералов и появляются слюды модификации $2M_1$, характерные для высокотемпературных и высокобарических обстановок.

На Алтынайском и Егоршинском месторождениях установлены смешанослойные образования — аммониевые слюды. Эти месторождения характеризуются сложным строением и тектоникой, повышенной дислоцированностью и метаноносностью, а также высокой степенью метаморфизма пород и углей, что могло повлиять на возникновение аммоний-содержащих слюдистых минералов. Среди NH_4-содержащих минералов установлены несколько разностей, отличающихся между собой структурой и процентным содержанием ионов аммония (NH_4): NH_4-иллит-смектит (I/S), К-тобелит-смектит (T/S), К-тобелит (T), NH_4- иллит-смектит-вермикулит (I/S/V). Тобелитовые (с содержанием ионов аммония) структуры, скорее всего, были сформированы на основе каолинитовых и пирофиллитовых структур.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00584-а).

Литература

Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. М.: Недра, 1979. Т. 1. 626 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1967. Т. 4. 476 с.

Жуков О.В., Божко С.Д., Зворыгин А.В., Клементьев А.А., Козлов И.В., Смирнова А.В., Оценка промышленной угленосности карбона восточного Урала по карьеру на Алтынайском антрацитовом месторождении // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: УГГГА, 1995. Вып. 5. С. 243–252.

Расулов А.Т. Карбонатные конкреции терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 110 с.

Стукалова И.Е., Петрова В.В., Сахаров Б.А., Покровская Е.В. Калиевый тобелит-индикатор условий постседиментационного преобразования угленосных осадочных комплексов // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 3. С. 282–295.

Угольные месторождения и проявления Свердловской области: Справочник. Екатеринбург, Уральская геолого-съемочная экспедиция, 1998. 105 с.

Higashi S. Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica // Mineralogical Journal. 1982. V. 11. № 3. P. 138–146.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A., Drits V.A., Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // Clay and clay minerals. 1999. V. 47. № 5. P. 555–566

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД ПРИ СОЗДАНИИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ ВИЗЕЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПЕРМСКОМ КРАЕ

Т.В. Стукова, Е.Е. Винокурова

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в городе Перми, Пермь, stukova@permnipineft.com, vinokurova@permnipineft.com

Пермский край (Пермское Прикамье) — старейший нефтедобывающий регион России, находящийся на северо-востоке Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Визейский терригенный комплекс пород — один из основных продуктивных комплексов Прикамья, с ним связано более 50 % годовой добычи нефти. Потенциальные возможности обнаружения новых залежей в этом комплексе ещё не исчерпаны, поэтому изучение визейской терригенной толщи (ВТТ) как объекта разведки, поисков и добычи углеводородов не теряет актуальности.

Визейская терригенная толща, сформировавшаяся в условиях аллювиально-дельтовой равнины, имеет неоднородное литолого-фациальное строение. По мере развития территории во времени создавалось сложное сочетание отдельных форм рельефа, происходило их перемещение и наложение, приводящее к определенной последовательности напластования различных литологических разностей пород. Эти факторы очень затрудняют детальную послойную корреляцию разрезов даже близко расположенных скважин.

При реконструкции фациального строения ВТТ авторами используются теоретические основы и наиболее разработанные модели аллювиально-дельтовых и прибрежных фациальных ассоциаций (Пахомов В.И., Пахомов И.В., 1980; Мовшович и др., 1981; Муромцев, 1984; Эллиотт, 1990; Методика…, 2005; Сташкова и др., 2007; Вилесов и др., 2009) и наработки последних лет, продиктованные необходимостью решения поставленных производственных задач (Стукова и др., 2012; Винокурова и др., 2012; Путилов и др., 2012).

Основная направленность проводимых исследований — это установление генезиса **пластов-коллекторов,** а также картирование их по площади и в пространстве.

В ходе работы решаются такие задачи, как возрастная датировка пластов в разрезах скважин, их корреляция, диагностика фациальной принадлежности продуктивных отложений (по данным керна и ГИС), выявление пространственного распространения песчаных коллекторов различной фациальной принадлежности по материалам бурения, прогноз их простирания в межскважинном пространстве по данным сейсморазведки, установление закономерностей распределения по территории разнофациальных коллекторов с различными фильтрационно-емкостными параметрами.

Повышению достоверности построения литолого-фациальных моделей продуктивных отложений в пределах месторождений и других локальных участков территории Пермского края способствует комплексирование различных методов: циклостратиграфического, биостратиграфического, литолого-фациального, методов ГИС, результатов сейсмофациального моделирования.

При детальном расчленении терригенной толщи важными стратиграфическими единицами являются изохронные комплексы пород, сформированные за единый цикл осадконакопления, — циклиты. Визейские терригенные отложения имеют отчетливое циклическое строение, которое просматривается как по описаниям керна, так и по материалам ГИС. При выделении циклитов за начало седиментационного цикла принят переход от трансгрессивного ряда фаций к регрессивному, т.е. верхняя граница циклитов проводится в разрезе по кровле отложений, выражающих фацию максимума трансгрессии. Литологически это выражается сменой тонкозернистых осадков более крупнозернистыми, что фиксируется по керну скважин и на диаграммах ГИС. Элементарные циклиты выдерживаются по простиранию на сравнительно небольших расстояниях (1–3 км), теряя далее свое стратиграфическое значение. Они, закономерно сменяя друг друга в разрезе, образуют циклиты второго порядка (мезоциклиты), которые отличаются значительно большей выдержанностью по территории.

В наших исследованиях для корреляции отложений и литолого-фациальных построений эффективно используются циклиты второго порядка.

Возрастная привязка циклитов контролируется данными биостратиграфии (палинологического анализа). Объектом палинологических исследований являются дисперсные миоспоры, принадлежащие наземным растениям. Непрерывная временная последовательность (снизу вверх) комплексов дисперсных миоспор в ВВТ Пермского Прикамья явилась основанием для выделения восьми **палинологических зон** (Стукова, 2010, $2012_а$). Палинологические зоны (палинозоны, ПЗ) характеризуют определенные стадии в истории развития растительности, прослежены по всему Пермскому Прикамью. Они отражают стратиграфическую полноту разрезов по территории и являются надежными **биостратиграфическими единицами.** В комплексе с другими методами (циклический, литолого-фациальный, геофизический) палинозоны повышают достоверность расчленения и корреляции терригенных отложений (Стукова, $2012_б$).

Латеральное прослеживание циклитов осложняется фациальной неоднородностью толщи. Недоучет фациальных замещений при формальном сопоставлении циклитов, вмещающих песчаные пачки, неизбежно может привести к ошибочной корреляции. По этой причине литолого-фациальный и циклический анализы выполняются в тесном контакте друг с другом.

При проведении литолого-фациального анализа терригенных отложений главную роль в определении их генезиса играют литогенетические признаки, непосредственно наблюдаемые в керне. В первую очередь это структурно-текстурные особенности литологических разностей и органические остатки, содержащиеся в них. Важны также контакты и переходы слоев пород (фаций) в вертикальном разрезе, их положение в циклитах, присутствие в разрезе реперных фаций (болотных, представленных прослоями угля или углистого аргиллита, или морских, сложенных известняками). Информативными являются данные о фациальном замещении по площади в близлежащих разрезах. Территория края охарактеризована керном скважин разных лет бурения. В разрезах скважин с малым отбором керна или без отбора генезис отложений устанавливается по форме геофизических кривых (гамма-каротаж, электрокаротаж).

Некоторая формализация при выделении фаций (т.е. отражение фациального многообразия в неполном объеме) и дальнейшей их группировке для геологических построений объясняется утилитарными задачами использования результатов исследований. В основе группировки пород-коллекторов и пород-флюидоупоров по фациальным комплексам лежит отдаленность образовавших их геоморфологических элементов от береговой линии, потенциальные коллекторские свойства и толщины песчаников. Все фациальное многообразие отложений ВТТ Пермского Прикамья в зависимости от этих условий сгруппировано в четыре фациальных комплекса: аллювиально-русловой (АР), проток дельты (ПД), заливно-лагунного побережья (ЗЛП), баров и других прибрежно-аккумулятивных образований (Б) (Стукова, Винокурова, 2012).

Комплекс аллювиально-русловых фаций представлен фациями осевой части русла реки (стрежневая часть и русловая отмель) и прирусловых валов, генетически взаимосвязанных между собой. Толщина песчаников составляет 10–20 м и более, в целом характеризуются высокими коллекторскими свойствами.

Комплекс фаций проток дельты (надводная и подводная части) представлен фациями осевой части русла протоки и прирусловых валов. Мощность песчаных тел изменяется от 4–6 до 10 м, имеются признаки близости береговой линии. Коллекторские свойства отложений высокие.

Комплекс фаций заливно-лагунного побережья. Подразделяется на два подкомплекса. К первому относятся песчаники с толщинами 2–4 м. Это фации кос заливов и поймы. Коллекторские свойства преимущественно средние, иногда высокие, реже низкие. Ко второму — отложения тиховодной части заливов, заболоченной прибрежной равнины. Толщины песчаников не превышают 2 м. Коллекторские свойства низкие, реже средние и высокие. Отложения преимущественно являются породами-флюидоупорами.

Комплекс баров и других прибрежно-аккумулятивных образований. Толщина песчаников от 3,5 м до 10–12 м и более. Коллекторские свойства неоднородные: от высоких до низких.

Такая группировка фаций находит свое отражение при построении палеогеологических разрезов и схематических литолого-фациальных карт изученных территорий.

При построении литолого-фациальных карт местоположение песчаников в межскважинном пространстве контролируется результатами сейсмофациального анализа (Путилов, Винокурова, Стукова, 2012).

Таким образом, применяемый комплексный подход дает достаточно полное представление о разнофациальном строении ВТТ; генезисе, достоверной возрастной привязке и корреляции продуктивных пластов, их распространении по территории; закономерности распределения по территории коллекторских свойств слагающих толщу пород. Предложенная нами литолого-фациальная модель с группировкой отложений на основе фациальной принадлежности продуктивных пластов, их потенциальных коллекторских свойств и толщин адаптирована для решения разноплановых геологических задач. Она может быть применена для изучения терригенных отложений подобного генезиса разного возраста и любой территории.

Литература

Вилесов А.П., Имамов Р.Р., Путилов И.С., Винокурова Е.Е. Фациальные комплексы девонской терригенной толщи юго-запада Пермского края // Верхний палеозой России. Стратиграфия и фациальный анализ: Матер. Второй Всерос. науч. конфер. Казань, 2009. С. 88–90.

Винокурова Е.Е, Стукова Т.В. Генезис отложений и уточнение пространственного размещения песчаных тел визейской продуктивной толщи юго-восточной части территории Пермского края // Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. Сб. науч. тр. 2-го Регионального совещания. Томск, 2012.

Методика исследования визейской терригенной толщи для моделирования ее строения / Сташкова Э.К., Пахомов В.И., Стукова Т.В. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений.- М.: ВНИИОЭНГ, 2005.- № 3-4.- С. 60–71.

Мовшович Э.Б., Кнепель М.Н., Несмеянова Л.И., Польстер Л.А. Принципы выявления зон фациального контроля нефтегазонакопления. М.: Недра, 1981. 268 с.

Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

Пахомов В.И., Пахомов И.В. Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недра, 1980. 152 с.

Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Винокурова Е.Е. Особенности строения визейского терригенного комплекса и его потенциальные возможности в Пермском крае // Состояние и перспективы нефтегазового потенциала Пермского края и прилегающих регионов: Сб. докл. науч.-практ. конф. КамНИИКИГС (8–9 ноября 2006 г.). Пермь, 2007. С. 111–120.

Стукова Т.В. Палиностратиграфия верхнетурнейско-визейских (косьвинско-тульских) терригенных отложений Пермского Прикамья: Автореф. дис. …канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2010. 23 с.

Стукова Т.В. Роль литолого-фациального и палинологического анализов в возрастной датировке и корреляции песчаных пластов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. $2012_а$. № 4. С. 4–10.

Стукова Т.В. Палинологическая характеристика турнейско-визейских терригенных отложений Пермского Прикамья // Российский палеоботанический журнал Lethaea rossica. $2012_б$. Т. 6. С. 33–57.

Стукова Т.В., Винокурова Е.Е. Методические особенности построения литолого-фациальной модели визейской терригенной толщи Пермского Прикамья // Приоритетные и инновационные направления в литологических исследованиях. Сб. науч. тр. 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург, 2012.

Путилов И.С., Винокурова Е.Е., Стукова Т.В. Комплексирование результатов литолого- и сейсмофациальных исследований при поисках бобриковских палеорусел на территории Ножовского месторождения // Ленинградская школа литологии. Сб. науч. тр. Всероссийского литологического совещания, посвящ. 100 летию со дня рождения Льва Борисовича Рухина. СПб., 2012.

Эллиотт Т. Дельты // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 144–191.

СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА МОРЕН РУССКОЙ РАВНИНЫ В СВЯЗИ С ПИТАЮЩИМИ ПРОВИНЦИЯМИ

Н.Г. Судакова, Г.М. Немцова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, radikm1986@mail.ru

Актуальность системного подхода к изучению ледниковой формации предопределена особенностями самого объекта, который с полным основанием можно рассматривать как развивающуюся в пространстве и во времени целостную многокомпонентную систему, многослойную по времени формирования, со свойственными ей тенденциями развития — направленностью и ритмичностью. Для установления пространственно-временных закономерностей необходим сопряженный анализ системообразующих факторов: динамико-генетических, зонально-географических, провинциально-геологических с учетом унаследованности характеристик. В процессе ледникового литогенеза источники питания и арена осадкообразования находятся в едином информационном поле. При этом очень важно различать и идентифицировать влияние удаленных, транзитных и местных питающих провинций, вносящих свой особый вклад в формирование сбалансированного минералогического состава морен.

Исходным материалом для сравнительного анализа и обобщения послужили данные комплексного анализа вещественного состава морен, наиболее полно и равномерно обеспеченных минералогическими анализами. В основу сводной карты минералогических провинций (Судакова, Немцова, 1996) положен статистически надежный материал (около 500 анализов фракции 0,1–0,25 мм и столько же рентген-дифрактометрических определений глинистых минералов во фракции менее 0,001 мм).

Сложная палеогеографическая обусловленность ледникового литогенеза требует особой стратегии при исследовании закономерностей пространственной изменчивости состава отложений. Диагностика и корреляция стратиграфических горизонтов рассматривается как комплексная палеогеографическая проблема, требующая для своего разрешения учета всего природного комплекса, всех факторов литогенеза. Для этого разработаны принципы литологической сопоставимости ледниковых отложений. Конструктивным методическим решением проблемы литологической корреляции послужило впервые осуществленное литолого-палеогеографическое районирование области древнего покровного оледенения Русской равнины по типу питающих ледниковых провинций в тесной связи с общей палеогеографической обстановкой (Судакова, 1990). На основе составленной прогнозной карты литорайонов Центра и Севера Русской равнины определены правила меридиональной и широтной корреляции ледниковых отложений (Судакова, Немцова, 2004).

Выделенные ассоциации ведущих терригенных, аутигенных и глинистых компонентов, свойственных коренным породам, послужили основанием для обособления десяти доледниковых питающих провинций с индивидуальной характеристикой руководящих минералов (Немцова, Судакова, 1981). Анализ закономерностей формирования минералогических ассоциаций и соответствующих провинций терригенных и глинистых минералов в ледниковых отложениях приводит к следующим заключениям: 1) ведущим фактором выделения минералогических провинций ледниковых отложений и формирования их границ является потоковая радиальная структура ледникового покрова и посекторное распределение руководящих минералов удаленной питающей провинции (Скандинавской для московского оледенения); 2) граница раздела крупных макропровинций с характерным набором компонентов из удаленной, транзитной и местной питающих провинций обусловлена резкой сменой подстилающих ледниковый покров пород.

Новые принципы организации комплексного системного исследования самих ледниковых отложений позволяют обосновать в пределах Русской равнины упорядоченную структуру минералогических провинций гляциосистем (Реконструкция…, 2008). На карте минералогических провинций (Судакова, Немцова, 2004), в основу составления которой

положен массовый статистически надежный материал, выделены две макропровинции: западная роговообманково-циркон-гранатовая с иллитом, находящаяся под влиянием кристаллических пород Скандинавского центра оледенения, и восточная эпидот-роговообманковая смектит-иллитовая, связанная с Тимано-Уральской областью сноса; а также четыре провинции первого порядка, подразделенные на девять подпровинций. Посекторно с запада на восток в ледниковых отложениях уменьшается доля граната (с 23 до 15 %) и иллита (с 60–70 до 40–50 %), но возрастает содержание эпидота (с 5 до 20–30 %) и смектита (с 10–15 до 20–30 %). Одновременно в дистальном направлении снижается процент неустойчивой роговой обманки и иллита. Максимальное содержание эпидота, ассоциирующегося с Тимано-Уральской областью сноса, свойственно моренам северо-восточных областей Русской равнины, которые характеризуются также повышенным содержанием смектита, поступающего из мезозойских подстилающих пород. Количество руководящего минерала Фенноскандии — роговой обманки — в моренах испытывает как посекторные (субширотные), так и зональные изменения (по радиусу движения ледника). Максимальное содержание роговой обманки и прочих амфиболов и пироксенов свойственно моренам Беломорского сектора.

Провинциальные различия минерального состава морен обусловлены степенью обогащения ледниковых отложений компонентами местных питающих провинций. Эта зависимость проявляется в повышенном содержании в моренах таких акцессорных минералов, как дистен, ставролит, глауконит, сульфиды, а в спектре глинистых минералов — каолинита, хлорита, палыгорскита и др. Элементы зональной структуры минералогических провинций связаны с зональным расположением аккумуляций разновозрастных ледниковых покровов, границы которых предопределяют контуры провинций первого порядка. Радиальные потоковые гляциоструктуры разграничивают секторы влияния удаленных питающих провинций и одновременно контролируют пути транзита влекомых наносов, тогда как отдельные морфолитоструктуры коренного основания маркируют ареалы ассимиляции местных подстилающих пород.

Установленные тенденции колебания параметров минерального спектра в составе терригенных, аутигенных и глинистых компонентов по простиранию и в разрезе подчиняются общим закономерностям: а) посекторной изменчивости в соответствии с потоковой структурой ледникового покрова и дифференциацией удаленных источников сноса, б) провинциальной специфике в зависимости от подстилающих пород ложа, в) зональности в границах разновозрастных ледниковых покровов, а также г) эволюционной направленности и ритмичности в связи с возрастной перестройкой потоковой структуры ледника и освоением определенных удаленных и транзитных питающих провинций. Разработанная структура минералогических провинций морен имеет определяющее значение для их пространственной литологической корреляции и служит важным критерием для воссоздания структуры и динамики разновозрастных ледниковых покровов, а также способствует контролю над стратиграфическими построениями (Судакова, Немцова, 2011, 2012).

Карбонатность морен — один из показателей обстановки гляциолитогенеза, зависящий от интенсивности экзарационно-аккумулятивной деятельности ледниковых потоков, осваивающих определенные транзитные и местные питающие провинции. Для выяснения тенденций пространственной изменчивости параметров CO_2 карбонатов составлена оригинальная карта-схема, на которой выделены ареалы различной степени карбонатности разновозрастных морен. При этом более насыщенными оказываются, как правило, древние генерации, сохранившие более тесную связь с подстилающими карбонатными породами. По степени карбонатности морен территория подразделяется на несколько округов: 1 — Можайско-Боровский в пределах карбонового плато с высокой карбонатностью морен порядка 6 %; 2 — Подмосковный, приуроченный к останцовым возвышенностям на мезозойском цоколе, с показателем карбонатности морен в среднем 2–4 %; 3 — Ростовско-Ярославский на мезозойской равнине с карбонатностью морен до 4–6 %, что обусловлено влиянием транзитной питающей провинции на карбонатных коренных породах; 4 — Вычегодский. В бассейне реки Вычегды карбонатность днепровской морены составляет в среднем 8,6 %, московской — 11,9. Сравнительно пониженное содержание карбонатов в днепровской морене бассейна Вычегды связано с ассимиляцией

пермо-триасовых пестроцветных и юрских песчано-глинистых пород, преимущественно развитых на пути движения днепровского ледника из Новоземельско-Уральского центра. Тогда как московская морена бассейна Вычегды, связанная со Скандинавским центром оледенения, ассимилировала в значительной мере известняки карбона и перми, занимающие обширные площади в нижнем-среднем течении Северной Двины.

Из анализа следует, что первичная карбонатность основных морен как унаследованный признак вещественного состава формируется в тесной связи с местными и транзитными питающими провинциями и может быть использована в качестве одного из критериев определения источников и направления сноса ледникового материала, а в комплексе с минералого-петрографическими спектрами и как диагностический критерий выделения и корреляции моренных горизонтов.

Перспективное направление системного литологического исследования — комплексное минералогическое районирование в сочетании с другими характеристиками вещественного состава приобретает важное палеогеографическое и стратиграфическое значение. Установленные закономерные тенденции пространственной изменчивости состава морен предопределяются особенностями геологического строения и рельефа подстилающих пород в связи с радиальной потоковой структурой ледниковых покровов. Минералогические провинции интегрально отражают основные закономерности посекторной, зональной и провинциальной специфики их минералогических ассоциаций, что необходимо принимать во внимание при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях.

Литература

Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций Центра и Севера Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Серия 5. География. 1981. № 1. С. 28–38.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Изд. МГУ, 2008. 166 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Московского ун-та, 1990. 159 с.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции московской морены на Русской равнине // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 5. С. 74–79.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции древнеледниковой области Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Серия 5. География. 2004. № 2. С. 42–47.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Питающие минералогические провинции как ведущий фактор формирования региональных особенностей состава отложений квартера // Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. Т. II. Казань, 2011. С. 303–305.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Питающие и минералогические провинции гляциолитосистем Русской равнины // Материалы Всероссийского литологического совещания «Ленинградская школа литологии». Т. 1. СПб., 2012. С. 252–253.

ПАЛЕОКЛИМАТ ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ЭПОХИ В ПРЕДУРАЛЬСКОМ КРАЕВОМ ПРОГИБЕ (ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

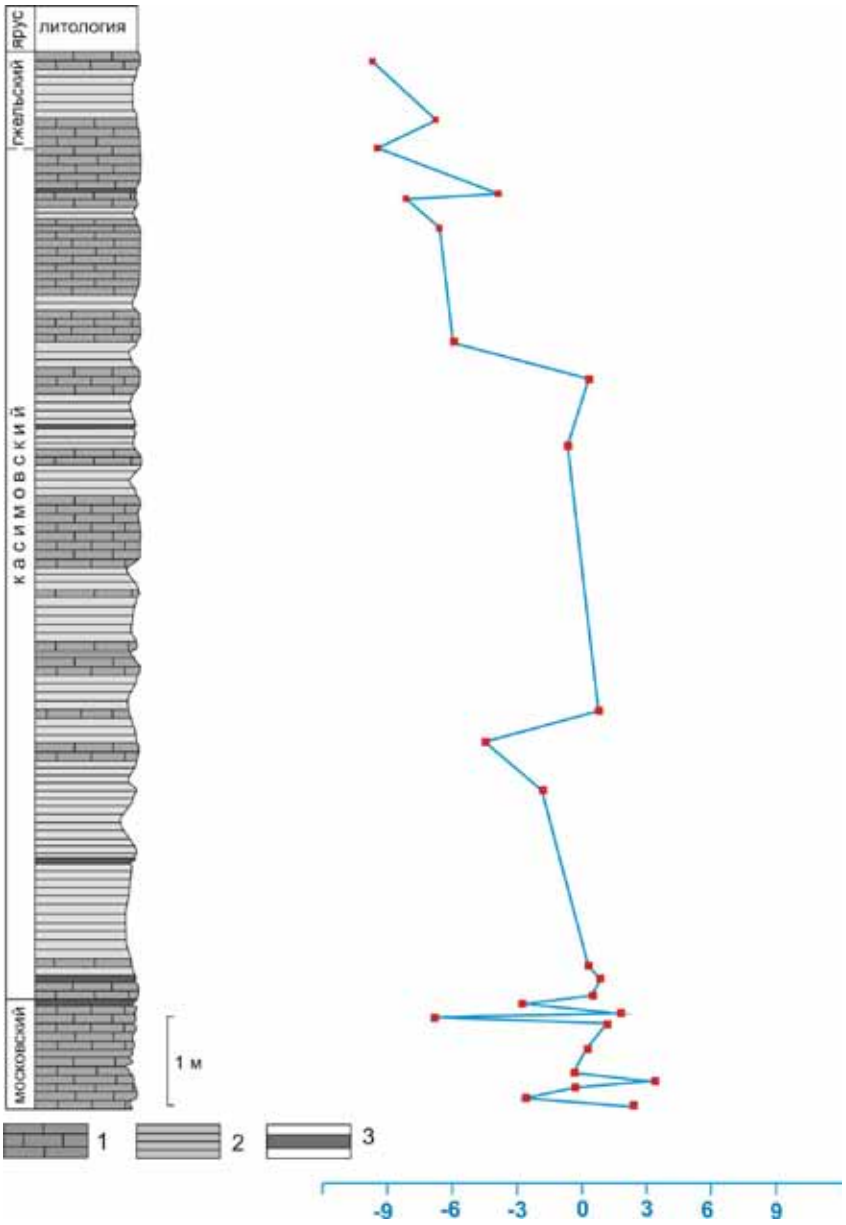
Г.М. Сунгатуллина, М.И. Закиров, Р.Х. Сунгатуллин, Г.А. Баталин, Б.И. Гареев

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Guzel.Sungatullina@kpfu.ru

В настоящее время литологические и геохимические данные широко используются для воссоздания палеогеографии бассейнов осадконакопления и выделения трансгрессивно-регрессивных циклов. Кроме того, эти результаты важны как дополнительный инструмент глобальной корреляции разрезов (Grossman et al., 2008; Buggisch et al., 2011; Saltzman, Thomas, 2012 и др.). Ниже приводятся данные по изучению $\delta^{13}C$ в каменноугольных породах разреза Усолка, который расположен в Предуральском краевом прогибе и детально изучен в литологическом и палеонтологическом отношении (Чувашов и др., 1990; Nelson, Ritter, 1999; Zeng et al., 2012).

Для изотопных исследований отобраны преимущественно карбонаты нижней части гжельского, полностью касимовского и верхней части московского ярусов (рисунок). Проверка «чистоты» отбора проб для углеродной изотопии осуществлялась с помощью описания шлифов и проведения рентгенофлуоресцентного спектрального анализа. Исследования $\delta^{13}C$ проводились на анализаторе iTOC-CRDS в Казанском федеральном университете с точностью определения 0,3 ‰.

Значения $\delta^{13}C$ изменяются от −9,32 до 3,29 ‰ (рисунок), при этом отложения московского и нижней части касимовского яруса по изотопным данным можно отнести к нормально-осадочным морским карбонатам (−2…2 ‰). Известно, что наиболее тяжелым изотопным составом углерода характеризуются осадки прибрежных фаций (Peryt, Magaritz, 1990), в то время как глубоководным отложениям свойственны более низкие величины $\delta^{13}C$. Для верхнекасимовских и гжельских пород характерно резкое облегчение изотопного состава углерода (−9,32…−4 ‰), что может указывать на похолодание климата в позднекаменноугольную эпоху в данном регионе. Полученные данные по изотопному составу вполне согласуются с предыдущими изотопными исследованиями в разрезе Усолка гжельских и ассельских отложений (Nelson,



Распределение величины $\delta^{13}C$ в разрезе Усолка, ‰.

1 — карбонаты, 2 — сланцы, 3 — туфы

Ritter, 1999; Zeng et al., 2012 и др.). Так, для пород гжельского яруса характерны очень легкие значения $\delta^{13}C$ (−12,6…−4 ‰).

Касимовские и гжельские карбонаты изученного разреза по изотопному составу углерода характеризуются аномально низкими значениями $\delta^{13}C$ (см. рисунок), по сравнению с глобальными кривыми (Saltzman, Thomas, 2012), а также с результатами в стратотипической местности — Подмосковье (Mii et al., 2001; Buggisch et al., 2011). Причинами аномально низких значений $\delta^{13}C$ в разрезе Усолка, возможно, являются достаточно глубоководные условия осадконакопления в палеоуральском бассейне, а также местные палеоклиматические и тектонические особенности. Кроме того, колебания состава стабильных изотопов, включая и углерод, многие исследователи связывают с процессами оледенений в позднем палеозое и соответствующим изменением объемов захоронения органического углерода в океане за счет изменения атмосферного CO_2 (Bruckschen et al., 1999; Mii et al., 2001; Grossman et al., 2008; Zeng et al., 2012 и др.).

Таким образом, результаты изучения стабильных изотопов углерода в карбонатах разреза Усолка позволяют заключить, что осадкообразование в конце московского – начале касимовского веков происходило в глубоководных морских бассейнах нормальной солености. Предполагается, что с середины касимовского века в данном регионе происходило похолодание климата, что подтверждается изотопно-легкими карбонатами ($\delta^{13}C$= −12,6…−4 ‰). Нельзя также исключать воздействия вторичных диагенетических процессов на изотопную систему углерода, хотя подобные явления предыдущими исследователями в разрезе Усолка не отмечались (Чувашов и др.,1990; Nelson, Ritter, 1999; Zeng et al., 2012). Поэтому генетическая интерпретация изотопных данных требует дальнейших более детальных литолого-геохимических и биостратиграфических исследований.

Литература

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 402 с.

Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous. Proxy signals for ocean chemistry, climate, and tectonics // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 127–163.

Buggisch W., Wang X, Alekseev A.S., Joachimski M.M. Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 301. P. 18–38.

Grossman E.L., Yancey T.E., Jones T.E., Bruckschen P., Chuvashov B., Mazzullo S.J., Mii H-S. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 268. P. 222–233.

Mii H-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform - evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciations // Chemical Geology. 2001. V. 175. P. 133–147.

Nelson S.T., Ritter S.M. A large carbon isotope anomaly at the Carboniferous-Permian boundary: the Usolka River section of Russia // Permophiles. 1999. V. 33. P. 19–21.

Saltzman M.R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. 2012. P. 207–232.

Zeng J., Cao C-Q., Davydov V.I., Shen S-Z. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 601–610.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ПРОБЛЕМ И ПАРАДОКСОВ СТРАТИГРАФИИ ИНТРАПЕРИКРАТОННЫХ КАРБОНАТНЫХ БАССЕЙНОВ (НА ПРИМЕРЕ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С.С. Сухов

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, sukhov@sniiggims.ru

Сибирская платформа характеризуется необычайно широким распространением нижнепалеозойского карбонатного чехольного комплекса и особенно кембрийских отложений. Для исследования последних она благодатный объект во многих отношениях. Это возможность и прослеживания, и изучения редкостного фациального разнообразия осадочных образований данного стратиграфического диапазона, и реконструкции условий и процессов их формирования в палеобассейнах, и разработки Общей (Российской) и Международной стратиграфических шкал, и установления закономерностей образования ловушек углеводородов в карбонатных толщах и многого другого. Сочетание очень слабой дислоцированности отложений, их хорошей обнаженности вдоль многочисленных рек, полноты разрезов и их фаунистической охарактеризованности сыграло благоприятную роль на ранней стадии исследований кембрийских отложений. Даже при наличии первоначально весьма редкой сети скважин это обеспечило относительно быстрый (с 30-х до начала 70-х годов прошлого века) прогресс в разработке стратиграфической основы региона, в познании его общей палеогеографической позиции, тектоники, литологии и фациальной зональности, которые в дальнейшем уточнялись и дополнялись разработками седиментационной модели, реконструкциями морфологии палеобассейна и детализацией его вещественно-слоистой структуры и пр.

Вместе с тем развернувшиеся в последующие годы бурение и детальные исследования на обширной территории восточной окраинной части Сибирской платформы (на северном склоне Алданской антеклизы и южном склоне Анабарской антеклизы), охватывающей многочисленные хорошо обнаженные и фаунистически наиболее обеспеченные кембрийские разрезы, стали выявлять парадоксальные несовпадения в исходной фактуре и, как следствие, приводить к большим вариациям в результирующих построениях (палеогеографических, тектонических, стратиграфических и др.). В первую очередь это касалось различий между, с одной стороны, стратиграфическими последовательностями, установленными в результате изучения естественных обнажений и геологического картирования (и, ввиду их исторической первичности, обычно входящими в утвержденные стратиграфические схемы и лежащими в основе легенд геолкарт), и, с другой стороны, теми последовательностями, которые вскрывались скважинами. На одних и тех же площадях обнаруживалось значительное (до порядка) различие мощностей и состава соответствующих отложений. Также парадоксальным было и то, что при проведении детальных исследований не находило биостратиграфического и литологического проявления то структурное несогласие между средним и верхним кембрием, которое отчетливо устанавливалось геологическим картированием и дешифрированием аэрофотоснимков в бассейнах Оленека, Муны, Тюнга. Не подтверждалось и наличие отрисовывавшегося при картировании Учуро-Ленского прогиба с огромными мощностями отложений амгинского и майского возраста в его центре (Чернышева, 1961; Писарчик и др., 1975; Нужнов и др., 1977; Голошейкин и др., 1978). Многолетние дискуссии по этим вопросам сошли на нет в 1990-е годы не по причине решения проблем, а в связи с глубокой стагнацией в геологической отрасли и уходом из нее специалистов, владевших информацией.

Сейчас очевидно, что причина столь значительных несоответствий кроется не в обнаружении в промежутках между ранее изученными естественными обнажениями каких-то неведомых ранее геологических структур, а в несовершенстве методики анализа стратифицированных образований. Современный уровень изученности процессов осадконакопления, механизмов формирования осадкоемкого пространства палеобассейнов и слоистой структуры их осадочного выполнения дает основание критически оценить ряд

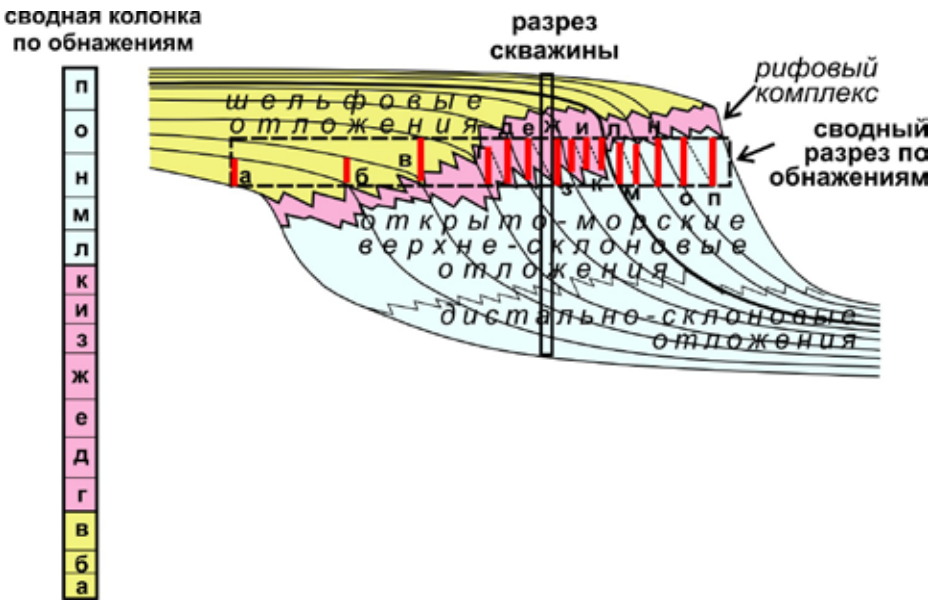
общепринятых приемов и подходов, применяемых при исследовании чехольных кратонных комплексов.

В первую очередь это относится к главенствующей в отечественной осадочной геологии «блинно-стратиграфической парадигме» — представлениям, согласно которым первичное залегание слоев признается горизонтальным или же их первичной негоризонтальностью допускается пренебрегать (то есть современные наклоны слоев связываются исключительно с постседиментационными тектоническими процессами); состав отложений и их стратиграфическая последовательность на значительных площадях в пределах т. н. фациальных регионов, областей или зон считаются выдержанными, а изменения связываются лишь с границами этих подразделений; палеобассейны, особенно платформенные, воспринимаются как мелководные эпейрические моря без существенной батиметрической дифференциации.

Наиболее явственно эти концептуальные анахронизмы проявляются в отношении карбонатных осадочных бассейнов, характеризующихся резкими фациальными переходами, значительными, на коротких расстояниях, перепадами глубин и крутыми, до десятков градусов, первичными седиментационными падениями поверхностей напластования (поверхностей дна в палеобассейне). Именно таковыми являются кембрийские бассейны Сибирской платформы.

Многолетние разносторонние исследования кембрийских карбонатных отложений этого региона, проводимые специалистами целого ряда организаций (Писарчик и др., 1975; Конторович и др., 1981; Решения..., 1983 и др.), анализ большого количества разрезов глубоких параметрических и колонковых скважин, пробуренных в последние десятилетия, сейсмических профилей, а также естественных разрезов дали убедительные свидетельства наличия сложной, но вполне закономерной сигмоидной архитектуры кембрийских отложений (Асташкин и др., 1984; Сухов, 2012; Сухов и др. 2004, 2013 и др.). В пределах распространения открыто-морских, или бассейновых, отложений кембрийская толща имеет в сечении форму призмы гигантских размеров — более полутора километров мощностью и протяженностью до полутысячи километров (рисунок). Она обусловлена длительным формированием карбонатных платформ, оконтуриваемых рифовыми образованиями, и смежных с ними бассейнов (Юдомо-Оленекского, Хантайско-Оленекского и др.): расширением первых и оттеснением к окраинам кратона вторых. В раннем кембрии, особенно в ботомское, тойонское и амгинское время (в период формирования черносланцевой куонамской формации), происходило последовательное углубление бассейнов за счет «голодного», с резко выраженной недокомпенсацией, осадконакопления. В это же время формировалась мощная, до 1,5 км и более, толща шельфовых (эвапоритовых внутри и рифовых по внешней окраине шельфа) образований, которые со временем увеличивали свою площадь. В процессе роста карбонатных платформ нарастала и крутизна их рифового фронтального склона. Затем, в основном в майском веке и позднем кембрии, шло интенсивное боковое заполнение осадкоемкого пространства бассейнов флишевыми силикатно-карбонатными отложениями и обмеление акваторий. Все формационно-фациальные комплексы и морфоструктурные элементы — шельф, рифовый бордюр карбонатной платформы и ее склон, открытый бассейн и др. — испытывали значительное (до 400–500 км) в целом однонаправленное проградационное смещение, что и обусловливало асинхронность, или «скольжение», границ большинства свит и литологических комплексов и их пилообразную форму и субгоризонтальную полого-восходящую ориентировку. Важно то, что в результате масштабной проградации в кембрийской толще зональность фациально-формационных комплексов сменяется не только по латерали, но и по вертикали. Образуется своеобразный «пирог» из разнофациальных отложений (с миграционной слоистостью, по Н.Б. Вассоевичу). Тип вскрываемых в обнажениях отложений будет зависеть не столько от их стратиграфического объема, сколько от глубины эрозионного среза седиментационной призмы.

Наличие такой архитектуры и традиционность подходов к ее изучению при стратиграфических исследованиях, недооценивающих или игнорирующих законы осадконакопления, объясняют причины возникновения иллюзии существования перерыва и структурного несогласия между средним и верхним кембрием. Она вызвана различием первичных седиментационных наклонов, с одной стороны, в открыто-морских склоновых отложениях и, с другой стороны, в перекрывающих их почти горизонтальных внутришельфовых отложениях внутри единой проградирующей осадочной системы. К различию в углах падений могли



Модель, отражающая пространственно-временные соотношения внутришельфовых, окраинно-шельфовых (рифовых) и открыто-морских склоновых формационно-фациальных комплексов внутри гигантской седиментационной призмы кембрийских отложений.

Схема демонстрирует реальное (в действительности горизонтальное) расположение сводного стратиграфического разреза в случае составления его в слабо дислоцированных платформенных отложениях и направления вдоль проградации осадочного заполнения бассейна. Такое сечение обусловливает завышение мощностей отложений, особенно имеющих крутые первичные седиментационные наклоны, а также искажение, до перевернутости, соотношений литостратонов (в скважине внизу — открыто-морской комплекс, вверху — шельфовый; в сводном разрезе — обратное соотношение). Относительное падение уровня моря (нарастание регрессии после фазы высокого стояния — **г–к**) на рубеже **к–л** в сводном разрезе будет фиксироваться как трансгрессия (смена рифовых фаций открыто-морскими)

добавляться еще и азимутальные различия в случае, если вся сигмоидная толща испытывала в последующем неравномерное погружение (как на юго-западном склоне Анабарской антеклизы, сопряженном с Курейской синеклизой, — с более интенсивным погружением юго-западной, шельфовой, стороны).

Также становится понятным резкое различие последовательностей литостратонов и мощностей отложений, устанавливаемых в скважинах в сравнении с таковыми в естественных сводных разрезах. Это обусловлено следующим. Отложения чехла кратона слабо дислоцированы и обычно хорошо обнажены вдоль рек на больших площадях. На востоке платформы сечения вдоль многих из них (Чабда, Алдан, Амга, Ботома, Лена, Тюнг, Муна, Оленек) преимущественно совпадают с направлением проградации палеосклонов. На протяжении многих десятков до сотен километров они могут демонстрировать первичные уклоны слоев в палеобассейне: весьма незначительные во внутришельфовом комплексе, доходящие до первых десятков градусов в рифовых образованиях по окраине шельфов и варьирующие от долей до первых градусов в бассейновых отложениях. Эти в целом небольшие уклоны, *интерпретируемые обычно как тектонические*, при преобладающих неглубоких эрозионных врезах вдоль рек вынуждают исследователей составлять сводные разрезы ступенчатым наращиванием частных разрезов и представлять их как единую колонку (см. рисунок). Правомочность такой процедуры, именуемой теоретиком стратиграфии Л.Л. Халфиным (1980) правилом Стэмпа, или «второй аксиомой стратиграфии» (после правила последовательности напластования Стенона), у подавляющего большинства геологов сомнений не вызывает. При этом начальные и конечные точки разрезов оказываются разнесенными на большие дистанции, а направления сводных разрезов — в действительности не вертикальными, а практически горизонтальными, параллельными палеоуровню моря. Эти сводные разрезы представляют собой маломощные субгоризонтальные фрагменты гигантской призмы, что принципиально отличает их от

таковых скважин, пробуренных на той же площади вертикально (рисунок). Как следствие, мощности отложений в сводных разрезах (и стратиграфических схемах, представляемые как вертикальные) могут существенно отличаться в сторону увеличения, особенно в образованиях рифовых проградирующих комплексов, а итоговые биофациальные и литостратиграфические последовательности в них, при сохранении их временóй последовательности, могут доходить до полной противоположности реальным (как это имеет место в разрезах Чабды, Алдана, Тюнга).

Практически все стратиграфические схемы, легенды и геологические карты, официально утвержденные и ныне действующие, разрабатывались еще в конце прошлого века преимущественно на материалах хорошо фаунистически охарактеризованных естественных обнажений. К сожалению, они не учитывали указанных особенностей слоистой архитектуры кембрийских отложений и специфику составления в них сводных разрезов. В результате эти документы в некоторых отношениях пришли в противоречие с данными последних десятилетий.

Выявленные закономерности требуют пересмотра в целом методики разработки стратиграфической основы для разнообразных геологических исследований.

Для адекватного воспроизведения современных данных в различных стратиграфических построениях необходимо (Сухов и др., 2013):

- внесение корректив в традиционные приемы исследования стратифицированных образований кратонов;
- изменение формы стратиграфических схем, в частности, узаконивание для них самостоятельных, «работающих» параллельно фациальных шкал;
- отказ от «сквозного», или фиксированного на протяжении длительного времени, фациального районирования территории;
- обязательное введение в качестве дополнительных документов, сопровождающих схемы, седиментационных моделей и пр.

Литература

Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К., Еханин А.Е. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы // Тр. СНИИГГиМС. М.: Недра, 1984. 181 с.

Голошейкин А.Б., Асташкин В.А., Егорова Л.И. Строение и возраст танхайской свиты стратотипической местности амгинского яруса кембрия Сибирской платформы // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири: Сб. научн. тр., вып. 260. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. С. 37–41.

Конторович А.Э., Евтушенко В.М., Ивлев Н.Ф., Ларичев А.И. Закономерности накопления органического вещества на территории Сибирской платформы в докембрии и кембрии // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 19–42.

Нужнов С.В., Потапов С.В., Лобанова А.Ф., Спарышкин М.М. Геологические основы стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 173 с.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 215. Л.: Недра, 1975. 195 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

Сухов С.С. Палеогеографические и седиментологические реконструкции как основа совершенствования стратиграфического каркаса (о некоторых парадоксах и заблуждениях в региональной стратиграфии кембрия Сибирской платформы) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы III Всероссийского совещания «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 219–221.

Сухов С.С., Варламов А.И. Кембрийские рифовые образования Якутии (к истории исследований и перспективам их нефтегазоносности) // Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы: Сб. научн. статей. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. С. 63–78.

Сухов С.С. Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Роль региональных факторов в разработке стратиграфических схем нового поколения, Общей и Международной шкал (на примере кембрия Сибирской платформы) // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание. Сб. статей. М.: ГИН РАН, 2013. С. 91–97.

Халфин Л.Л. Теоретические основы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

Чернышева Н.Е. Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения алданского яруса // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 49. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 3–39.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЙОНА СЛИЯНИЯ РЕК АМУР И УССУРИ (ДВ РФ)

Л.Б Сушкин

Western Pacific Minerals LLC, Хабаровск, sushkinl@mail.ru

Описываемый район слияния крупных рек Амур и его правого притока Уссури расположен в центральной части Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ), который ранее считался кайнозойской наложенной межгорной впадиной, расположенной на стыке Цзямусы-Ханкайского микроконтинента с его окраинными прогибами и прогибами Сихотэ-Алиньского орогенного пояса.

С современных позиций, СОБ является составной частью Восточно-Азиатского рифтогенного пояса, а представления о его структуре и истории развития претерпели значительные изменения. Новые концепции и данные геологов КНР указывают на перспективность СОБ на углеводороды.

Развитый в пределах центральной части данного района Хабаровский хаотический комплекс мезозойских осадочных пород (ХХК) весьма своеобразен по составу и строению. Ранее в хабаровском комплексе выделялся ряд свит и толщ (утанакская, хабаровская, воронежская, пионерская, пиванская), возраст которых считался позднепалеозойским (Беляев, 1978; Варнавский, 1991; Государственная..., 2008; Среднеамурский..., 2009). Общей особенностью большинства перечисленных свит на фоне их существенно вулканогенного состава является присутствие в различных частях разреза многочисленных нередко весьма крупных неправильных включений, линз, будин, «чечевиц» известняков с фауной фораминифер каменноугольного и пермского возраста, на чём и базировался ранее возраст самих толщ. Биостратиграфические исследования последних двух десятилетий показали, что большая часть пород комплекса имеет мезозойский возраст, но и теперь стратиграфия комплекса изучена недостаточно полно. В его составе, особенно в нижней части разреза, представленной утанакской свитой, широко развиты необычные породы хаотичного строения, называемые микститами, которыми сложены, в частности, Амурский Утёс, Воронежские, Краснореченские высоты, Казачья гора, отроги дуговых хребтов Хехцир и Вандан, многие другие места в окрестностях города Хабаровска. Мощность микститовых горизонтов достигает 150–200 м и более (Варнавский, 1991; Врублевский, 1988; Среднеамурский…, 2009).

Характерной особенностью разреза перечисленных свит является присутствие прослоев тёмно-серых и чёрных углисто-глинистых сланцев, нередко динамометаморфизованных до порошковатых, сажистых пород, наиболее многочисленных в верхах воронежской свиты.

Аналогичные микститы широко развиты и в периферийной части данного района, в частности, в пределах Хорско-Анюйской структурно-формационной зоны. Как и в хабаровском хаотическом комплексе, здесь установлены многочисленные глыбы верхнепалеозойских известняков, нередко заключённые не только в тонкообломочный осадочный матрикс, но и в вулканогенный, в том числе эффузивный материал — лавы среднего и основного состава.

Различными исследователями эти образования относились ранее то к брекчиевидным конгломератам, то к продуктам будинажа нормальных слоистых толщ или подводно-оползневой деятельности: олистостромам, олистолитам, рифовым постройкам, тектоно-гравитационным, вулканогенно-гравитационным или осадочным микститам, среди которых нередко описывались экзотические глыбы размером от 10–20 см до десятков и даже сотен метров (300–500 м) (Беляев, 1978; Врублевский, 1988). Наиболее крупные глыбы приурочены к нижней части толщи, выше по разрезу фиксируется уменьшение размерности и количества обломочного материала вплоть до его полного исчезновения. При этом обращает на себя

внимание то обстоятельство, что развития самих известняков карбона и перми, слагающих многие глыбы, в нормальном залегании на сопредельных территориях не установлено, хотя и предполагается на глубинах в несколько километров. Пласты микститов обычно имеют резкий, часто неровный контакт с подстилающими породами, в районе почти неизвестно ни одного нормального стратиграфического контакта, а в целом структурные взаимоотношения микститов с подстилающими и перекрывающими породами во многом не ясны (Беляев, 1978).

Объяснение происхождения этих пород является на самом деле главной геологической проблемой окрестностей Хабаровска, не раз обсуждавшейся в геологических и научных кругах, но продолжающей быть весьма дискуссионной. Естественно предположить, что необычайно широкое развитие в этом районе обломочных пород, в том числе с огромными глыбами различного состава и возраста, могло быть вызвано грандиозными катастрофическими явлениями и катаклизмами.

Дислокационная структура хабаровского комплекса также весьма сложна. В целом хабаровский комплекс состоит из тектонических чешуй и пластин, блоков и обломков разного размера, погруженных в слаборассланцованный алевропсаммитовый матрикс. Включения в матриксе, сложенные породами различного литологического состава, интенсивно перемешаны, и часто можно видеть, что включение мезозойских кремнистых пород сменяется включением палеозойских известняков, а оно, в свою очередь, — включением основных вулканитов. Степень их окатанности колеблется от почти идеальной до абсолютно неокатанной. При этом многие крупные глыбы в виде клиньев и пластин размером до 70–100 м и более залегают дискордантно, совершенно несогласно с элементами слоистости вмещающего их тонкообломочного матрикса. Алевролитовый матрикс и обломки в микститах обычно интенсивно «тектонизированы».

Представленный в матриксе парагенезис метаморфических минералов (кварц, мусковит, альбит, эпидот) отвечает зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (Натальин, 1989), что в целом нетипично для верхнемезозойских отложений и может быть результатом ударного метаморфизма. Несмотря на плохую сохранность заключенных в матриксе палеонтологических остатков, большинство исследователей указывают на его раннемеловой возраст.

Меловые породы хабаровского хаотического комплекса в центре котловины с несогласием перекрыты горизонтально залегающими кайнозойскими отложениями (выполняющий и перекрывающий комплексы). Основная часть выполняющего комплекса представлена осадочными породами неогена и палеогена, нижний отдел которого в разрезе отсутствует.

Терригенные породы хабаровского хаотического комплекса одновозрастны нижнемеловому амурскому комплексу, но в отличие от него содержат в качестве тектонических включений широкий спектр пород гораздо более древнего возраста. При этом Хабаровский комплекс характеризуется наиболее высокой хаотичностью, а также резко отличается от смежного с ним амурского комплекса своим структурным стилем и условиями деформации. Его основным структурным мотивом являются такие соотношения фрагментов разновозрастных толщ, которые в общем виде определяются отдельными исследователями как динамометаморфические, что позволило им отнести комплекс к тектоническому меланжу пёстрого состава. Аналогичную природу имеют, вероятно, и псевдовулканогенные образования среднего-основного состава, известные на северных отрогах хребта Хехцир, южных склонах хребта Вандан и в Хорско-Анюйской зоне. Преобладающие среди них гиалокластиты с крайне неоднородным составом обломков стёкол, вероятно, ударного плавления, по своим структурно-текстурным особенностям имеют много общего с расплавными импактитами, зювитами и тагамитами импактных структур.

Приведенная характеристика Хабаровского и Хорско-Анюйского хаотических комплексов, по мнению автора, позволяет с высокой степенью вероятности предположить их коптогенную природу и определить их в целом как импактную аллогенную брекчию, что объясняет многие их особенности. Свойственная для многих изученных астроблем тесная перемежаемость аллогенных брекчий и продуктов застывания ударного расплава (расплавных импактитов) в Хабаровском и Хорско-Анюйском хаотических комплексах выражена в многочисленных обломках, глыбах карбон-пермских известняков, заключённых в материал расплава. Глыбы известняков при этом случае являются, видимо, обломками залегающего ниже палеозойского

цокольного комплекса, вырванными из днища и стенок ударно-взрывного кратера с глубины в несколько километров.

При этом сами симметричные друг другу дуговые хребты Хехцир на юге и Вандан на севере (сегменты дуг радиусом 50 км), продолжающие свое воздымание по сей день, являются бортовыми частями центрального ударно-взрывного астероидного кратера диаметром 100 км.

Таким образом, анализ широко развитых в районе хаотических литологических комплексов позволил выделить в их эпицентре тесно связанную и, вероятно, близкую с ними по возрасту крупную Хабаровскую кольцевую морфоструктуру предположительно космогенной природы (Сушкин, 2004, 2011 и др.) — одну из наиболее ярких в южной части Дальнего Востока РФ.

Благодаря своей контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих топографических и аэро-космофотоматериалах. Координаты центра астроблемы 48° 40′ с.ш, 135° в.д. (рис. 1). Ее центральный ударно-взрывной кратер, ограниченный хребтами Хехцир и Вандан, имеет форму субмеридионального овала размером 100 х 90 км с современной глубиной до 950 м. Хребты Хехцир и Вандан являются сохранившимися сегментами единого кольцевого хребта.

Юго-восточный сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе города Фуюань, где представлен в излучине рек Амура и Уссури низкогорным массивом

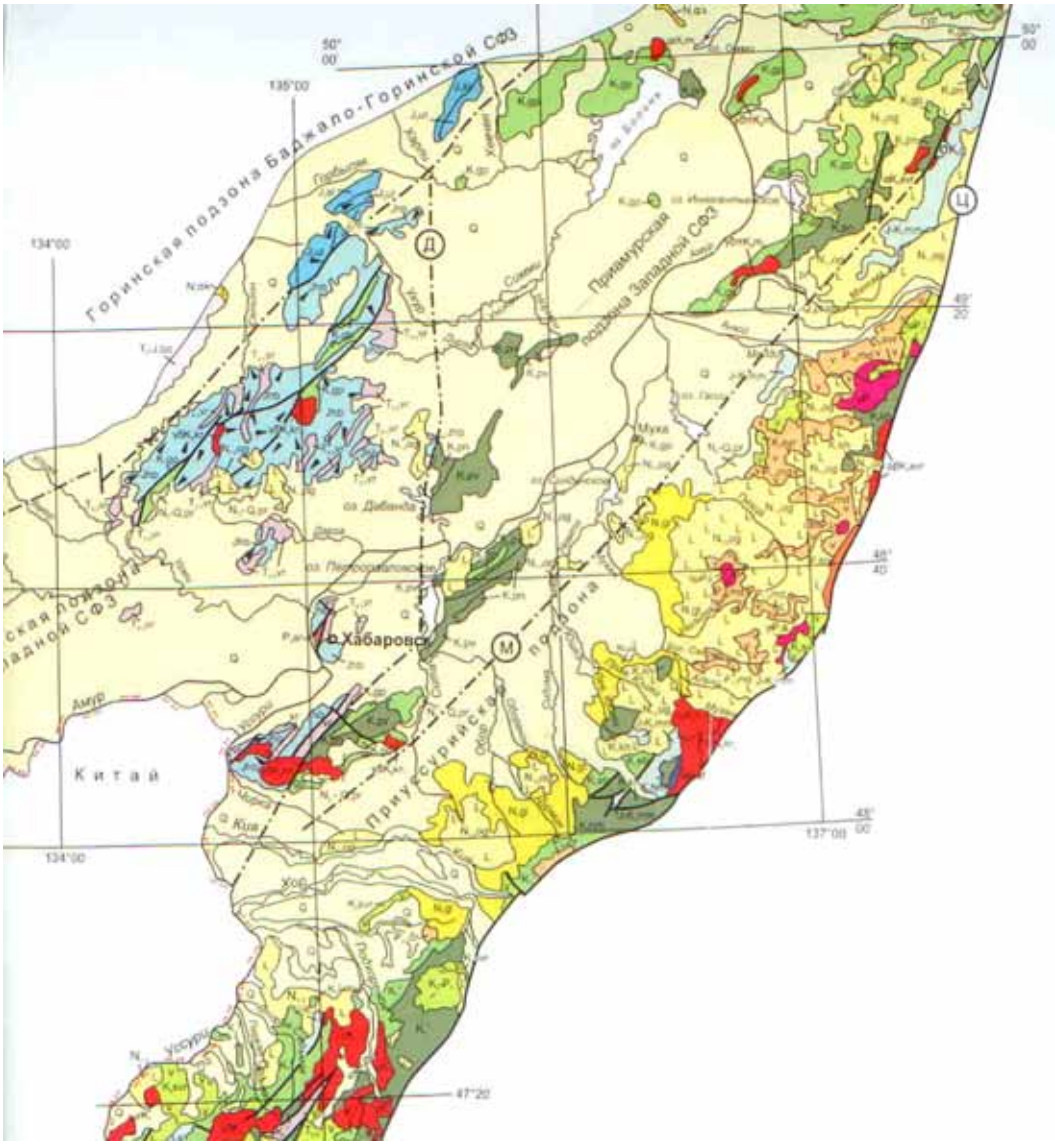


Рис. 1. Геологическая карта района Хабаровской астроблемы. Лист М-53, М-б 1 000 000 (Государственная…, 2008)

г. Илигашань. Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км, в современном рельефе отчетливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280–300 км, проходящего по правобережью верховья р. Хор, в т.ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам-останцам Матай на юге и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (от брекчий «грис» до клиппеновых мегабрекчий и утёсных микститов (рис. 2, 3), признаками ударного метаморфизма зеленосланцевой фации, а также находками в её пределах обломков метеоритного железа, сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах её обрамления (цагаянская серия), совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др.

Обнаружение сфероллоидов никелистого железа в слаболитифицированных породах цагаянской серии (Сушкин, 2004, 2011) является принципиально важным в связи с тем, что именно в меловых породах этой серии, очень близкой по возрасту Хабаровскому хаотическому комплексу, были обнаружены и местонахождения многочисленных останков фауны динозавров.

Представляется закономерным также расположение вокруг нее в обогащенных углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе с беспрецедентно высоким содержанием иридия (до 0,4 г/т): Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи, КНР), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно-Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония).

Предполагаемый по совокупности геологических данных (включая возраст заполняющего комплекса) позднемезозойский возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы

Рис. 2. Глыбы импактных брекчий в южном секторе Хабаровского кратера (Краснореченские высоты)

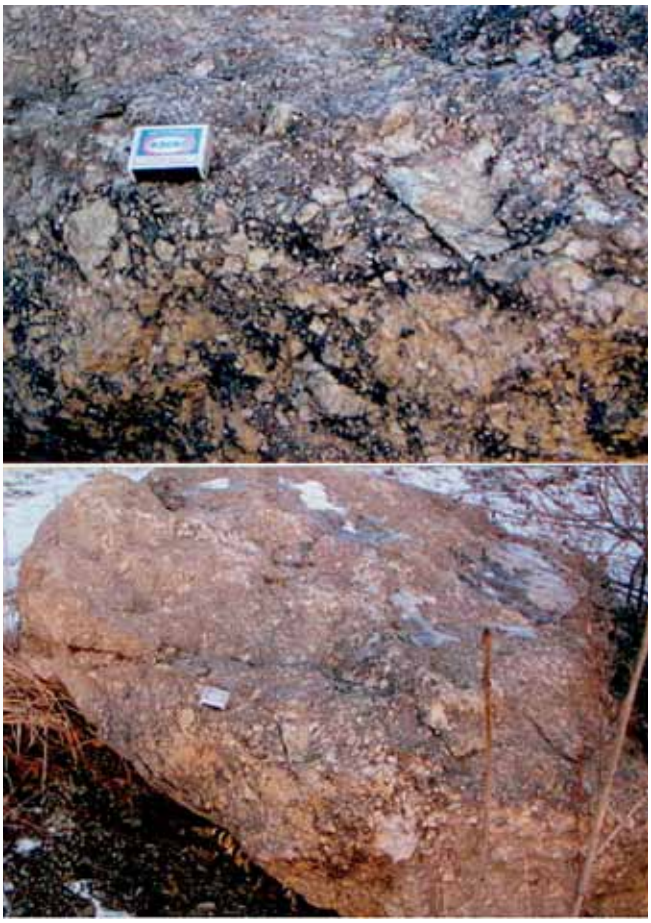


Рис. 3. Структура импактной брекчии в глыбе. Северный сектор кратера (Воронежские высоты)

«Дерсу») очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вместе тем вопрос точного возраста этой структуры требует её более глубокого изучения.

Представленная в дальневосточных захоронениях фауна позднемезозойских динозавров имеет очень много общего с видами, детально изученными в захоронениях на территории США и Канады, наиболее ярким из которых является *Olorotitan Arharensis* — самый крупный гадрозавр, когда-либо обнаруженный за пределами Северной Америки (рис. 4) (Сушкин, 2004, 2011; Алифанов, 2007; Болотский, 2008; The sedimentary..., 2008).

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов цагаянской серии глинистых пород неясной природы с аномальным изумрудно-зелёным цветом. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово-зелёными глинами, установленными Уолтером Альваресом в пограничных мел-палеогеновых разрезах Европы, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений космогенного иридия (Alvarez, 1980).

Таким образом, масштаб Хабаровской кольцевой морфоструктуры (Ø 280–300 км) ясно указывает на то, что мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), образование которой, очевидно, не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогеологических и экологических последствий.

Одним из таких глобальных тектонических последствий могло быть возникновение в ту же эпоху в противоположной «точке» земного шара островной дуги Скоша — одной из

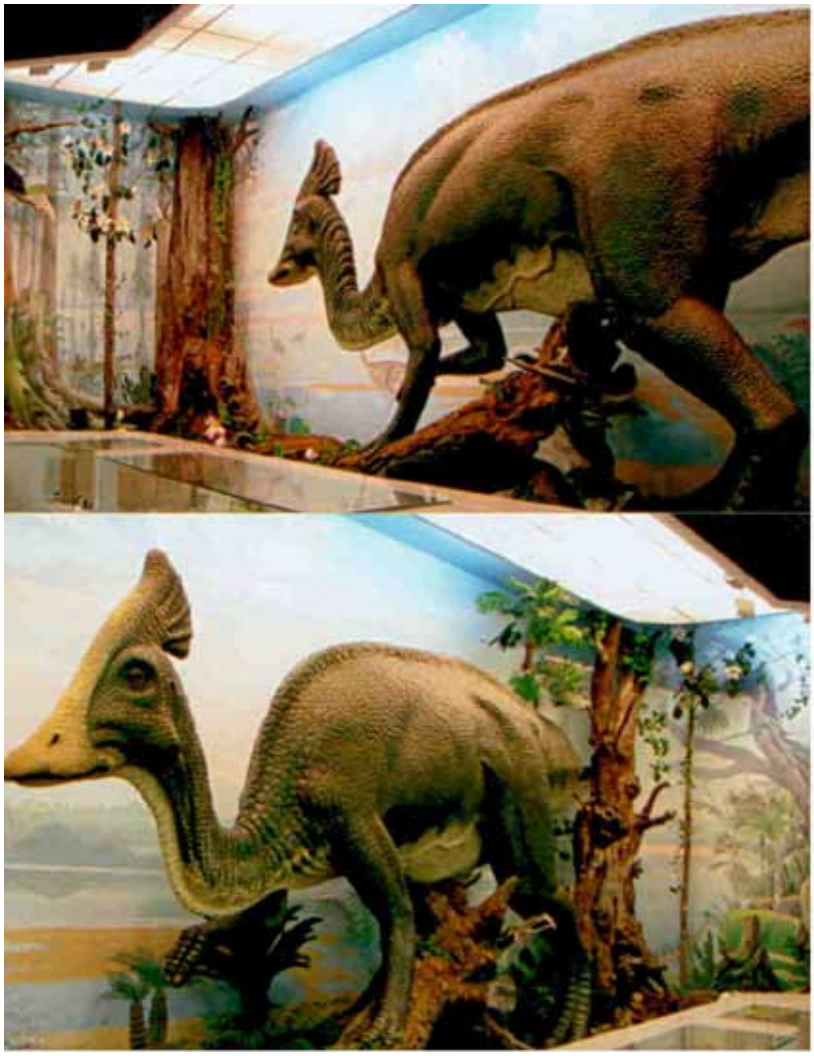


Рис. 4. Приамурский гадрозавр Olorotitan Arharensis — «Архаринский лебедь». Музей Амура, Хабаровск

наиболее удивительных и невероятных структур всего Тихоокеанского орогенного пояса — в виде огромной «петли» длиной 1500 км, глубоко выгнутой в пространство между Южной Атлантикой и Западной Антарктикой (Dalsiel, 1973; Сушкин, 2011).

Наиболее близким по масштабу и возрасту аналогом Хабаровской космоструктуры является всемирно известная астроблема Чикскулуб на полуострове Юкатан, имеющая диаметр 180/300 км и глубину 900 м. (Shoemaker, 1992 и др.). При этом считающийся одним из крупнейших в мире и «главным убийцей динозавров» астероидный кратер Чикскулуб, находясь на глубине 1–1,5 км, практически недоступен для визуального наблюдения (он был выявлен лишь геофизическими и буровыми исследованиями), а значительная его часть скрыта водами Мексиканского залива.

В отличие от астроблемы Чикскулуб, ничуть не уступающая ей по масштабу Хабаровская астроблема обладает очень выразительным, прекрасно отпрепарированным рельефом глубиной 1 км и расположена в хорошо доступном районе ДВ, на оживлённом международном перекрёстке.

Проведённое в районе астроблемы Чикскулуб в 70-х годах бурение на нефть мексиканской компанией Pemex не дало положительных результатов, но позволило выявить саму эту структуру. В то же время перспективы нефтегазоносности ряда впадин Хабаровской космогенной структуры оцениваются весьма оптимистично, дана оценка их ресурсов (Оборская площадь и др.).

Автор посвящает тезисы Памяти замечательного Человека, известного уральского Геолога-энтузиаста, неутомимого Исследователя космогенных структур Уральского и Карибского регионов — Геннадия Николаевича Кузовкова, общение с которым оставило в душе яркий неизгладимый след.

Литература

Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа. 2007. № 5. С. 29–30.

Беляев С.Ю. Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 156–160.

Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 38 с.

Варнавский В.Г., Даммер А.Э., Тюрин И.М. и др. Геологическое строение и инженерно-геологические условия г. Хабаровска и его окрестностей. Хабаровск, 1991. 112 с.

Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО « Нонпарель», 2007. 288 с.

*Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и д*р. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ИТИГ ДВО АН СССР, 1988. 111 с.

Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М-53. СПб.: Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП «Дальгеофизика», 2008.

Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1998. 377 с.

Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.

Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Хабаровск: ИТИГ ДВО АН СССР, 1989. 48 с.

Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.

Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское географическое общество, 2004. 52 с.

Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск, 2004. № 1. С. 92–105.

Сушкин Л.Б. Главные черты крупной позднемезозойской Хабаровской астроблемы («Дерсу») // Современное состояние наук о Земле: Межд. конфер. памяти В.Е. Хаина: Тез. докл. М.: МГУ, 2011.

Сушкин Л.Б. Индикаторы коптогенного литогенеза на Дальнем Востоке России // Минеральные индикаторы литогенеза: Всеросс. Совещ. с межд. участ.: Тез. докл. Сыктывкар: КНЦ Уро РАН, 2011.

Фельдман В.И. Петрология импактитов. М.: МГУ, 1990. 299 с.

Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. And Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction // Science. 1980. V. 208. P. 1095–1108.

Australian Impact Structures // Australian Geol. Surv. Org. AGSO Journal. Canberra. 1996. V. 16. № 4. 625 p.

Dalsiel I.W.D, Elliot D.H. The Scotia Arc and Arctic Margin // The Ocean Basins and Margins. The South Atlantic. New York: Plenum, 1973. P. 171–246.

Shoemaker E.M., Izett G.A. K/T boundary stratigraphy: evidence for multiple impacts and a possible comet stream // Abstracts of Papers Presented to the International Conference on Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution. Lunar and Planetary Institute, Houston. 1992. P. 67–68.

The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. Special Paper. Geological Society of America. 2008. 213 p.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Н.П. Сюмар

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, siumar@meta.ua

Изучение соленосных формаций и образование соляных структур имеет особое значение в литологии. Это связано с тем, что процессы галокинеза развиваются при довольно сложном сочетании геотектонических, палеогеографических и др. условий, а также некоторые соленосные формации характеризуются большими мощностями (до десятков километров) и распространены на огромные территории. С дугой стороны, с соляными толщами генетически связаны месторождения каменной и калийных солей, а также бишофита, парагенетически — месторождения углеводородов, серы, минеральных вод и др. Именно поэтому исследования литологических особенностей строения соляных толщ актуальны, в частности, для создания их литологических моделей, которые бы учитывали в максимальном объеме доступный массив геологической информации. Целью данной работы является изучение литологии отложений соленосных формаций как в пластовом, так и в галотектокинетически дислоцированном состоянии, а также освещение основных подходов построения литологических моделей на примере нижнепермской и верхнедевонской соленосных толщ Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ).

По современным геологическим представлениям, ДДВ является частью Доно-Днепровского прогиба, включающая северо-западные окраины Донбасса, а именно Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины. Последние существенно отличаются по своему строению, но в течение геологического времени образовали единый седиментационный бассейн с другими частями региона (Лукин, 1997).

В разрезе осадочной толщи ДДВ расположены три соленосных формации: верхнефранская и нижнефаменская, образовавшиеся в девонское время, а также нижнепермская (Кореневский, 1968; Хоменко, 1986). Соленосные разрезы франской и фаменской формаций имеют сходный породный состав и представлены преимущественно каменной солью, переслаивающейся с ангидритами, аргиллитами, доломитами, известняками, реже с песчаниками и эффузивными образованиями.

С двух верхнедевонский соленосных формаций наиболее широко распространена *верхнефранская,* она простирается с северо-запада на юго-восток ДДВ от Грибово-Руднянской структуры, расположенной почти на границе с Беларусью до Славянской структуры на Донбассе.

Отложения этой соленосной толщи находятся как в пластовом, так и в галотектокинетическом дислоцированном состоянии. Галотектокинез на территории ДДВ проявлялся с разной степенью интенсивности с девона до настоящего времени и привел к образованию соляных структур различных типов (Шехунова, 1989). Нами выделено три типа разрезов верхнефранской соленосной толщи: первично пластовое, галотектокинетическое сокращенное и галотектокинетическое увеличенное (соль поднимает и прорывает вышележащие отложения, в результате чего формируются мощные солянокупольные структуры). Глубины залегания кровли изменяются от выхода на поверхность на участках развития солянокупольных структур до глубин 5,2 км (например, в скважине Шебелинская-500)

и глубже, погружаясь в юго-восточном направлении. В пластовом залегании мощность формации составляет от нескольких метров до почти 1200 м, в штоках превышает 2000 м, а иногда составляет 7000–8000 м.

Нижнефаменская формация обнаружена локально в прибортовых частях ДДВ на северо-западе впадины и в средней части юго-восточной краевой зоны. Мощность отложений до 400 м. Глубина залегания кровли фамена колеблется в пределах 1800–3000 м.

Нижнепермская соленосная формация распространена на большей части территории ДДВ и делится на две субформации: соленосную (соответствует никитовской и славянской свитам) и калийно-магниеносную (соответствует краматорской свите). Соленосная субформация представлена чередованием пластов каменной соли, известняков, аргиллитов, мергелей, ангидритов, галопелитив. Мощность отдельных пластов соли достигает 75 м. Мощность субформация в целом до 1200 м (Кореневкий, 1968; Хрущов, 1974). Калийно-магниеносная субформация сложена каменной солью с прослоями ангидритов, засоленных алевролитов, песчаников и галопелитов, а также калийных и магниевых солей. В разрезе субформации установлены два калиеносных горизонта: хлоридно-сульфатный (карналлит-кизеритовый) и хлоридный (сильвинитовый), а также бишофитовый.

Для построения литологических моделей были использованы данные буровых скважин, геологические разрезы, построенные вдоль региональных сейсмических профилей, контуры распространения соленосных формаций и ранее выполненные числовые модели структурных границ. Последние два типа данных принадлежат к априорной информации.

Процесс моделирования включает два последовательных этапа: построение модели структурных границ и собственно литологической модели соленосных формаций. Методика основывается на построении согласованных математических моделей границ и толщин всех составляющих литокомплексов осадочной формации путем сплайн-аппроксимации с использованием априорной информации о строении толщи. Для этого использовался математический аппарат программного комплекса Geomapping, который реализован в среде ГИС ArcView (Гребенников, 2003).

Алгоритм построения структурных поверхностей пластовой соленосной формации и галотектокинетической измененной отличается.

В первую очередь, в обоих случаях выполнялось построение карты подошвы соленосной толщи по буровым скважинам и откорректированным значениям в точках профилей, а также с использованием ранее построенных моделей. Принималось, что информация по скважинам имеет наибольший индекс достоверности, но точность этой информации зависит от качества стратиграфических разбивок. При построении модели мощности пластовой соли по контуру области распространения отложений задавался дополнительный массив точек с нулевыми значениями мощности. Точки на разрезах, проецирующиеся на штоки, предварительно удалялись. Тела штоков на поверхности подошвы соленосной формации были оконтурены полигонами с нулевой толщиной. После строится тренд мощности в области контура распространения соленосной формации.

Модель мощности соленосной толщи в галотектокинетическом дислоцированном состоянии строится в два этапа. Сначала создается гладкий тренд мощности с соблюдением вышеперечисленных условий (автоаналог). На следующем этапе в области штоков (в середине замкнутых контуров) прибавляется значение, которое равно высоте штока над поверхностью. Далее строилась результирующая поверхность с применением аналогичных методик.

Модель кровли соленосной формации определялась как сумма гридов подошвы и мощности. Для построения литологических моделей в значительной мере использовались геологические гипотезы о процессах формирования осадочного комплекса. Для выдержанных по латерали литологических горизонтов применялась методика построения моделей структурных поверхностей. Однако в общем случае литологический разрез представляет собой тонкое переслаивание нескольких литологических разновидностей. Проследить каждую такую прослойку в межскважинном пространстве невозможно. Изменение литологических разновидностей в разрезе буровой скважины происходит закономерно, что предопределяется колебательным характером изменений условий осадконакопления. Это означает, что переход

одной разновидности в другую зависит от предыдущих переходов, т.е. каждому переходу отвечает определенная вероятность. Математическими моделями таких и подобных естественных процессов есть марковские цепи разного порядка, теория которых рассмотрена Х. Майном и С. Осаки (Майн, 1977). Методические аспекты применения марковских цепей в геологии, в частности, для моделирования литологических разрезов, изложены Дж. Харбухом и Г. Бонем-Картером (Харбух, 1974). Для построения литологической последовательности нами использована нестационарная марковская цепь первого порядка, в которой вероятность текущего перехода зависит от последнего предыдущего и не зависит от всех других переходов.

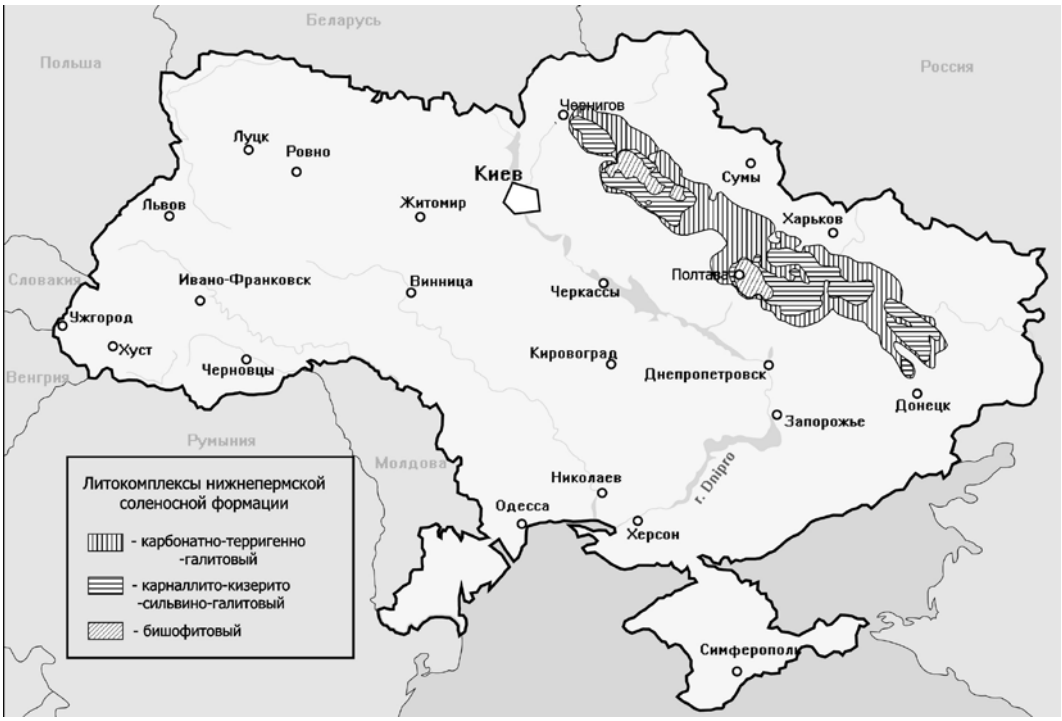


Рис. 1. Литологическая модель нижнепермской соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины

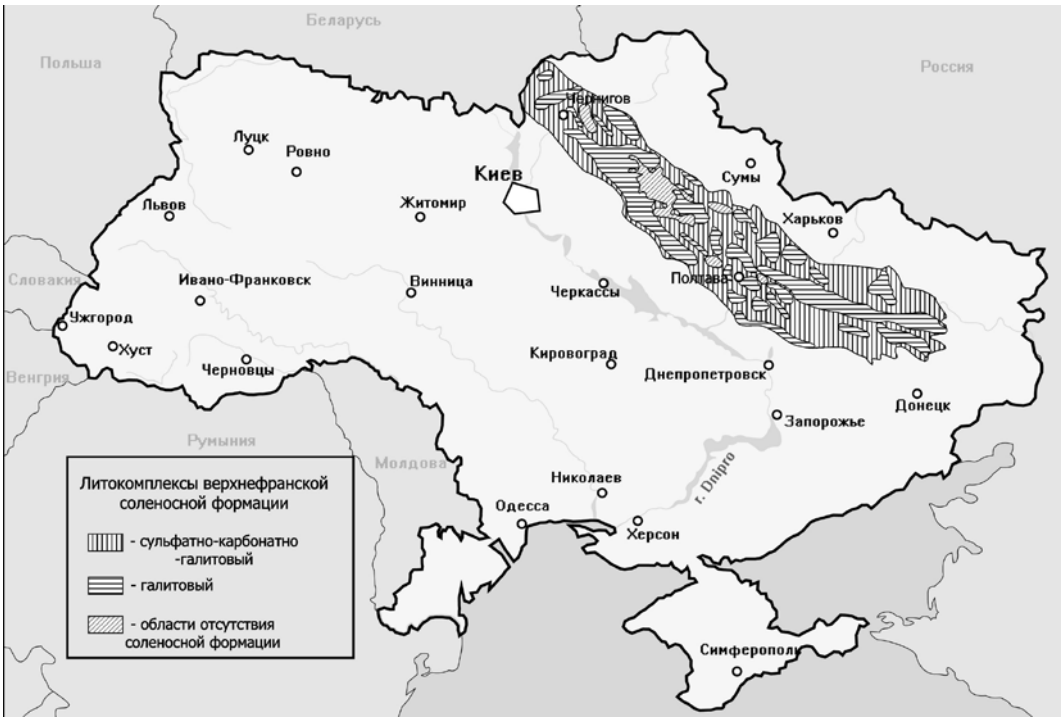


Рис. 2. Литологическая модель верхнефранской соленосной формации верхнего девона Днепровско-Донецкой впадины

На первом этапе для каждой из буровых скважин, которые рассматриваются, рассчитывалась нестационарная (т.е. зависимая от положения в разрезе литокомплекса) матрица вероятностей взаимных переходов разновидностей. На втором этапе на основе матрицы вероятностей выполнялось прогнозирование литологических разрезов в произвольных точках области исследования. Матрица вероятностей переходов в этих точках рассчитывалась как средневзвешенная на расстоянии от буровых скважин, где она определилась непосредственно. При этом в опорных буровых скважинах рассчитанный литологический разрез сводится к фактическому. На основе матриц вероятностей переходов выполнялся также расчет зависимого от положения в разрезе вектора относительных количеств литологических разновидностей (литологических коэффициентов), восстановление истории осадконакопления и хронологии изменения его режимов.

Результатами описанных выше построений стали модели кровли, подошвы и мощности соленосной толщи в пластовом залегании (на примере нижнепермской соленосной формации) и в галотектокинетически дислоцированном состоянии (на примере верхнефранской соленосной формации верхнего девона), а также литологические модели этих формаций (рис. 1, 2).

Анализируя полученные модели, можно отметить, что выбор метода и точность построений зависит не только от количества и качества фактического материала, но и от условий залегания и свойств непосредственно соленосной толщи, а также перекрывающих и подстилающих пород.

Полученные нами модели не противоречат существующим представлениям об особенностях залегания и распространения соленосных отложений в ДДВ. Таким образом, данная методика может в дальнейшем использоваться как для построений литологических моделей осадочных формаций на других территориях, так и для создания прогнозных карт распространения отдельных литотипов.

Литература

Гребенников С.Е., Лобасов А.П. Моделирование строения осадочных бассейнов в среде ArcView // Минеральные ресурсы Украины. 2003. № 4. С. 37–43.

Кореневский С.М., Бобров В.П., Супрунко К.С и др. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. М.: Недра, 1968. 240 с.

Лукин А.Е. Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах Киев: Наук. думка, 1997. 224 с.

Майн Х., Осаки С. Марковские процессы принятия решений. М.: Недра, 1977. 227 с.

Харбух Дж., Бонем-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М.: Мир, 1974. 316 с.

Хоменко В.А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1986. 114 с.

Хрущов Д.П. Галогенные формации девона // Прогноз месторождений полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1974. С. 75–85.

Шехунова С.Б. Модель галокинеза по литологическим данным: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Киев, 1989. 20 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРОВ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.В. Танинская[1], Н.Н. Колпенская[1], О.В. Бакуев[2], И.С. Низяева[1], М.А. Мазкова[1], В.Н. Яшина[1]

[1]ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, tannv@yandex.ru
[2]ОАО «ТНК-ВР Менеджмент», Москва

Основные перспективы прироста запасов углеводородного сырья в Западной Сибири в настоящее время связаны с неструктурными ловушками углеводородов и прежде всего в нижнемеловых продуктивных комплексах, которые характеризуются сложным распределением по площади и разрезу песчаных тел, образованных в различных фациальных условиях.

На основе седиментологических, литолого-фациальных, ихнофациальных (Pemberton et al., 2007) исследований и фациальной интерпретации каротажа с выделением электрофаций (Муромцев, 1984) определены обстановки осадконакопления и выделены фации, благоприятные для формирования улучшенных коллекторов в нижнемеловых отложениях восточного борта Большехетской впадины. Территория исследований расположена на северо-востоке Западной Сибири, относится к Сузунскому и частично Тазовскому нефтегазоносным районам Пур-Тазовской нефтегазоносной области.

Исследования базировались на детальном изучении керна из 20 скважин Русско-Реченской, Тагульской, Западно-Тагульской, Сузунской, Восточно-Сузунской, Западно-Сузунской, Южно-Сузунской, Восточно-Чарской, Западно-Пендомаяхской, Восточно-Пендомаяхской и Горчинской площадей.

Отложения ***нижнехетской (мегионской***) свиты (пласты Нх-III – I) формировались в условиях открытого мелководно-морского шельфа и прибрежно-морских условиях с фациями вдольбереговых баров, предфронтальной зоны пляжа, песчаной приливно-отливной отмели, конусов выноса дельты с волновым влиянием.

Отложения ***вдольберегового бара*** представлены песчаниками от тонкозернистых до мелко-среднезернистых. Цемент глинистый, прослоями выделяется карбонатно-глинистый и карбонатный. Текстуры: бугорчатая (штормовые волны), субгоризонтальная слоистость, биотурбации. Биотурбация отмечается послойно от средней до высокой степени, представлена ходами ихнофации *Cruziana — Terebellina, Phycosiphon, Chondrites*, *Scolicia* и ихнофации *Skolithos — Diplocraterion*. Характерно обилие крупных остатков двустворчатых моллюсков.

Нижняя предфронтальная зона пляжа представлена алевролитами глинистыми до песчаных, песчаниками тонкозернистыми с прослоями алевролита глинистого. Цемент глинистый и карбонатно-глинистый. В песчаных прослоях наблюдается бугорчатая косая слойчатость, образованная штормовыми волнами. Интенсивная биотурбация пород представлена преимущественно ходами илоедов ихнофации *Cruziana* и в меньшей степени ходами ихнофации *Skolithos*. Характерно обилие остатков морских организмов: крупные раковины двустворчатых моллюсков, криноидеи, гастроподы.

Средняя предфронтальная зона пляжа сложена песчаниками от тонкозернистых алевритистых до мелкозернистых с глинистым, карбонатно-глинистым и карбонатным составом цемента, встречаются прослои алевролита. Породы характеризуются массивными текстурами, флазерной и субгоризонтальной слоистостью, выделяются прослои с бугорчатой косой слоистостью, образованной штормами, редко волновая рябь, часто текстуры пород нарушены биотурбацией. Биотурбация слабой и средней степени представлена преимущественно ходами ихнофации *Skolithos* (*Skolithos, Diplocratarion, Cylindrichnus, Palaeophycus, Ophiomorpha*) и реже ходами ихнофации *Cruziana* (*Thalassinoides, Phycosiphon, Rosselia, Asterosoma, Scolicia*). Характерны многочисленные обломки (до 3 см) и целые крупные створки раковин двустворчатых моллюсков, мелкие единичные гастороподы, криноидеи.

Верхняя предфронтальная зона пляжа представлена песчаниками от тонкозернистых до мелко-среднезернистых с глинисто-карбонатным и карбонатным цементом. Характерны текстуры троговой косой слоистости, реже волновая рябь и бугорчатая слоистость (штормовые волны), прослоями отмечаются текстуры биотурбации. Биотурбация представлена преимущественно ходами илоедов ихнофации *Skolithos* и в меньшей степени ходами ихнофации *Cruziana*.

Фация приливно-отливной отмели характеризуется неравномерным волнистым, линзовидно-волнистым переслаиванием алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, прослоями до аргиллитов алевритистых тонко-линзовидно-слоистых. Цемент глинисто-карбонатный. Текстура волнистая и линзовидно-волнистая, отмечается волновая рябь и градационная слоистость, биотурбации. Степень биотурбации пород изменяется от слабой до сильной. Глинистые прослои наиболее биотурбированы. Встречаются ходы ихнофации *Skolithos*, преобладающий ихнород *Cylindrichnus.* Характерны мелкие трещины синерезиса. Из растительных остатков отмечаются обломки углефицированной древесины, встречаются

мелкие углефицированные и полые корешки, на плоскостях напластования мелкий углисто-слюдистый материал.

Проксимальный конус выноса дельты волнового типа сложен песчаниками тонкозернистыми с редкими прослоями алевролита глинистого с четкими текстурами между литологическими разностями и пачками переслаивания песчаника тонкозернистого и алевролита глинистого. Текстуры: в песчаниках: массивная, бугорчатая слоистость, образованная штормовыми волнами; в переслаивании отмечается волновая рябь, участками волнистая слоистость, нарушенная деформациями, четкие границы между литологическими разностями. Цемент глинисто-карбонатный, карбонатно-глинистый. Встречаются единичные ходы ихнофации *Skolithos*. Породы обогащены мелким редким углефицированным растительным детритом. Преобладание массивных текстур, наличие конседиментационных деформаций и низкая степень биотурбации свидетельствуют о высокой гидродинамике среды и скорости осадконакопления, которые характерны для проксимальных частей конусов выноса дельт.

Отложения **суходудинской** свиты (пласты Сд-8-12) формировались в условиях открытого, мелководно-морского шельфа и прибрежно-морских условиях с развитием подводной дельтовой системы с влиянием волновых процессов, предфронтальной зоны пляжа (верхней и нижней).

Фация подводного дельтового канала сложена песчаниками средне-мелкозернистыми с текстурами косой и горизонтальной слоистости, восходящей ряби течения. Цемент глинистый, прослоями карбонатный (20 до 30 см). Встречаются интракласты аргиллита полуокатанные, вытянутые по напластованию.

Проксимальный конус выноса дельты с волновым влиянием сложен песчаниками от тонкозернистых до средне-мелкозернистых с увеличением зернистости вверх по разрезу. Цемент карбонатно-глинистого состава, прослоями карбонатный. Характерна массивная и троговая слоистость, реже встречаются текстуры: штормовых волн, субгоризонтальная слоистость, текстура оползания. В единичных прослоях отмечается биотурбация с ходами *Scolicia*, углефицированный растительный детрит.

Средний конус выноса дельты с волновым влиянием представлен песчаниками от тонкозернистых до мелкозернистых вверх по разрезу, с прослоями переслаивания алевролита глинистого и песчанистого. Цемент преимущественно глинистый, реже карбонатный. Текстуры: массивная, волновая рябь, косая слоистость, бугорчатая слоистость, образованная штормами, биотурбации. Биотурбация прослоями средней степени. Ходы *Diplocraterion, Rosselia, Helminthopsis, Phycosiphon, Planolites* — ихнофации *Cruziana* и *Skolithos*. Отмечается углефицированный растительный детрит.

Яковлевская свита (пласты Як-III и Як-IV) формируется в условиях дельтовой равнины с дельтовыми каналами и сопутствующими зонами береговых валов и песков разливов дельтовых пойм.

Фация надводного дельтового канала представлена песчаниками от тонко-мелкозернистых, мелкозернистых до мелко-среднезернистых, часто наблюдается тенденция уменьшения зернистости вверх по разрезу фации. Цемент глинистый, редко выделяются прослои с карбонатным цементом. Преобладающие текстуры: массивная, косая и волнистая слоистость, в меньшей степени горизонтальная, флазерная, троговая, ряби течения (однонаправленная восходящая). Часто встречаются мелкие интракласты аргиллита уплощенной вытянутой формы, ориентированные согласно напластованию, гальки сидеритизированного аргиллита, крупные обломки углефицированной древесины. Породы пористые, плохо сцементированные, трещиноватые.

Фация береговых валов представлена песчаниками от тонкозернистых до мелкозернистых, часто с многочисленными тонкими прослоями алевролита глинистого. Цемент глинистый, редко карбонатный. Характерные текстуры: в песчаниках наблюдаются массивные и деформационные, изредка отмечается пологонаклонная слоистость, мелкая косая слойчатость. Часто текстуры подчеркнуты намывами углефицированного растительного детрита. Встречаются крупные и мелкие углефицированные растительные остатки. Следы жизнедеятельности ископаемых организмов встречаются редко и представлены ихнофацией *Scoyenia*.

Пески разливов сложены песчаниками тонкозернистыми, реже тонко-мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми, часто с тонкими прослоями переслаивания песчаников и алевролитов глинистых. Цемент преимущественно глинистый, редко карбонатно-глинистый и карбонатный. Характерной текстурой является восходящая мелкая косая слойчатость (восходящая рябь течения). Часто встречаются мелкие обломки глинистого материала (размером до ~0,5 см), редкие мелкие углефицированные и полые корни преимущественно в кровельной части, нередки обломки обугленной древесины.

Выделены фации, перспективные для образования улучшенных коллекторов. Высокоемкими являются песчаные породы, сформированные в фациальных условиях надводных и подводных дельтовых каналов, береговых валов, песков разливов, верхняя и средняя предфронтальные зоны пляжей, проксимальные и средние конуса выноса дельт. Для песчаных пластов нижнехетской свиты максимальные значения проницаемости составляют 979,43 мД при пористости 22,7 %; для суходудинской свиты проницаемость 1805 мД и пористость 29,7%; для яковлевской свиты проницаемость 7852,3 мД и пористость 34,98 %.

В результате проведенных исследований определены обстановки осадконакопления, составлены фациальные карты продуктивных пластов нижнехетской, суходудинской и яковлевской свит нижнемеловых отложений восточного борта Большехетской впадины Западной Сибири, на основе которых выделены фациальные зоны, перспективные для формирования коллекторов, осуществлен их прогноз.

Литература

Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 259 с.

Pemberton, S.G, Shanley K., Dolson J. Core Description Manual for Siliciclastic Cores. For TNK-BP. Tyuman, Russian Federation, 2007. 133 p.

Riding J.B. and Thomas J.E. Dinoflagellate cyst stratigraphy of kimmeridge clay (Upper Jurassic) from the Dorset coast southern England // Palynology. 1988. № 12. P. 65–88.

Riding J.B., Thomas J.E. Dinoflagellate cyst of the Jurassic Sistem // A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cyst. 1992. P. 7–57.

Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I. Jurassic and lowermost cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian platform and Northern Siberia, Russia. AASP Contibution series number 36. 184. 1999.

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕНДСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.Б. Тарасенко

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, etele1@ya.ru

Объектом исследования является вендский терригеный комплекс, расположенный в пределах Непского свода — крупнейшего структурного элемента Непско-Ботуобинской антеклизы. Изучению вендского комплекса посвящены многочисленные работы (Захарян, 1985; Литология…, 1988; Бурова, 2001; Постникова, 2008). Разрез (хамакинский, талахский горизонты) представлен преимущественно обломочными породами (гравелитами, песчаниками, алевролитами) с прослоями аргиллитов. В ходе исследования выполнено оптико-микроскопическое изучение пород в шлифах, литолого-генетическая типизация слоев по материалам описания керна 24 скважин и ГИС. Осуществлена идентификация выделенных типов слоев в разрезах. Анализ латеральных изменений систем слоев позволил выявить вариации условий седиментации в разных частях палеобассейна.

Типизация слоев базируется на анализе первичных признаков отложений, которые позволяют судить об условиях образования осадка. Для каждого выделенного типа выполнена реконструкция обстановки осадконакопления и особенностей ее эволюции. Отнесение слоев к

группам флювиальной равнины, дельты, открытого и изолированного мелководья базируется на реконструкции таких характеристик, как динамика среды и скорость седиментации (рис. 1, 2).

tKC-I. В основании слоя гравелит, в средней части грубозернистый песчаник с примесью гравелитовых зерен кварца, полевых шпатов (1–4 см), вверху средне-крупнозернистый плохо сортированный песчаник, в котором преобладают слабо окатанные и угловатые зерна кварца. Содержание глинистого и алевритового материала 5–15 %, кварца до 75 %, полевых шпатов до 15 %, обломки пород составляют около 10 %. Слойчатость отчетливая косая однонаправленная. Нижний контакт эрозионный. Мощность 1–5 м. Закономерное уменьшение размера обломочного материала снизу вверх свидетельствует о том, что формирование слоя происходило в русле однонаправленного водного потока. Высокая динамика среды на начальном этапе способствовала размыву выступов фундамента и накоплению гравийного материала, постепенное снижение силы палеопотоков приводило к осаждению песчаных зерен.

tKC-II. В основании слоя залегает крупно-грубозернистый плохо сортированный песчаник с зернами кварца гравийной размерности и зеленовато-серыми глинистыми интракластами. Выше мелко-среднезернистый песчаник с единичными включениями гравия. У кровли песчаник тонко-мелкозернистый алевритистый с намывами зеленовато-серого глинистого материала. Мощность 1–5 м. Осаждение происходило в русле однонаправленного водного потока, динамика которого постепенно снижалась. Область размыва располагалась на удалении от области аккумуляции, о чем свидетельствует лучшая степень окатанности и сортировка обломочного материала по сравнению с отложениями типа ***tKC-I***.

tKC-III. Внизу песчаник крупнозернистый с косой слойчатостью, нередко с обрывками зеленовато-серой глины, с мелким гравием кварца и полевых шпатов. В средней части алевролит серый с прослоями зеленовато-серого аргиллита. В верхней части аргиллит серовато-зеленый с присыпками серого алевролита по поверхностям наслоения. Мощность до 7 м. Отчетливый резкий контакт. Осадконакопление протекало в русловой и пойменной части низкодинамичного однонаправленного потока, сила воздействия которого на транспортировку обломочного материала постепенно ослабевала. В наиболее спокойных обстановках накапливались тонкие пелитовые отложения.

tKB. Нижняя часть слоя представляет собой тонкое волнистое чередование зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Доля пелитов постепенно возрастает, и верхнюю часть слоя образует алевролит глинистый серовато-зеленый, который у кровли сменяется алевритистым аргиллитом. Нижняя граница слоя пологоволнистая, верхняя горизонтальная или волнистая иногда со следами эрозии. Мощность до 2–3 м. Вероятно, формирование слоя происходило на флювиальной равнине под действием меняющих интенсивность потоков.

tZA. Аргиллит серовато-зеленый с коричневато-бурыми прослоями с субгоризонтальной слойчатостью, намечаемой плитчатым расколом породы. В верхней части слоя иногда наблюдается комковатая отдельность. Мощность слоя 2–30 м. Осаждение пелитового материала происходило в мелководной лагуне с низкой гидродинамикой.

tZB. Тонкое линзовидно-полосчатое чередование аргиллита зеленовато-серого, темно-серого, местами черного, серого алевролита и светло-серого мелко-тонкозернистого кварцевого песчаника. Количество и мощность алевро-псаммитовых слойков уменьшается снизу вверх. В нижней части слоя текстуры чередования нередко нарушены просадками алевро-псаммитовых слойков в пелитовые. Мощность 0,5–1,0 м. Прерывистое осаждение алевро-пелитов происходило под действием слабых волнений в лагуне.

tZC. Внизу песчаник серый тонкозернистый хорошо отсортированный с волнистой слойчатостью, намечаемой намывами глинистого материала. В верхней части слоя алевролит темно-серый глинистый. Мощность 0,5–3,0 м. Нижний контакт пологоволнистый, верхний ровный. Слой накапливался в мелководной прибрежной части лагуны у уреза воды.

tYB-I. Тонкое (1–3 мм) линзовидно-полосчатое чередование аргиллита темно-серого, буровато-коричневого и зеленовато-серого алевролита с редкими прослоями светло-серого тонкозернистого песчаника. Границы между слойками отчетливые. Снизу вверх увеличивается количество и мощность алевро-псаммитовых слойков. Мощность 3–4 м. Можно предположить, что осадконакопление проходило на открытом мелководье в условиях с изменчивой,

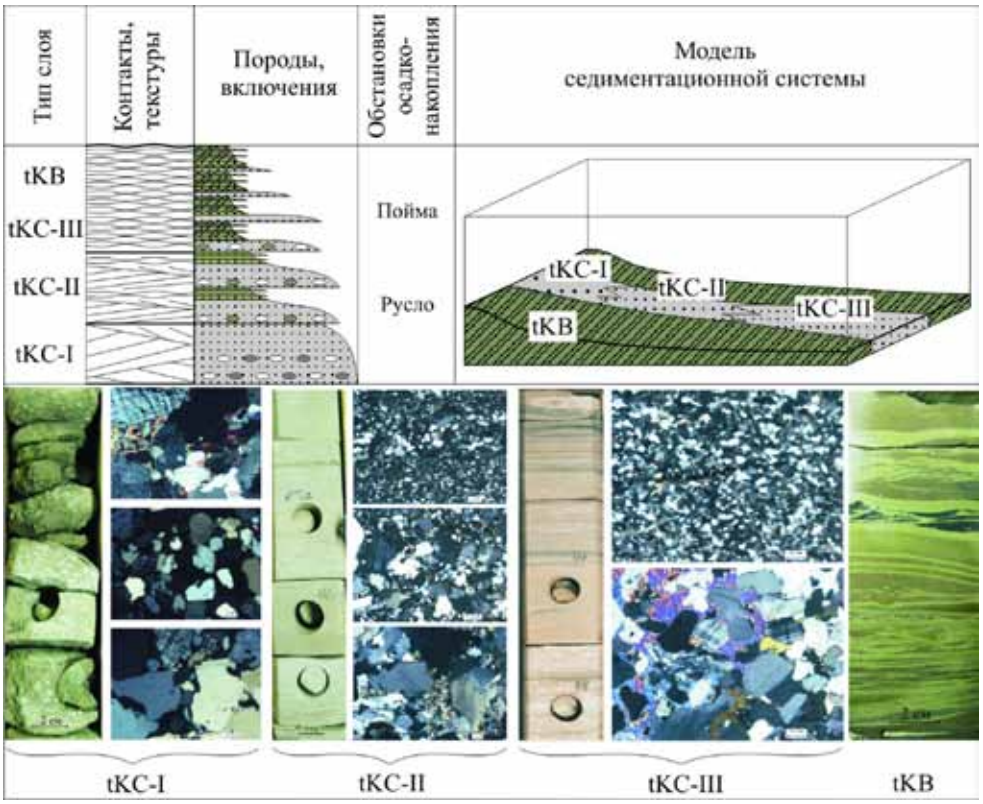


Рис. 1. Особенности строения слоев флювиальной седиментационной системы

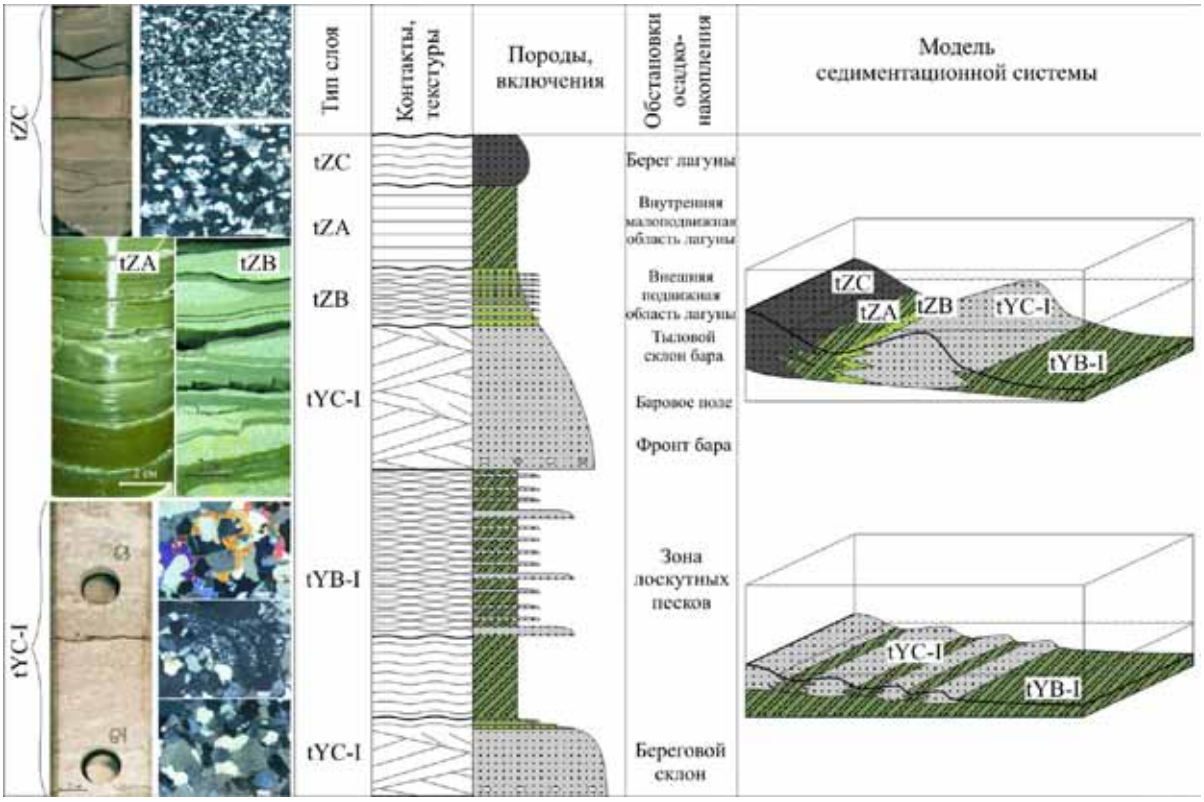


Рис. 2. Особенности строения слоев седиментационной системы изолированного мелководья

преимущественно высокой динамикой среды. Увеличение содержания песчаного материала и сокращение доли пелитов снизу вверх обусловлено падением уровня моря.

tYB-II. Тонкое (1–3 мм) линзовидно-полосчатое чередование аргиллита темно-серого, буровато-коричневого и зеленовато-серого алевролита с редкими прослоями светло-серого тонкозернистого песчаника. Границы между слойками отчетливые. Снизу вверх увеличивается количество и мощность пелитовых слойков. Мощность 3–4 м. Вероятно, такие отложения могли накапливаться на открытом мелководье в условиях с изменчивой, снижающейся динамикой среды, что обусловлено развитием трансгрессии.

tYC-I. В основании слоя среднезернистый песчаник с линзами гравелитов, кверху постепенно сменяется мелкозернистым песчаником с прослоями алевролитов. Характерна крупная косая, перекрестная, разнонаправленная слойчатость, которая сменяется на наклонно-пологую, волнистую. Мощность 0,5–2,0 м. Резкие переходы в кровле и подошве. Накопление слоя происходило на фоне повышения уровня моря. На начальном этапе в высокодинамичной среде быстро накапливался материал, мобилизуемый с флювиальной равнины. По мере снижения скорости седиментации материал лучше сортировался волнениями. Уменьшение размера зерен указывает на снижение динамики среды.

tYC-II. Внизу мелкозернистые алевритовые песчаники с пологоволнистой слойчатостью, вверху средне-мелкозернистые хорошо отсортированные песчаники с косой разнонаправленной слойчатостью. Характерен более резкий контакт в кровле, чем в подошве. Мощность 0,5–2,0 м. Вероятно, песчаники накапливались в проксимальной крайне мелководной высокодинамичной части морского бассейна. Так могло происходить формирование баров на стыке морской и континентальной обстановок осадконакопления.

tYC-IV. Зеленовато-серые интенсивно доломитизированные тонко-мелкозернистые и мелко-среднезернистые песчаники полевошпат-кварцевого состава с обломками доломитов, переходящие в доломиты с примесью глинисто-алевритового материала. Доломит нередко полностью корродирует зерна полевых шпатов. Слойчатость волнистая, линзовидно-полосчатая за счет намывов зеленовато-серого глинистого вещества. Формирование слоя происходило, по-видимому, на мелководье на трансгрессивной фазе. Уменьшение содержания псаммитовой составляющей и появление пелитов в верхней части разреза указывают на снижение динамики среды.

Талахский горизонт залегает на кристаллическом фундаменте, реже на породах коры выветривания, сокращается в мощности к северо-западу (от 30 до 0 м). Горизонт литологически неоднороден, снизу вверх залегают слои гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов (***tKC-I, tKC-II, tKC-III, tKB***). В талахское время осадки накапливались вследствие пенепленизации фундамента и переноса обломочного материала временными потоками. На территории обширной флювиальной равнины накапливались грубообломочные отложения русловых фаций временных водотоков, имевших юго-восточное направление. Формирование слоев контролировалось положением уровня приемного бассейна (Шишлов, 2010). Падение уровня моря усиливало донную эрозию, и поток, вырабатывая профиль равновесия, размывал породы фундамента. Обломочный материал переносился палеопотоками с высокой скоростью в юго-восточном направлении. В пределах русел временных водотоков можно выделить три фациальных зоны. В первой, расположенной в области размыва, накапливались преимущественно грубозернистые (до гравелитов) отложения (***tKC-I***). Во второй фациальной зоне отложения характеризуются меньшей грубозернистостью и большим содержанием глинистого материала (***tKC-II***). В третьей зоне водный поток отлагал мелко-среднезернистый песчаный материал с косой однонаправленной слойчатостью и глинистыми интракластами (***tKC-III***), что обусловлено дальнейшим снижением динамики среды и удалением от области размыва. На пойме в наиболее спокойных обстановках накапливались глинистые и песчано-алевритовые осадки (***tKB***). На прибрежном мелководье отложения представлены тонким линзовидно-полосчатым чередованием глин, алевролитов и песачников (***tZB***), они постепенно сменяются серовато-зелеными горизонтальнослоистыми аргиллитами лагуны (***tZA***).

В нижней части ***хамакинского горизонта*** залегают зеленовато-серые аргиллиты с горизонтальной слойчатостью (**tZA**). В средней части светло-серые, зеленовато-серые тонко-

мелко-, мелко-средне-, реже грубозернистые песчаники (**tYC-I**), доломитовые песчаники (**cYC-IV**) с косой разнонаправленной и волнистой слойчатостью, а также темно-серые алевролиты (**tZC**). Верхняя часть горизонта сложена зеленовато-серыми и темно-серыми аргиллитами с тонкими (3–5 мм) линзовидными прослоями серых алевролитов и светло-серых тонкозернистых песчаников **tYB-I, II**. Мощность 10–20 м. В хамакинское время на изучаемой площади осадконакопление протекало в зоне изолированного мелководья с баровым комплексом северо-восточного простирания. Снижение уровня моря приводило к смещению бара (**tYC-I, tYC-IV)** в сторону моря, а увеличение сноса обломочного материала с суши способствовало формированию песчаного пляжа **tZC**. Пляж постепенно через внутреннюю малоподвижную область лагуны, в которой накапливались глинистые отложения **tZA-I,** переходил в подвижную часть, где формировались чередующиеся слойки глин, песков и алевритов **tZB-II**. К юго-востоку за баром в условиях изменчивой волновой гидродинамики накапливались «лоскутные пески» **tYB-I**.

Таким образом, породы вендского комплекса представлены 12 литолого-генетическими типами. В вендском палеобассейне функционировали седиментационные системы флювиальной равнины и изолированного мелководья.

Литература

Бурова И.А. Закономерности распределения и прогноз коллекторов в венд-кембрийском галогенно-карбонатном комплексе Сибирской платформы (на примере Непско-Ботуобинской антеклизы): автореферат дисс. на соиск. уч. ст. к.-г.-м.н. СПб., 2001.

Захарян А.З. Условия формирования месторождений нефти и газа в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы (юго-западная Якутия): автореферат дисс. на соиск. уч. ст. к.г.-м.н. М., 1985.

Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1988. 254 с.

Постникова О.В. Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга сибирской платформы и его нефтегазоносность: автореф. дисс. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. М., 2008.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: С-Петерб. горн. ин-т, 2010. 276 с.

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ПОСТУПЛЕНИЯ *AULACOSEIRA BAIKALENSIS* В ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ПЕЛАГИАЛИ БАЙКАЛА

Е.Н. Тарасова, А.А. Мамонтов, Е.А. Мамонтова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, tarasova@igc.irk.ru

Диатомовые водоросли играют важную роль в экосистеме Земли, они продуцируют до 50 % от общего органического вещества планеты. Сохранность панцирей диатомовых разного геологического возраста и генезиса в донных отложениях позволяет использовать их для реконструкции экологических условий древних геологических эпох и проследить последовательность и характер глобальных изменений в истории Земли. Каким образом диатомовые водоросли попадают в донные отложения в глубоководном водоеме, мы попытались показать на примере исследований взвешенного вещества в пелагиали озера Байкал, проведенных в год массового весеннего развития *Aulacoseira baicalensis* в 1968 г.

В Байкале насчитывается 1085 видов и разновидностей водорослей. Наиболее многочисленны диатомовые (509 видов) и зеленые (205 видов). Широко представлены синезеленые (90 видов), золотистые (28) и др. Из них в открытом Байкале найдено 677 видов и разновидностей. Эндемичны 6 родов, 133 вида и 62 разновидности. Наибольшую роль играют диатомовые водоросли — представители родов *Aulacoseira*, *Synedra, Stephanodiscus*, *Cyclotella*, а в последние два десятилетия *Nitzshia*. В открытой глубоководной части Байкала доминантные формы диатомей, как правило, развивались в чистом виде, причем *Aulacoseira* развивалась в массе через каждые 2–3 года. Доминирующие виды *Peridinium* водорослей

представлены преимущественно беспанцирными эндемичными, наибольшее значение среди которых принадлежит роду *Gymnodinium*, которые часто развиваются подо льдом в огромном количестве, что создает типичное цветение воды. В неурожайные для крупных форм фитопланктона годы наблюдается массовое развитие ультрананопланктона. Выделены высоко-, средне- и малопродуктивные годы по фитопланктону в весенний период (Поповская, 1986). Нами исследования проведены в высокопродуктивный год, когда весной 1968 г. биомасса *Aulacoseira baicalensis* составляла 4,6 г/м^3 (Тарасова, 1975).

На характер распределения взвешенного вещества в толще воды, несомненно, оказывает влияние гидрологический режим. Не останавливаясь на достаточно сложной вертикальной зональности вод глубоководной части озера Байкал, предложенной Г.Ю. Верещагиным и К.К. Вотинцевым (Вотинцев, 1961), отметим, что Толмачев В.А. (1957) на основании исследований сезонных изменений вертикального распределения бикарбонатов, сульфатов, суммы ионов и нитратов в районе пос. Лиственичное в Южном Байкале и в районе м. Ухан в Среднем Байкале создал принципиально отличную схему вертикального распределения водных масс Байкала. Он подразделяет всю толщу вод на 3 зоны: верхнюю зону динамической активности (до 300 м); срединную зону относительного застоя, простирающуюся от 300 до 1000 м, и глубинную зону динамической активности (свыше 1000 м и до дна). Верхняя и нижняя зоны динамической активности характеризуются тем, что в них отмечаются значительные сезонные изменения химического состава вод. Срединная же зона в гидрохимическом отношении наиболее стабильна. Гидродинамическая активность вод глубинной зоны объясняется перемещением поверхностных вод вдоль подводных склонов под воздействием ветров. Изучение геохимии органического вещества показали (Тарасова, Мещерякова, 1992), что именно особенности динамики вертикального распределения водных масс (Толмачев, 1957) приводят к загрязнению открытой части озера (Мамонтов, 2001; Мамонтова, 2001).

Пробы воды на глубоководной станции в Южном Байкале (глубина 1330 м) отбирались 10-ти литровыми батометрами конструкции Института океанологии РАН с горизонтов 0; 5; 10; 25; 50; 100 м и далее через каждые 100 м до дна. Время отбора до глубины 500 м приурочивалось к светлому периоду суток, как правило, к утренним часам. Количество отобранной воды составляло не менее 10 л. Вода бралась в химически чистые бутыли темного стекла, перед заполнением бутыль тщательно ополаскивалась исследуемой водой. Для установления возможной ошибки при отборе проб воды на одной станции в водах озера в силу микромасштабных изменений проведен отбор проб воды на сетке станций, расположенных в 0,5; 1,0; 1,5 и 3,0 км от исследованной станции на север, юг, запад и восток по сезонам года; в подледный период — в марте — на одной станции ежедневно в течение нескольких дней (Тарасова, Мещерякова, 1992). Суточные изменения коэффициентов вариации взвеси и органического вещества не превышали точность методов их определения. Ввиду неравномерности распределения фитопланктона по вертикали возможна ошибка при взятии проб воды со стандартных горизонтов, для чего было рассчитано средневзвешенное содержание компонентов в слое 0–25 м по стандартным (0; 5; 10; 25 м) и более дробным (0; 2,5; 5; 7,5; 10; 15; 20; 25 м) горизонтам. Коэффициенты вариаций для всех исследуемых компонентов значительно ниже точности их измерений, а отбор проб воды по стандартным горизонтам не вносит ошибку в расчет средневзвешенных концентраций. Фиксация проб не проводилась. Известно, что при хранении проб воды происходят: биохимическое окисление органического вещества, адсорбция поверхностно активных соединений на стенках сосуда, взвесях и на поверхности воды, выпадение органических коллоидов в результате старения, вследствие чего происходят значительные изменения содержания органического вещества в воде. Так, величина оптической плотности в ультрафиолетовой части спектра в морской воде, профильтрованной через сутки после взятия и хранившейся при 18 °С, в 5–6 раз больше плотности в той же воде, но профильтрованной сразу же после взятия, что объясняется гидролизом биополимеров. Для сохранения неизменного количества органического вещества (прекращение жизнедеятельности микроорганизмов) исследователи предлагают замораживание, введение ядов или подкисление воды до pH 0,8–1,0 (Скопинцев, 1950). Но все эти методы несовершенны. Замораживание сопровождается денатурацией гидрофильных макромолекул и коллоидов, что ускоряет

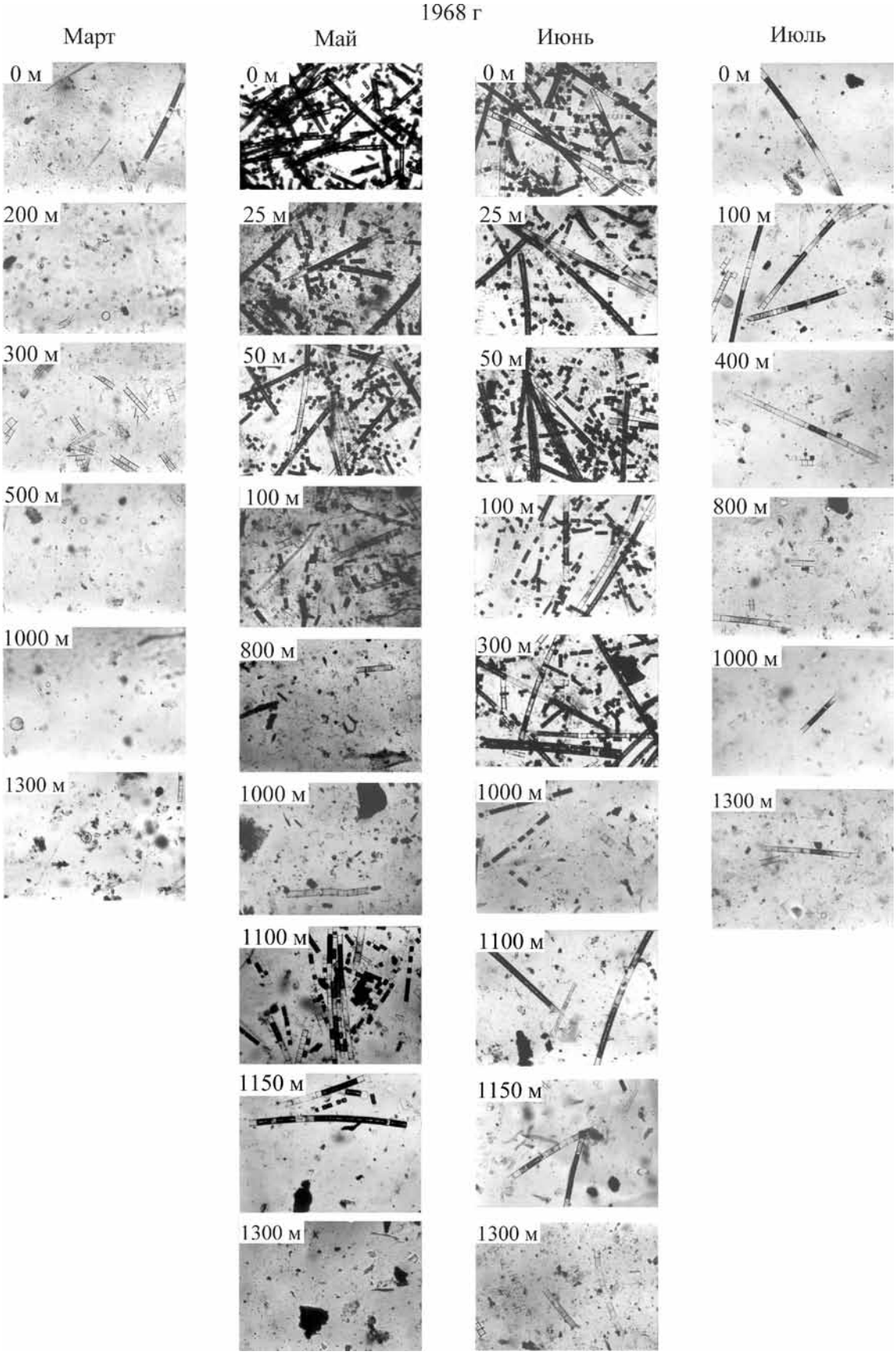


Рис. 1. Сезонные изменения взвешенного вещества в воде оз. Байкал по вертикали (март–июль 1968 г.) (увеличение 240)

выпадение их в осадок при размораживании проб. Консервация ядами не всегда эффективна и применима. Подкисление же ведет к ускорению коагуляции органических коллоидов. Учитывая резкое уменьшение содержания взвешенного органического вещества при хранении проб воды нами анализ проводился сразу же после взятия проб или непосредственно на теплоходе или в лаборатории, причем до анализа и в лаборатории пробы воды всегда хранились в темноте. Как правило, непродолжительность рейсов (от 1 до 3 дней) позволяла провести все определения непосредственно в лаборатории в течение нескольких дней. Взвешенное вещество определялось методом мембранной ультрафильтрации (Лисицын, 1955). Под взвешенными веществами понимаем частицы, находящиеся в воде и имеющие диаметр не меньше 0,5–0,7 мкм, исключая крупный зоопланктон. Выбор номер фильтра проведен экспериментально. Мембранные фильтры с высушенной взвесью взвешивались, а затем просветлялись канадским бальзамом, что позволило приготовить микрофотографии взвеси по сезонам года в глубоководной толще вод (рис. 1, 2).

Картина распределения взвеси по вертикали характеризуется существенной неравномерностью. В поверхностном слое воды количество взвеси изменялось от 0,8 до 2,0 мг/л.

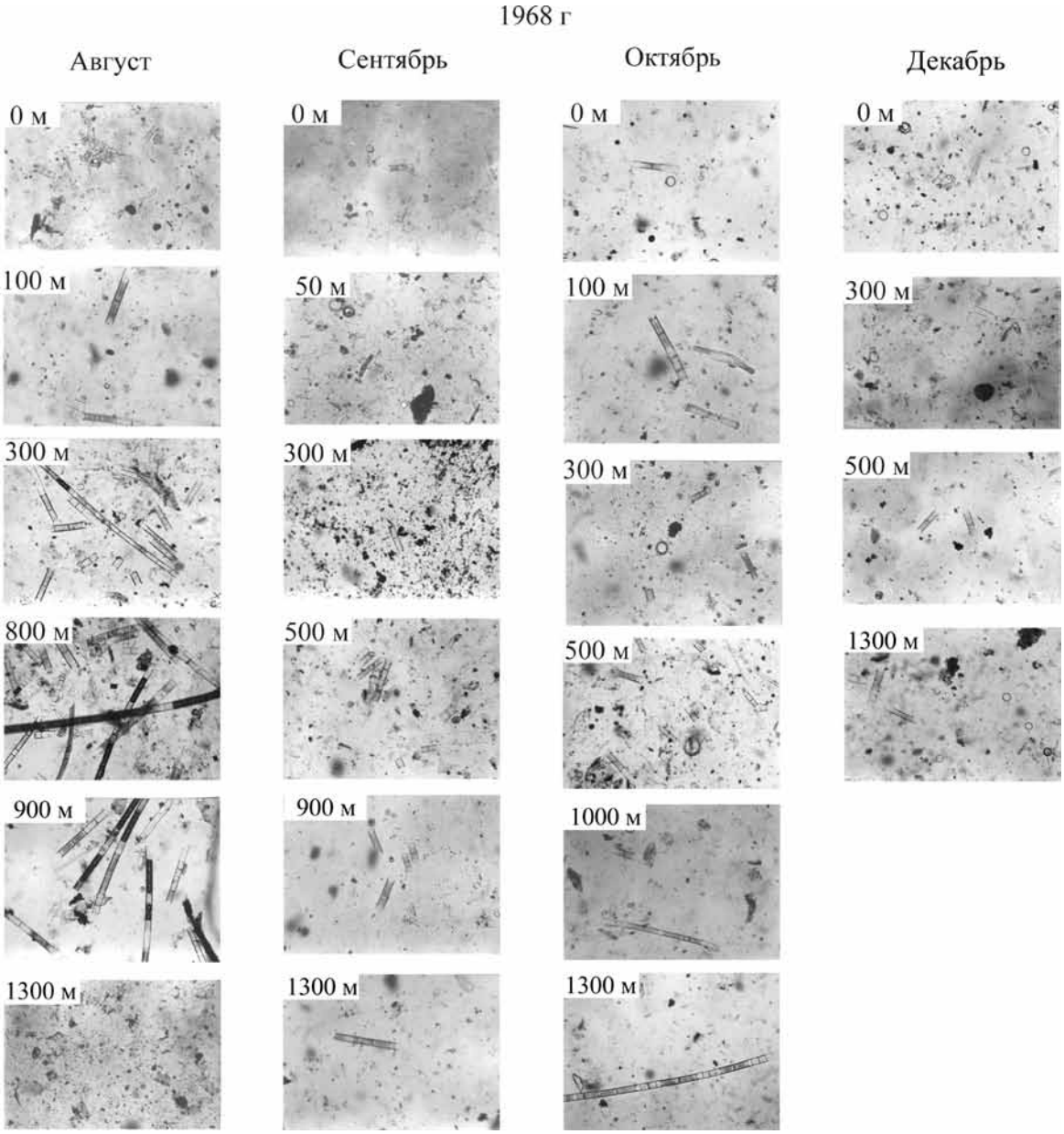


Рис. 2. Сезонные изменения взвешенного вещества в воде оз. Байкал по вертикали (август–декабрь 1968 г.) (увеличение 240)

С увеличением глубины содержание ее снижается и на горизонте 1300 м изменяется от 0,3 до 0,9 мг/л. Область повышенного содержания взвеси (более 1,5 мг/л) в слое 0–60 м достигала максимума в мае. Повышенное содержание взвеси в мае (0,7 мг/л) найдено на горизонте 1100 м. Как видно из рис. 1–2, именно на этом горизонте обнаружено значительное количество живых (с хлоропластом) клеток диатомей. В июне область концентрация взвеси 0,8 мг/л достигает 300 м. В этом же слое найдено большое количество Aulacoseira baicalensis. В июле в результате гомотермии в содержании взвеси отмечен летний минимум. Новое, но уже менее значительное увеличение взвеси было отмечено в августе–сентябре. В августе повышенное содержание взвеси наблюдалось в глубинной области на горизонтах 800 и 900 м, на этих же горизонтах найдены также живые клетки водорослей (на фотографиях клетки водорослей темного цвета). Происхождение повышенных концентраций взвеси с одновременным нахождением на этих горизонтах живых клеток водорослей обязано активным процессам водообмена, идущим вдоль склона. На возможность опускания водных масс верхней зоны в нижнюю (и их подъема) вдоль подводных склонов оз. Байкал, как было отмечено нами выше, впервые указал В.А. Толмачев (1957).

Таким образом, именно только эта особенность водообмена может привести к обнаружению живых диатомовых водорослей в донных отложениях глубоководного водоема. С другой стороны, изучив сохранность клеток водорослей и соотношение живых и мертвых клеток диатомей в донных отложениях, можно сделать выводы о глубине водоемов в прошлом.

Выполненные исследования поддержаны грантами РФФИ № 04-05-64870, № 07-05-00697, 13-05-00375.

Литература

Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал // Тр. Байкал. лимнол. ст. АН СССР. 1961. Т. 20. 311 с.

Лисицын А.П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей // Тр. ин-та океанологии АН СССР. 1956. Т. 19.

Мамонтов А.А. Полихлорированные дибензо-пара-диоксины и родственные соединения в экосистеме озера Байкал. М.: Академия наук о Земле, 2001. 68 с.

Мамонтова Е.А. Гигиеническая оценка загрязнения диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Иркутской области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 141 с.

Поповская Г.И. Современное состояние и прогноз развития фитопланктона Байкала // Тез. докл. 5-ого съезда Всес. Гидробиол. об-ва. Куйбышев, 1986. С. 201–202.

Скопинцев Б.А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус) // Тр. ГОИНа. Л.: Гидрометеоиздат. 1950. Вып. 17 (29). 290 с.

Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И. Современное состояние гидрохимического режима оз. Байкал. Новосибирск: Наука, 1992. 150 с.

Тарасова Е.Н. Органическое вещество вод Южного Байкала. Новосибирск: Наука, 1975. 147 с.

Толмачев В.А. Некоторые гидрохимические показатели внутреннего водообмена в Байкале // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113, № 3. С. 1011–1013.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ В НИЖНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.Н. Тимонина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nntimonina@geo.komisc.ru

Триасовые отложения составляют около трети от общего заполнения Печорского седиментационного бассейна. Промышленная нефтегазоносность данного комплекса доказана открытием ряда месторождений углеводородов в пределах Шапкина-Юрьяхинского вала, Лайского вала, Колвинского мегавала, вала Сорокина, а также акваториальной части Печорского и Баренцева морей. В настоящее время на севере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции активно осуществляется подготовка к промышленной эксплуатации Варандейского, Лабаганского, Хыльчуюского и ряда других месторождений. Нижнетриасовые отложения

характеризуются значительной латеральной и вертикальной неоднородностью, кроме того, они, как правило, являются вместилищем тяжелой высоковязкой нефти, что вызывает значительные трудности при выборе способа разработки.

Исследования, касающиеся тех или иных аспектов перспектив нефтегазоносности, условий формирования триасовых отложений региона, проводились такими специалистами, как В.И. Чалышев (1960), И.З. Калантар, С.Д. Танасова (1988), Е.Д. Мораховская (2000), А.В. Ступакова (2001) и др.

В связи с этим возникает необходимость выявления особенностей распространения нижнетриасовых отложений и установления зависимости их коллекторских свойств от условий накопления и преобразования.

Нижнетриасовые отложения распространены практически на всей территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции за исключением осевых зон крупных положительных структур: Седуяхинского и Талотинского валов, вала Гамбурцева (Структура…, 1982). Отложения с размывом залегают на различных горизонтах перми и более древних образований, максимальная мощность нижнетриасовых образований зафиксирована в Коротаихинской и Большеснинской впадинах, в северо-западном направлении отмечается сокращение мощностей.

На основе детальных литолого-фациальных исследований нами проводилась диагностика песчаных тел, в процессе анализа каротажных диаграмм, макро- и микроскопического изучения керна установлена вертикальная последовательность литотипов, прослежено развитие пластов по площади. Помимо седиментологических исследований были привлечены результаты изучения петрографического состава обломочных пород, минерального состава цементов песчаников и т.д.

Отложения представлены ритмичным переслаиванием красно-коричневых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников с прослоями внутри- и межформационных конгломератов. Конгломераты мелко-среднегалечные, слабо отсортированы с примесью гравийного материала. Песчаники, слагающие разрез, окрашены главным образом в различные оттенки серого цвета от светло-серого до зеленовато-серого. Гранулометрический состав от мелко- до грубозернистого. Встречаются текстуры: массивная, крупная однонаправленная косослоистая, горизонтальнослоистая и пр. Окраска алевролитов меняется от зеленовато-серой до голубовато-серой. Значительное распространение получили тонкослоистые текстуры и микротекстуры, преобладают горизонтально- и линзовиднослоистые, также встречаются породы с нарушенной слоистостью и текстурами взмучивания. Широко представлены в разрезе глины и аргиллиты, окрашенные в различные оттенки коричневого цвета от красноватых до темно-шоколадных. Основными породообразующими минералами являются минералы группы смектита, гидрослюда. Текстуры аргиллитов представлены горизонтальнослоистой, прерывистой, часто встречаются нарушенные, комковатые текстуры. Для этих отложений характерно наличие карбонатных линз и включений, выполненных крупнокристаллическим кальцитом.

По петрографическому составу нижнетриасовые песчаники относятся к семейству граувакк (содержание обломков пород превышает 50 %). В соответствии с петрохимической классификацией А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой (1988) песчаники попадают в поле полимиктовых и вулканомиктовых. К первым относятся песчаники средне- и крупнозернистые, ко вторым — преимущественно мелкозернистые разности.

В описываемых песчаниках присутствует как карбонатный, так и глинистый цементы. На основании проведенных исследований установлено, что карбонатный цемент представлен кальцитом, содержащим незначительные примеси железа, марганца и магния. Содержание кальцита варьирует в широких пределах и может достигать 40 %. Наибольшее распространение получили базальный и поровый типы цемента. Базальный цемент представлен крупнокристаллической разновидностью кальцита и тяготеет к подошве песчаных пластов, что обусловлено тем, что именно к этой части разреза тяготеют крупнозернистые образования. Цемент порового и сгустково-порового типа представлен мелкокристаллическим кальцитом и встречается в плохо сортированных среднезернистых осадках с большим количеством

алевритового материала, препятствующего росту крупных кристаллов кальцита. В составе цемента песчаников встречаются такие глинистые минералы, как каолинит, минералы группы смектита, хлорит, гидрослюда.

В результате изучения отложений были выделены несколько типов разрезов, различающихся по мощности, соотношению в разрезе, структуре, составу и генезису песчаных пластов. Рассмотренные типы разрезов иллюстрируют обстановки осадконакопления, существовавшие на территории современной Тимано-Печорской провинции в раннетриасовую эпоху. Установлено, что все разрезы имеют трехчленное строение. Детальные фациальные реконструкции по продуктивным пластам позволили доказать аллювиальный генезис отложений и провести более дробное расчленение с выделением фаций прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы (Хэллем, 1983; Селли, 1989).

Фация пристрежневой части русла сложена преимущественно крупно- и среднезернистыми песчаниками с крупной однонаправленной косослоистой текстурой, в основании слойков располагается грубозернистый материал.

Отложения прирусловой отмели формировались в более спокойной гидродинамической обстановке, они представлены мелкозернистыми песками, иногда с прослоями алевролитов. Мощность косых серий и слойков сокращается, серийные швы становятся менее заметными, на границах серий исчезает грубообломочный материал. Для них характерна мелкая косослоистая текстура, переходящая в горизонтальнослоистую. Зерна лейкоксена и рудных минералов, скопления слюдистых минералов подчеркивают слоистость.

Отложения фаций прирусловых валов накапливались как во время пика паводка, когда формировались песчаные прослои, так и в периоды более низкого уровня воды, когда оседали глинистые частицы. Периодически эти отложения попадали в субаэральные условия, в результате чего на поверхности глинистого осадка формировались трещины усыхания.

Пойменная макрофация выделена в составе фаций внешней (песчаной) части поймы и внутренней (алеврито-глинистой) части. Внешняя часть поймы представлена песчаными осадками фаций береговых валов, стариц, песков разливов, которые образуют краевые части песчаных тел.

Фация прирусловых (береговых) валов представлена мелкозернистыми песчаниками со слабовыраженной слоистостью. Для них характерно переслаивание глинистых и песчаных прослоев по вертикали, наличие остаточных галечников, образовавшихся во время сильных паводков, мелкая косая однонаправленная и горизонтальная слоистость, заполнение алевритовым материалом трещин усыхания в глинах, процессы брекчирования, образования мелких складок. Фация внутренней части поймы (отложения паводковых площадей) приурочена к самым нижним участкам пойм, представляющих плохо дренированные низменные области, где отлагались мелкозернистые алевролиты и глины. Текстура горизонтальнослоистая или неясная тонкослоистая. Широкое распространение получили почвенные слои с нарушенной слоистостью, трещины усыхания, заполненные алевритовым материалом. Для данных отложений характерны вертикальные трещины и полости, заполненные крупнокристаллическим кальцитом, — остатки корневой системы растений.

Факторы, влияющие на емкостные и фильтрационные свойства пород, закладываются на стадии седиментогенеза. Характер осадконакопления в первую очередь, скорость и направление водных потоков оказывают влияние на распределение обломочных компонентов. Размер, степень окатанности, количество обломков определяют размеры поровых каналов. Состав и структура цементирующего вещества также влияют на коллекторские свойства пород. Так, каолинитовый цемент наиболее типичен для русловых образований. Смектитовая ассоциация — для пойменных, старичных фаций.

Поровое пространство в коллекторах нижнетриасового возраста сформировано свободными от минерализации остаточными седиментогенными и реже внутризерновыми порами. Межзерновые поры имеют разнообразную форму, слабо извилистые границы и хорошую степень сообщаемости. В общем случае поры изометричны, по краям щелевидно

выклиниваются или переходят в тонкие канальцы. Размеры межзерновых пор соизмеримы с размерами обломочных зерен и колеблются в широких пределах.

Установлено, что на емкостные и фильтрационные свойства отложений определяющее влияние оказывает структура порового пространства, в первую очередь содержание крупных поровых каналов. Проведенные исследования показали, что наибольшее содержание крупных пор (более 60 %) приурочено к песчаникам, сложенным изометричными полуокатанными обломками. Минимальное содержание крупных поровых каналов (менее 5%) отмечается в мелкозернистых песчаниках с алевритовой примесью, полиминеральным и смектитовым цементом.

В результате проведенных исследований установлено, что ведущая роль в коллекторах нижнетриасового возраста принадлежит песчаникам с межзерновой пористостью. В соответствии с классификацией А.А. Ханина (1976), к коллекторам I–II классов могут быть отнесены крупнозернистые песчаники с крустификационным цементом хлоритового состава, а также бесцементные песчаники. Для них характерно преобладание крупных фильтрующих пор в структуре порового пространства. Коллекторы III–IV классов представлены мелкозернистыми песчаниками с поровым цементом гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитового состава или поровым мелкокристаллическим каолинитом. Коллекторы V класса представляют собой мелкозернистые плохо отсортированные песчаники с высоким содержанием смектита в составе цемента, а также средне- и крупнозернистые песчаники с порово-базальным карбонатным цементом.

Наиболее благоприятные условия формирования коллекторов I–II классов существовали в пристрежневой зоне русла, где высокая гидродинамическая активность водной среды способствовала формированию наиболее крупнозернистых хорошо отсортированных осадков.

В зоне прирусловой отмели формировались более мелкозернистые осадки с большим количеством матрикса и высоким содержанием глинистого цемента, поэтому песчаники, образовавшиеся в этой части русла, относятся преимущественно к коллекторам III–IV классов. К коллекторам V–VI классов относятся песчаники, образовавшиеся в условиях поймы и характеризующиеся мелкозернистой структурой и высоким содержанием смектита в составе глинистого цемента.

Построение адекватной геологической модели коллектора, учитывающей его фильтрационно-емкостную неоднородность как на уровне пласта, так и слагающих его прослоев, будет способствовать существенному повышению эффективности разработки залежей нефти. Неоднородность коллектора, влияющая на характер фильтрации флюида в скважину, анизотропию коллекторских свойств песчаников, коэффициент вытеснения нефти и другие параметры разработки залежей углеводородов, имеет тесную связь с условиями его формирования.

Кроме того, характер распределения и состав цемента определяющим образом сказываются на выборе технологии воздействия на пласт, что особенно важно в случае применения тепловых методов разработки. Из практики применения тепловых методов при разработке месторождений высоковязкой нефти известно, что наибольшая эффективность по снижению вязкости нефти и, соответственно, наибольшее увеличение степени вытеснения такой нефти из породы отмечается при прокачке высокотемпературного агента вытеснения (свыше 100 °С), в качестве которого наиболее оптимально использовать пресную воду.

Однако, выявленные особенности строения терригенных пород-коллекторов триаса, обусловленные высоким содержанием глинистого цемента (изменяющегося по пластам от 10 до 45 %), наличием в их составе таких глинистых минералов, как смектит и монтмориллонит, делают невозможным применение данной технологии. В ходе проведения опытных работ при прокачке опресненной воды отмечалось уменьшение проницаемости образцов керна, причем уменьшение проницаемости тем больше, чем выше проницаемость пористой среды. Следовательно, при выборе технологии разработки месторождений, связанных с триасовыми отложениями, необходимо учитывать не только характер распространения песчаных пластов, но также распределение и состав глинистого цемента. Кроме того, необходимо проведение

опытно-промышленных работ, направленных на подбор реагента, наиболее эффективно вытесняющего нефть из подобного коллектора.

Литература

Калантар И.З., Танасова С.Д. Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л: Недра, 1988. С. 127–134.

Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

Мораховская Е.Д. Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.

Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1982. 200 с.

Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Выпуск 6. М.: Геоинформмарк, 2001. 62 с.

Ханин А.А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 328 с.

Чалышев В.И. Варюхина Л.М. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тиммана. Сыктывкар, 1960. С. 49–58.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПЕЛАГИЧЕСКИХ КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ – ОРДОВИКА КАЗАХСТАНА

Т.Ю. Толмачева[1], К.Е. Дегтярев[2]

[1]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Tatiana_Tolamcheva@vsegei.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва, degtkir@ginras.ru

Геохимические характеристики глубоководных пелагических осадков, в том числе и радиоляритов, определяются балансом между аллотигенной составляющей, т.е. терригенным, пирокластическим и космическим материалом, и собственно биогенной составляющей осадка, которая, в грубом приближении, наследует состав океанический воды и отражает обстановку осадконакопления. При преобладании аллотигенного материала химический состав пелагических осадков определяется источниками сноса, тогда как в биогенных осадках он зависит от множества факторов, среди которых основными являются окислительно-восстановительная среда воды, время экспозиции осадка и связанное с этим фракционирование редкоземельных элементов (РЗЭ). Кроме того, на содержания РЗЭ оказывают влияние гидротермальные сингенетические источники, которые локально меняют геохимические характеристики вод (Murray et al., 1991, 1992; Морозов, 2001).

Геохимические критерии осадков разных седиментологических обстановок, разработанные на примере современных и мезозойско-кайнозойских бассейнов, успешно применяются для реконструкций условий осадконакопления в палеозойских и докембрийских бассейнах (Chen et al., 2006; Yu et al., 2009). Для ордовикского времени опубликованы только данные по кремнистым породам западной Шотландии, формирование которых, в зависимости от распределения РЗЭ, приурочено либо к океаническим равнинам, либо к континентальным окраинам с повышенным привносом терригенного материала (Armstrong et al., 1999; Owen et al., 1999).

Анализ распределения РЗЭ в кремнисто-терригенных отложениях Казахстана преследовал две цели: определить источник сноса терригенного тонкозернистого материала при образовании кремнистых толщ и подтвердить окислительно-восстановительные условия в океанической воде, предполагаемые на основе литологических признаков отложений. Ордовикские кремнистые отложения широко распространены в разных структурно-формационных зонах палеозоид

Казахстана. Они формировались, как правило, в глубоководных впадинах на значительном расстоянии от источников сноса терригенного материала и в подавляющем большинстве представлены значительно конденсированными радиоляритами с несущественной долей спикул губок. Конодонты, часто встречающиеся в кремнях, дают возможность оценивать скорость формирования породы и, соответственно, время экспозиции осадка, которая рассчитывается по содержанию конодонтовых элементов, чье количество обратно пропорционально скорости осадконакопления. Согласно последнему параметру, а также сохранности органического вещества для позднего кембрия и раннего ордовика предполагается существование анoксного океана, тогда как насыщение вод кислородом и оксидизация донных вод произошла не ранее начала среднего ордовика.

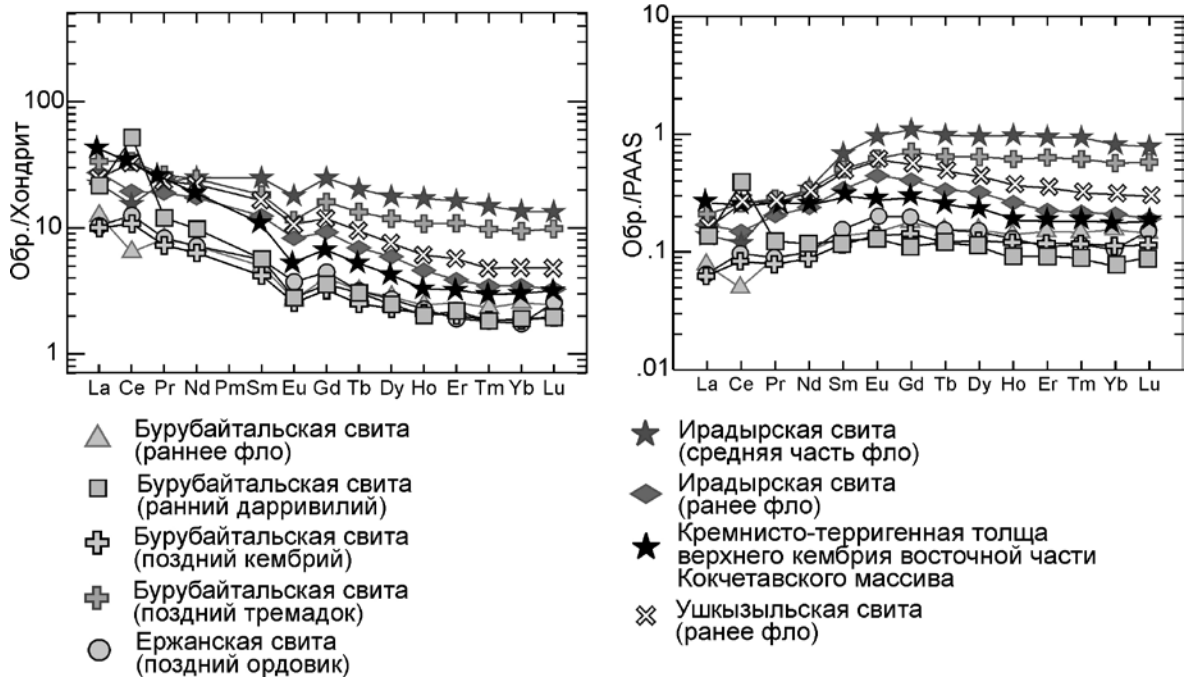
Содержания РЗЭ были получены из кремнистых пород нескольких структурно-формационных зон Казахстана, расположенных как в его западной части, вблизи докембрийских сиалических массивов (бурубайтальская и акдымская свиты Ерементау-Чуилийской зоны, кремнисто-терригенная толща восточной части Кокчетавского массива, ишкеольмесская и ирадырская свиты Ирадырской зоны), так на востоке, где выходы сиалического докембрия неизвестны (ушкызыльская и токайская свиты Предчингизской зоны, ержанская свита Бощекульской зоны, казыкская свита Северо-Балхашской зоны).

В целом суммарное содержание РЗЭ в изученных кремнях колеблется от 15 до 60 мкг/г, спектры распределения характеризуются небольшими как положительными, так и отрицательными Ce-аномалиями; у части кремней наблюдается обогащение тяжелыми РЗЭ по сравнению с кремнями из Шотландии и пелагическими осадками современных океанов (Murray et al., 1992; Armstrong et al., 1999) (рисунок).

Для ряда кремней (кремнисто-терригенная толща верхнего кембрия восточной части Кокчетавского массива (рисунок), верхнекембрийская токайская свита, верхнекембрийский интервал в ряде разрезов бурубайтальской свиты) содержание РЗЭ достигает 50–60 мкг/г, а их спектры близки к среднему составу постархейских сланцев, что свидетельствует о значительной доле терригенной составляющей и, возможно, небиогенном источнике кремнезема.

Кремни ирадырской свиты нижнего ордовика заметно обогащены тяжелыми РЗЭ (рисунок), что, по-видимому, указывает на их образование в области широкого распространения океанических базальтов типа СОХ.

В пелагических осадках современных океанов наблюдается обратная зависимость содержания РЗЭ от времени экспозиции осадка (Murray, 1994; Girty et al., 1996). Сходные



Спектры распределения РЗЭ в кремнистых отложениях Казахстана, нормализованные к хондриту и постархейским сланцам (PAAS)

результаты получены и по изученному материалу. В отложениях бурубайтальской свиты со скоростями осадконакопления 1–5 мм/тыс. лет, сопоставимыми с накоплением глубоководных пелагических глин, характерно низкое (менее 15 мкг/г) содержание РЗЭ, для более мощных кремней (ушкызыльская свита нижнего – среднего ордовика) с редкими конодонтами характерны более высокие содержания до 30–40 мкг/г. В бурубайтальской свите отмечается увеличение скорости осадконакопления в течение позднего кембрия – среднего ордовика, которое отражается в увеличении содержания РЗЭ вверх по разрезу свиты.

Одним из наиболее четко доказанных критериев определения восстановительного или окислительного потенциала водной среды является Ce-аномалия в осадках (Kato et al., 2002; Yu et al., 2009), значения которой могут быть выражены через отношение Ce/La. Увеличение доли Ce и, соответственно, более высокие значения Ce/La фиксируются в современных красных океанических глинах при их длительной экспозиции в окислительных условиях. В изученных кремнях значения Ce/La отношения варьируют от 1,5 до 5. Низкие значения этого отношения наблюдаются в конденсированных кремнях позднего кембрия и раннего ордовика, более высокие — в кремнях среднего и верхнего ордовика.

Спектры распределения РЗЭ, а также величины отношений La/Sm, La/Yb, Ce/La и Zr/Y в наиболее конденсированных кремнях (например, бурубайтальская свита, ранний фло) (рисунок) с минимальным количеством терригенной составляющей свидетельствуют, что их накопление в позднем кембрии и раннем ордовике шло при значительном влиянии гидротермальных вод и восстановительных условиях среды. В среднем ордовике наблюдается частичное обогащение кремнистого осадка легкими РЗЭ и Ce (например, ранний дарривилий бурубайтальской свиты, ранний сандбий ержанской свиты), что говорит о насыщении кислородом придонных океанических вод.

В целом анализ РЗЭ в кремнистых пелагических отложениях Казахстана хорошо подтверждает обогащение кислородом океанических вод в конце раннего ордовика в бассейне и показывает потенциальную возможность широкого использования этого метода для выявления источников кремнезема и терригенного материала при образовании мощных кремнистых отложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00844 и 13-04000629).

Литература

Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС. Тр. ГИН РАН, 2001. Вып. 523. 201 с.

Armstrong H.A., Owen A.W., Floyd J.D. Rare earth geochemistry of Arenic cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricated Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny // J. Geol. Soc. Lond. 1999. V. 156. P. 549–560.

Chen D., Qing H., Yan X., Li H. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert // Sediment. Geology. 2006. V. 183. P. 203–216.

Girty H.G. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California // Journal of Sedimentary Research. 1996. V. 66. P. 107–118.

Kato Y., Nakao K., Isozaki Y. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change // Chem. Geol. 2002. V. 182. P. 15–34.

Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sediment. Geol. 1994. V. 90. P. 213–232.

Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C., Russ G.P., Jones D.J. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1875–1895.

Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C., Russ G.P., Jones D.J. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associates host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation and diagenesis // Geochim.Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 2657–2671.

Owen A.W., Armstrong H.A., Floyd J.D. Rare earth elements in chert clasts as provenance indicators in the Ordovician and Silurian of the Southern Uplands of Scotland // Sediment. Geol. 1999. V. 124. P. 185–195.

Yu B.S., Dong H., Widom E., Chen J., Lin C. Geochemistry of basal Cambrian black shales and cherts from the Northern Tarim Basin, Northwest China: implications for depositional setting and tectonic history // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 34. P. 418–436.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В КОМПЛЕКСЕ МЕТОДОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ И КАРТИРОВАНИИ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ЛОВУШЕК УВ В КЛИНОФОРМАХ НЕОКОМА ЖУМАЖАН-СУРЬЕГАН-ВЕРХНЕ-КАЗЫМСКОЙ ЗОНЫ

Е.Б. Топычканова, Т.В. Томилина

Сургутский научно-исследовательский и проектный институт «СургутНИПИнефть», Центр геологического сопровождения деятельности ОАО «Сургутнефтегаз», Topychkanova_EB@surgutneftegas.ru

В последние годы, когда на территории Западной Сибири выявлены и вовлечены в разработку основные рентабельные запасы, для пополнения ресурсной базы нефтяных компаний все чаще приходится сталкиваться с проблемой поиска, разведки и разработки сложно построенных залежей УВ с низкодебитными коллекторами.

Основная добыча жидких углеводородов в Западной Сибири связана с неокомским продуктивным комплексом. Совершенно очевидно, что дальнейший прирост запасов, стабилизация и рост добычи нефти возможны за счет данного комплекса, несмотря на то что он является весьма сложным по своему строению и условиям формирования. Сложность заключается в клиноформной природе, которая до конца не выявлена и не изучена. К ундаформной, клиноформной и фондоформной частям приурочены ловушки и залежи разного типа. К настоящему времени структурные ловушки и залежи, связанные с выдержанными шельфовыми пластами ундаформ, практически все открыты, идут поиски сложно построенных неструктурных, литологических и литостратиграфических залежей в собственно клиноформной и фондаформной частях. Одной из наиболее перспективных зон поиска «неструктурных» залежей неокома является западная периферия Среднеобской НГО, где в настоящее время проводятся основные объемы геолого-разведочных работ компании «Сургутнефтегаз».

В связи с высокой степенью разведанности крупных антиклинальных структур, к которым приурочены основные по рентабельным запасам месторождения нефти Сургутского свода, геолого-разведочные работы по поиску залежей УВ переместились на западную периферию Сургутского свода, где расположены сложно построенные объекты, в большинстве случаев относящиеся к неантиклинальным и комбинированным ловушкам и залежам УВ. Наиболее перспективные в этом отношении клиноформные комплексы неокома, являющиеся одной из наименее изученных частей разреза осадочных отложений в плане выявления и картирования неструктурных ловушек. Изучение, определение характерных признаков и классификация неантиклинальных ловушек в этой толще — одна из первоочередных задач, которая позволит оптимизировать разведку и выработку трудноизвлекаемых запасов УВ из тонкослоистых, как правило, низкопроницаемых резервуаров.

На поисковом этапе работ, когда главным является выявление ловушек и открытие приуроченных к ним залежей, важно знание генетических условий образования ловушек, так как это позволит применить конкретные поисковые признаки, характерные для той или иной палеогеографической зоны. Следовательно, в основу выделения типов ловушек закладываются обычно генетические и морфологические принципы, под первыми понимается совокупность геологических процессов, предопределяющих происхождение ловушки. Наиболее полными, по нашему мнению, для Западно-Сибирского НГНБ являются классификации, разработанные Неждановым А.А. и Гидионом В.Я.

В предлагаемой работе рассмотрен класс полосовидных ловушек субмеридионального простирания, приуроченный к морскому мелководью, зоне перехода мелководных в более глубоководные отложения. При изучении и установлении закономерностей строения Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны применен системный подход, в основе которого лежит метод комплексирования данных сейсмики, ГИС, керна.

Согласно тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты (рис. 1), исследуемая площадь расположена на северо-восточном замыкании Фроловской мегавпадины в зоне ее сочленения с Помутской мегатеррасой.

По классификации неантиклинальных ловушек нефти и газа неокомских отложений Среднего Приобья, сейсмическим разрезам, электрофациям, сопоставлению карт общих и эффективных толщин можно выделить две палеогеографические зоны формирования отложений горизонта $АС_{10}^{2}$: восточную Ватлорскую, ундаформную мелководную, с пониженными общими толщинами и западную Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымскую, клиноформную, зону перехода мелководных в более глубоководные отложения.

По морфологической классификации неантиклинальных и комбинированных ловушек УВ Западной Сибири на изучаемой площади ловушки неокома сейсмостратиграфического комплекса (ССК) $АС_{10}^{2}$ относятся к группе шельфовых мелководных и плоских (проградирующих) дельт.

ССК $АС_{10}^{2}$ имеет очень сложное геологическое строение. Ранее в границах данного комплекса была выделена единая пачка по разрезу — $АС_{10}^{2}$, два песчаных тела по площади — Жумажановская и Сурьеган-Верхне-Казымская зоны. Данная геологическая модель противоречила седиментационным законам и выявленным уровням ВНК.

С использованием данных сейсморазведки, ГИС, керна детализировано строение ССК $АС_{10}^{2}$, в границах которого по разрезу выделено пять пачек: $АС_{10}^{2-0}$, $АС_{10}^{2}$, $АС_{10}^{2-1}$, $АС_{10}^{2-2}$, $АС_{10}^{2н}$. Четыре из них содержат залежи УВ (на Верхне-Казымском месторождении — $АС_{10}^{2-0}$, $АС_{10}^{2}$; на Сурьеганском — $АС_{10}^{2}$, $АС_{10}^{2-1}$; на Жумажановском — $АС_{10}^{2}$, $АС_{10}^{2-1}$, $АС_{10}^{2-2}$). По площади каждой пачки выделены дискретные песчано-алевролитовые тела (ПАТ), группирующиеся в тренды субмеридионального простирания.

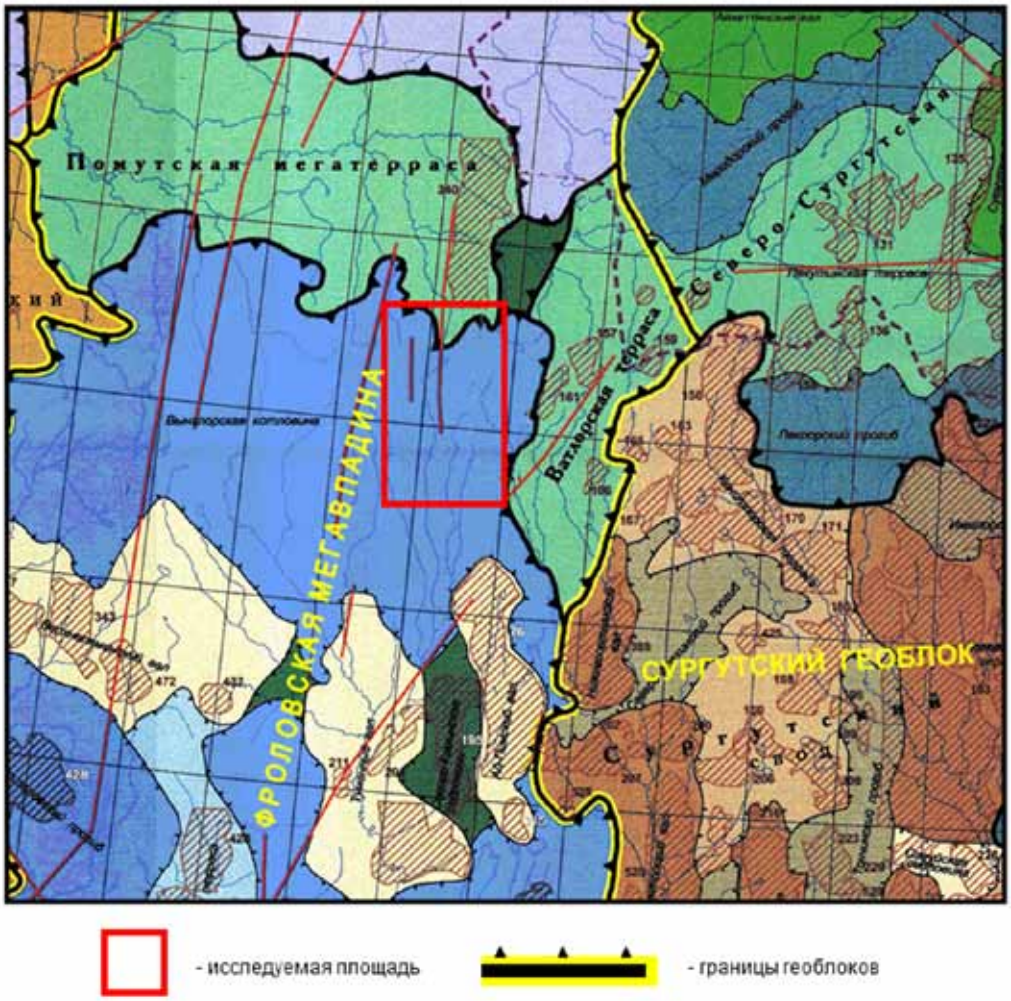


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты (под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского)

Сейсмоциклит $АС_{10}^{2}$ на исследуемой площади представлен на востоке ундоформной, на западе — клиноформной частью. Сейсмическая характеристика волнового поля в ундоформной зоне (Ватлор) характеризуется динамически выдержанным по площади отражением — $Нас_{10}^{2-0}$, на который накладываются отражающие горизонты (ОГ) $Нас_{10}^{2}$, $Нас_{10}^{2н}$. Внутри выделенного в верхней клиноформной части сейсмоциклита (Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зона), расположенной между ОГ $Нас_{10}^{2-0}$-$Нас_{10}^{н}$, прослеживается черепицеобразное, косослоистое строение в виде системы прерывистых неустойчивых отражений, сейсмическая запись в данном интервале неустойчивая и осложнена интерференцией — все это указывает на регрессивный характер осадконакопления в зоне перехода мелководных в более глубоководные отложения (рис. 2).

По сейсмическим данным (карта временной мощности между ОГ $Нас_{10}$ и ОГ $Нас_{9}$, карта временной мощности между ОГ $Нас_{10}^{2}$ и ОГ $Нас_{9}$) четко выделяются две границы развития клиноформной части ССК $АС_{10}^{2}$: восточная и западная — между которыми отмечается развитие полосовидных песчаников Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны (рис. 4).

Это можно проследить на построенных схемах корреляций, выровненных по кровле пласта $АС_{9}$, где отчетливо видно, что единый Ватлорский песчаник $АС_{10}^{2}$ в западном направлении рассыпается на несколько пачек Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны. Общие мощности увеличиваются до 140 м (рис. 3).

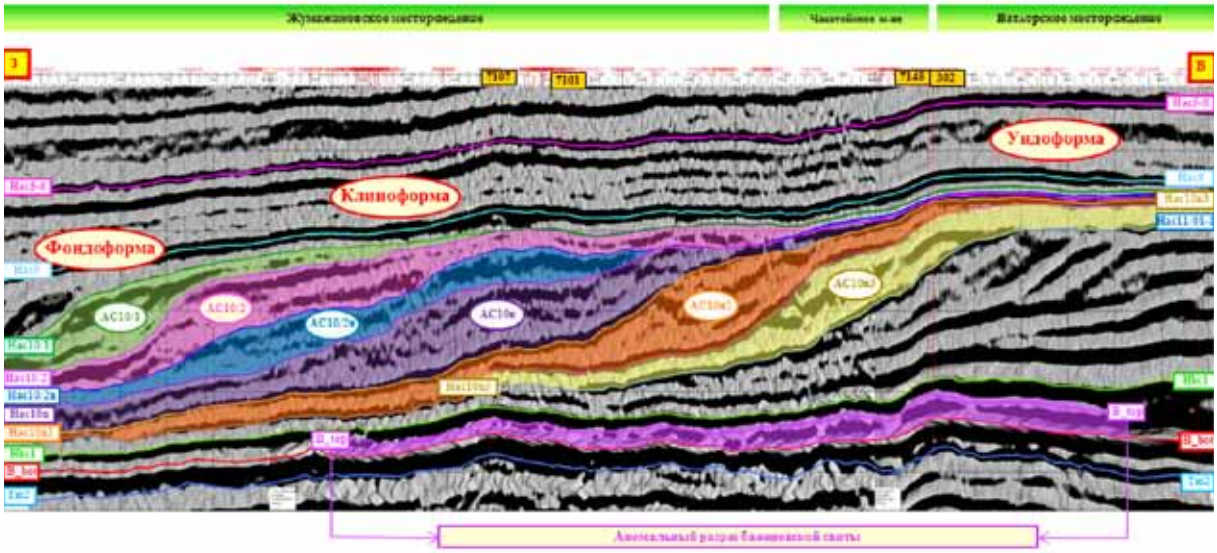


Рис. 2. Сейсмогеологические характеристики ССК $АС_{10}^{2}$

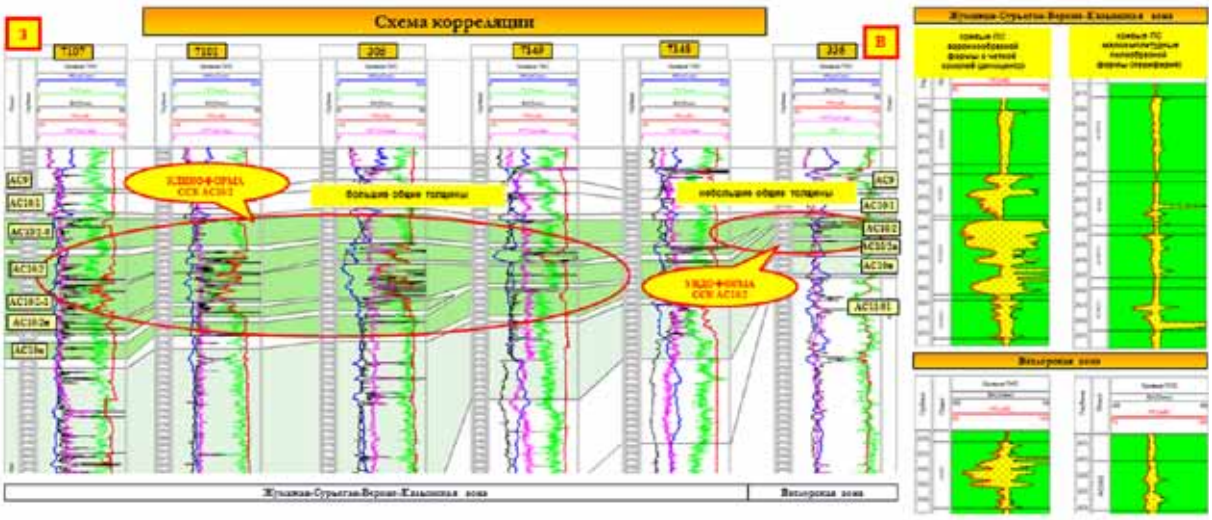


Рис. 3. Строение нижнемеловых отложений ССК $АС_{10}^{2}$

Для периферийных участков каждой зоны характерны малоамплитудные пилообразной формы кривые ПС, для депоцетров — воронкообразной с четкой кровлей (рис. 4).

Разрез Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны, по сравнению с Ватлорской, более тонкослоистый с высокой расчлененностью, увеличиваются общие толщины. При сравнительно одинаковом гранулометрическом составе значения коэффициентов песчанистости, проницаемости, эффективных толщин выше на Ватлоре, вследствие чего добывные возможности лучше. Средний дебит в ундоформной части составляет 26,4 м^3/сут при фонтанирующих дебитах, а в клиноформной равен 21,3 м^3/сут при применении ГРП.

Средняя песчанистость в ундоформной зоне составляет 32 %, в клиноформной — 29 %.

Песчаники ундоформной части ССК АС$_{10}^2$ развиты на исследуемой площади в виде двух песчаных тел, группирующихся в тренд субмеридионального простирания. Увеличение общих толщин происходит в западном направлении от 1,8 м до 30 м. Эффективные толщины увеличиваются в депоцентрах, закартированных ПАТ до 14 м.

Из гистограмм распределения эффективных толщин видно, что более половины проницаемых прослоев составляет 0,4–0,8 м, при присутствии прослоев однородных песчаников — 3–5 м.

Разрез представлен комплексом мелководно-морских отложений, сформировавшихся в шельфовой обстановке.

По макроописанию керна разрез пласта АС$_{10}^2$ сложен переслаиванием песчаников, алевролитов, массивных и линзовидно-слоистых аргиллитов (рис. 4). Коллекторы представлены мелкозернистыми алевритистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, очень часто в той или иной степени известковистыми. Для песчано-алевритовых прослоев характерны однородные, пологоволнистые, горизонтальные, флазерные текстуры, обусловленные намывами углисто-слюдистого и глинистого материалов. Иногда текстуры нарушены следами жизнедеятельности донных организмов. Характерной особенностью песчаных отложений является широкое развитие конседиментационных деформаций (текстур оползания и смятия осадков). Для линзовидно-слоистых аргиллитов и алевролитов характерно широкое развитие биотурбационных текстур. Депоцентры характеризуются наличием мощных однородных прослоев нефтенасыщенных песчаников, периферийные участки — тонким переслаиванием глин, прослоев алевролитов и песчаников, дискретно нефтенасыщенных.

Песчаники клиноформной части ССК АС$_{10}^2$ развиты на исследуемой площади в виде сложной системы песчаных тел. Общие толщины достигают 140 м. Эффективные толщины увеличиваются в депоцентрах до 12 м.

По гистограммам распределения эффективных толщин так же, как и на Ватлорском месторождении, видно, что более половины проницаемых прослоев составляет 0,4–0,8 м, прослои песчаников меньшей толщины от 1–2 до 3 м встречаются реже, чем на Ватлоре.

По имеющемуся керну разрез представляет собой переслаивание темно-серых аргиллитов, алевролитов, песчаников сероцветных с коричневатым оттенком, карбонатизированных, с глинистым и глинисто-карбонатным цементом, с растительным детритом, нефтенасыщенных, с косой и волнистой слоистостью, со знаками ряби. Песчаники часто дискретно нефтенасыщенные с прослоями, линзочками, слойками глинистого материала, наиболее мощные из них развиты в депоцентрах.

Комплексирование данных бурения, ГИС, керна с сейсмическими материалами съемок 2Д позволило:

- обосновать пластовую корреляцию;
- восстановить условия осадконакопления и, соответственно, адекватно распределить коллекторы по фациальным зонам;
- обосновать границы распределения песчаных тел;
- создать принципиально новые двухмерные цифровые геологические модели группы пластов АС$_{10}^2$ Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны, которые служат основой при подсчете запасов, в дальнейшем — при построении фильтрационной модели.

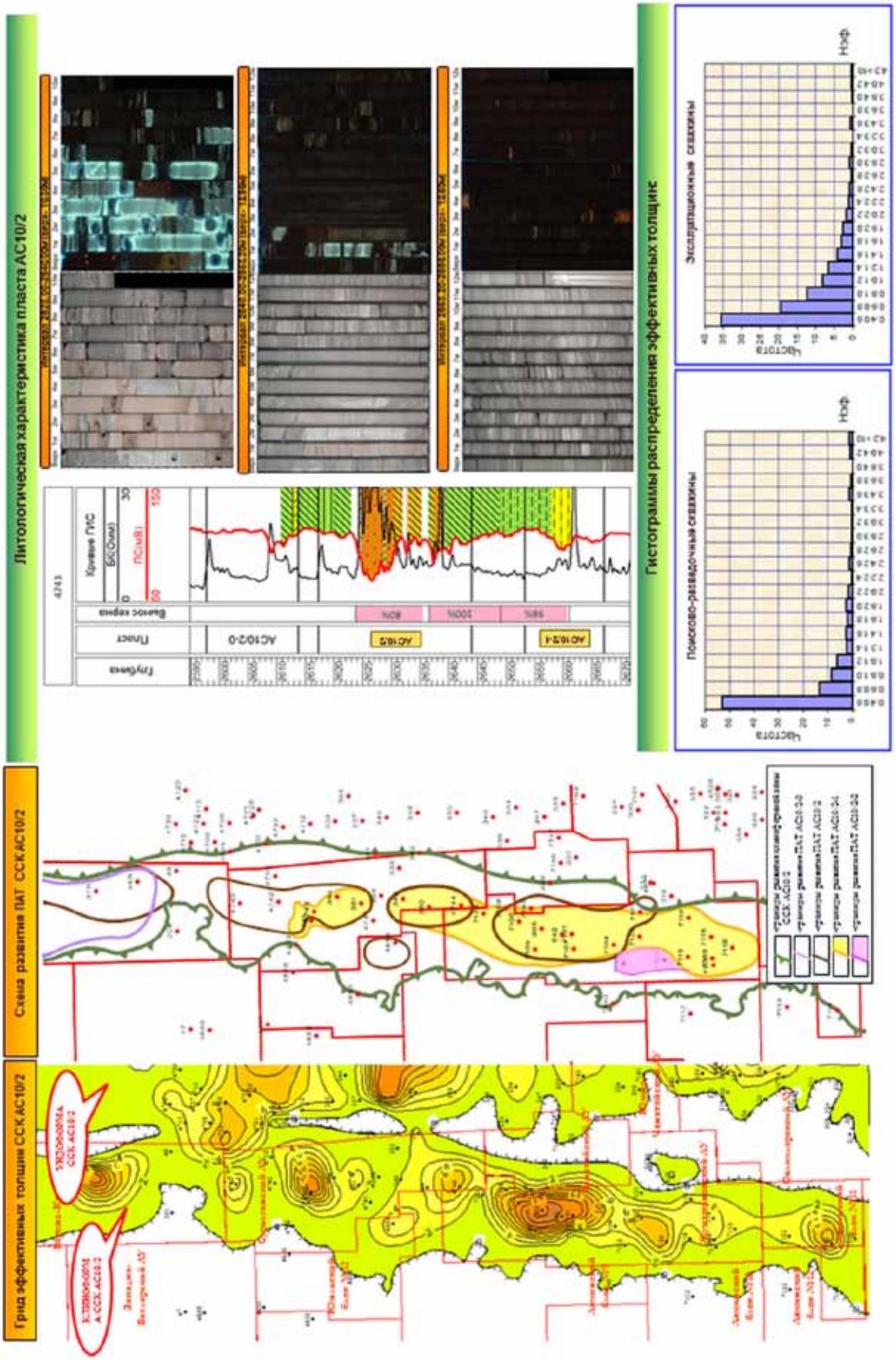


Рис. 4. Строение и литологические характеристики полосовидных песчаников $АС_{10}^{2}$ Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны

Таким образом, изучение неокомских отложений западной зоны Сургутского свода (пласты ССК $АС_{10}^2$) позволило выявить ряд характерных особенностей состава, строения и условий их осадконакопления:

1. Отложения пластов ССК $АС_{10}^2$ имеют клиноформное строение. Формирование отложений происходило в переходной от мелководно-морской к относительно глубоководной обстановке под воздействием течений, гравитационных процессов.

2. Накопление песчаников контролировалось слабонаклонными площадками, достаточно отчетливо картируемыми по временным сейсмическим разрезам.

3. Для них характерно развитие полосовидных трендов песчано-алевролитовых тел северо-восточного простирания. Резервуары имеют протяженные площади развития с депоцентрами, расположенными по оси выделенных ПАТ.

4. Депоцентры выделенных тел характеризуются максимальными толщинами и лучшими коллекторскими свойствами.

5. Фациально-седименталогические условия формирования пластов ССК $АС_{10}^2$ обусловили достаточно высокую расчлененность разреза и сложную морфологию коллекторов внутри песчано-алевритовых тел.

6. По литологическому составу отложения пластов ССК $АС_{10}^2$ неоднородны и представлены неравномерным, часто тонкослоистым переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Все вышеперечисленное позволит оптимизировать процессы доразведки и разработки месторождения: составить рекомендации по размещению проектных разведочных скважин и определить участки, благоприятные для размещения эксплуатационного бурения.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ГЕНЕРАЦИИ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ (НА ПРИМЕРЕ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН)

М.А. Тугарова

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, tugarova@mail.ru

Активизация тектоно-магматических процессов на рубеже мезозоя – кайнозоя в Западной Арктике, в частности, в пределах сводового поднятия арх. Шпицберген, привела к широкому распространению в осадочном чехле гипабиссальных интрузий основного состава.

В настоящее время активно обсуждаются вопросы о масштабах воздействия интрузий на осадочные породы нефтегазоносных комплексов, их влиянии на вещественные изменения осадочных образований и генерацию углеводородов (УВ). Одновременно с этим стоит вопрос об идентификации вещественных признаков осадочных образований, испытавших воздействие магматогенных процессов. Это особенно актуально при изучении керна, который является основным каменным материалом по Западной Арктике.

Возможность детального изучения этих процессов была реализована в обнажениях триаса арх. Шпицберген. При проведении конкреционного анализа триасового терригенного нефтегазоносного комплекса в самостоятельную группу были выделены карбонатные и сульфидно-карбонатные образования, сформированные на контакте с силлами долеритов. Эти объекты были изучены в толще нижнего триаса на Западном Шпицбергене.

По всем морфологическим признакам, а также постепенному, хотя и достаточно отчетливому переходу к «фоновым» вмещающим породам они являются результатом метасоматоза. По классификации Я.Э. Юдовича (Юдович, 1980) их можно отнести к конкрецоидам.

Процессы преобразования осадочных пород на контакте с долеритами изучены на мысе Сельманесет острова Западный Шпицберген (рис. 1), где тонкослоистые темно-серые и черные аргилиты индского яруса свиты вардебухта прорываются силлом долерита мощностью 9,4 м.

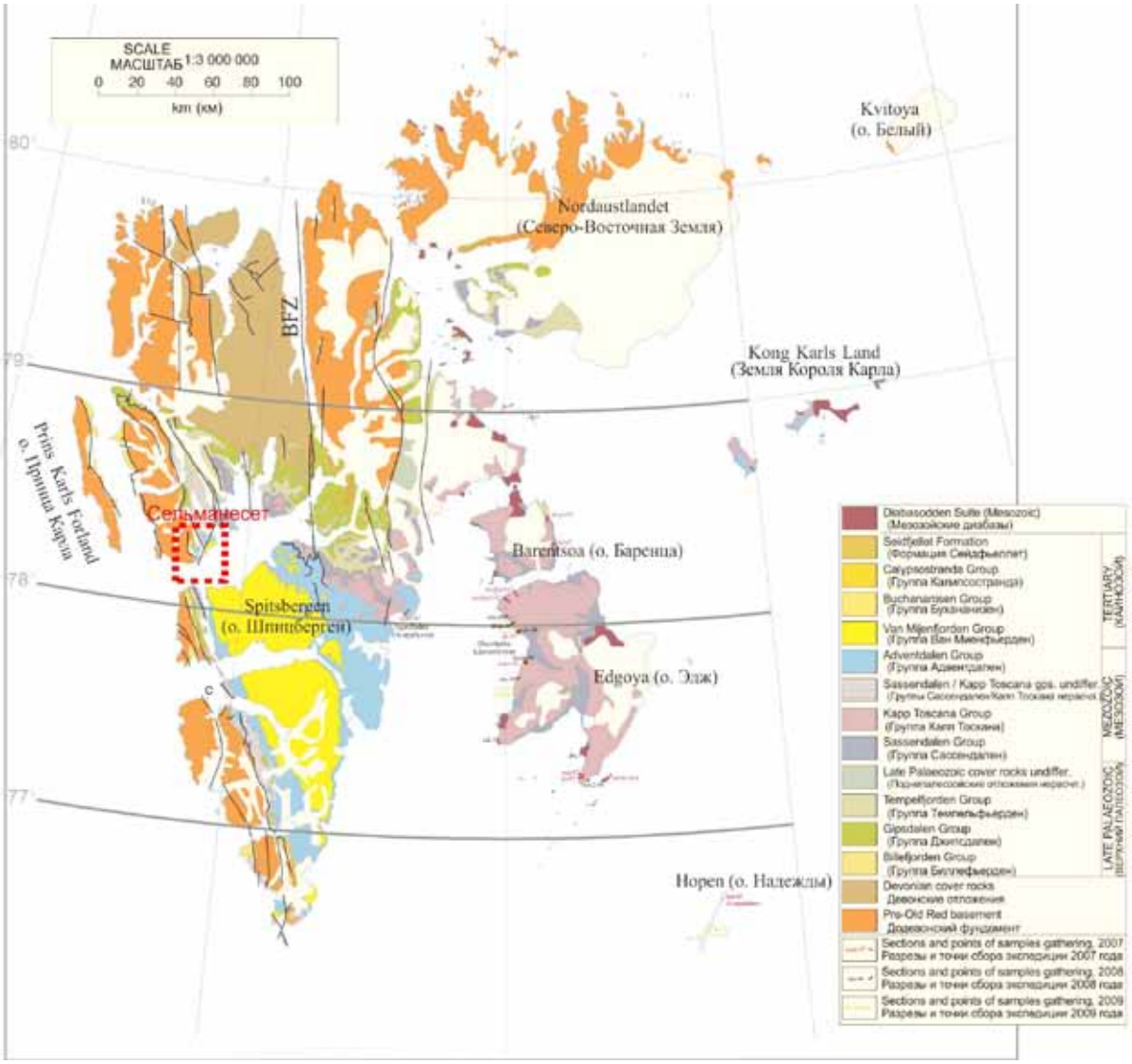


Рис. 1. Схематическая геологическая карта арх. Шпицберген с расположением участка работ

Визуально измененные осадочные породы на контакте с силлом имеют мощность до 5 м, породы очень плотные, с явно проявленной карбонатизацией. По напластованию измененных аргиллитов прослеживаются многочисленные сульфидные конкреции. Конкреции уплощенные, толщиной первые см и протяженностью по длинной оси 0,15–0,3 м. Вмещающие породы в приконтактовой зоне характеризуются многочисленными трещинами, залеченными кварцем.

Макроскопически (по цвету, плотности, кристалличности) породы близки к долеритам, но плавный переход во вмещающие аргиллиты и наличие обособленных овальных сульфидных конкреций явно указывает на их метасоматическую природу. Опробование пород из зоны контакта с силлом проводилось детально: непосредственно на контакте и далее на расстояниях 0,15; 1; 2,5; 3; 5 м. Далее по разрезу наблюдались вмещающие аргиллиты, визуально не преобразованные процессам метасоматоза. Породы, находящиеся в пределах 0–5 м от силла, характеризуются кремнисто-карбонатным составом, наличием отдельных сульфидных включений и микротрещинами, залеченными кальцитом и кварцем (рис. 2). Далее следуют карбонатизированные глинистые алевролиты и алевритистые аргиллиты, в которых проявлены отдельные слойки сульфидно-карбонатного состава, основная масса имеет аморфно-тонкокристаллическую структуру (рис. 3). По составу они резко отличаются от вмещающих аргиллитов, хотя и находятся вне визуально фиксируемой зоны метасоматоза. Общая мощность измененных пород составляет 8–9 м от контактов с долеритом.

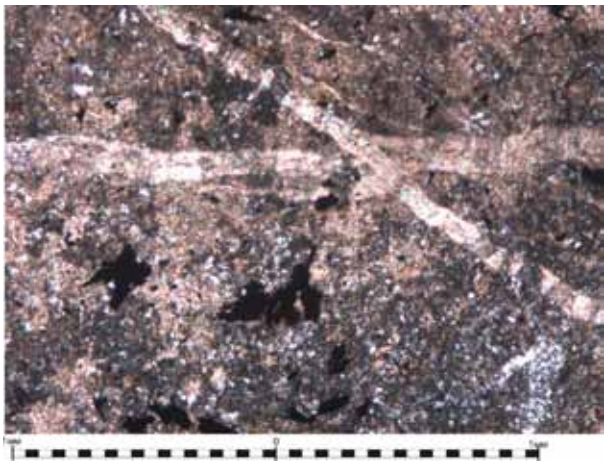


Рис. 2. Фото шлифа породы в 0,15 м от контакта с силлом долерита, ник. X

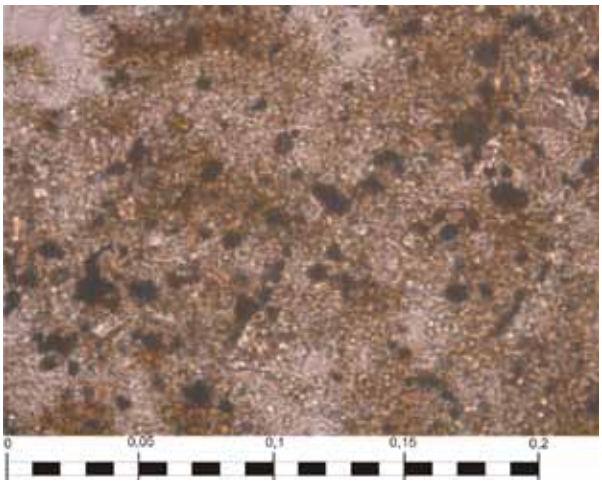


Рис. 3. Фото шлифа породы в 5 м от контакта с силлом долерита, ник. X

По данным рентгенофазового анализа, основные минеральные фазы, идентифицированные в породах, — это кальцит, пирит, кварц, альбит, клинохлор, мусковит. Минеральная ассоциация кварц-альбит-клинохлор является типичной для терригенных пород, претерпевших гидротермальные изменения. По составу породы близки к пропилитам, которые обычно рассматриваются как продукт пневматолито-гидротермальных изменений.

По данным микрозондового анализа, основными химическими элементами породы являются кальций, кремний, кислород и углерод. В зонах развития сульфидизации к породообразующим элементам добавляется железо и сера.

Интересна морфология расположения в структуре пород сульфидов. Можно проследить, как кристаллы размерами в первые микроны сначала залечивают микротрещины, а в зоне закрытия трещин формируют значительные по площади скопления (рис. 4). По-видимому, такое расположение вторичных сульфидов можно объяснить фильтрационным механизмом их образования. Основной формой кристаллизации пирита являются фрамбоиды (рис. 5), что не исключает участия микроорганизмов в процессах сульфатредукции.

Определение содержаний органического вещества (ОВ), его групповой состав, а также анализ углеводородных биомаркеров (н-алканы, изопреноиды, цикланы, арены (полиароматические углеводороды) выполнялись в лаборатории органической геохимии ВНИИОкеангеологии под руководством В.И. Петровой.

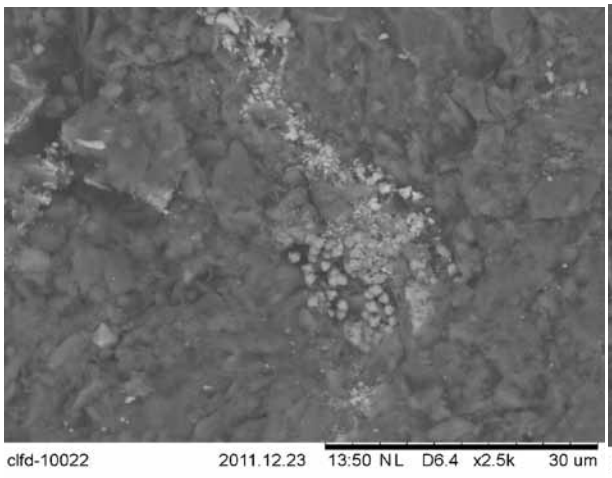


Рис. 4. Фото электронно-микроскопического изображения сульфидно-карбонатной породы в 2,5 м от контакта с силлом долерита. Сульфидизация, нарастающая по микротрещине

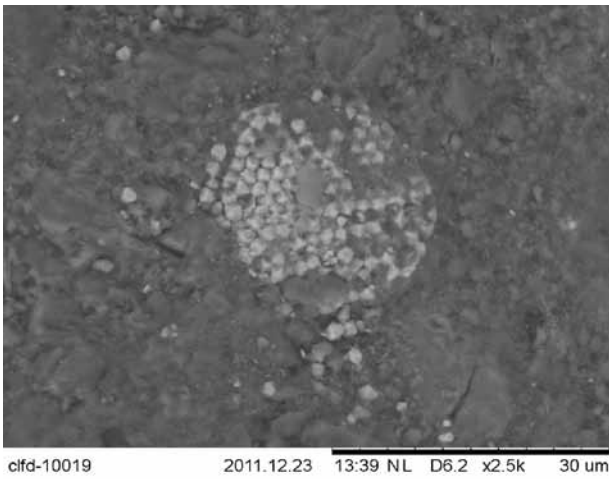


Рис. 5. Фото электронно-микроскопического изображения сульфидно-карбонатной породы в 2,5 м от контакта с силлом долерита. Фрамбоид как основная форма кристаллизации пирита

Содержания $C_{орг}$ и хлороформанного битумоида (Ахл) для измененных пород оказались ниже средних значений для пород нижнего триаса, при этом значения битуминозного коэффициента (β) для всех образцов значительно превысили кларковые (10–20), что отчетливо указывает на наличие эпибитумоидов. Распределение н-алканов в породах из зоны контакта имеет полимодальное распределение со слабо выраженными максимумами в области низко-, средне- и высокомолекулярных УВ, что указывает на ОВ, возможно, смешанного состава, но претерпевшее интенсивное термическое воздействие, которое привело к потере генетических признаков. Данные по цикланам и полиароматическим углеводородам также указывают на термальное преобразование исходного ОВ.

Значения $\delta^{13}C$, определенные для образцов из этой зоны, составили ниже 7,6 ‰ (данные Е.Ф. Летниковой), а значения температур, полученные при пересчете $\delta^{18}O$, — выше 100 °С.

Выше по разрезу триаса наблюдается массовая карбонатизация терригенных пород и многочисленные проявления карбонатных микробиолитов (до 5 м в диаметре), литолого-геохимические признаки которых указывают на их генезис под воздействием эманационных УВ. Весьма вероятной причиной массовой карбонатизации разреза и разрозненного проявления микробиолитов может являться перераспределение УВ нижнего триаса, обусловленного дополнительным прогревом толщи, а также более древних палеозойских, миграция которых была спровоцирована тектонической активизацией.

Литература

Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf

Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии // Труды ВНИИОкеангеологии. Т. 215. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2010. 174 с.

Юдович Я.Э. Опыт новой вещественно-генетической классификации конкреций и кон-крецоидных пород (в порядке обсуждения) // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 110–123.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИГЕННЫХ ПЛАСТОВ B_{13} И B_{10} В ПРЕДЕЛАХ ЧОНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е.М. Туровская

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Turovskaya.EM@gazpromneft-ntc.ru

Одним из важнейших направлений наращивания ресурсной базы нефтяных компаний является территория Восточной Сибири. На сегодняшний день здесь активно ведутся поисково-разведочные работы. Одним из основных объектов поиска являются продуктивные терригенные вендские отложения, с которыми связаны значительные по объему запасы УВ.

Прогнозирование залежей в данных отложениях является сложной задачей в виду небольшой изученности и особенностью геологического строения резервуаров. В связи с этим необходимо четкое понимание формирования потенциальных коллекторов, закономерности их латерального и вертикального распределения в разрезе и оценки влияния постседиментационных процессов на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Таким образом, основной целью работы является построение седиментационной модели терригенных пластов B_{13} и B_{10}, которая позволит с большей точностью прогнозировать распределение коллекторов и коллекторских свойств в разрезе, оптимизировать выбор первоочередных объектов бурения и основных направлений геолого-разведочных работ.

Рассматриваемый район работ включает в себя несколько лицензионных участков, которые располагаются в юго-восточной части Сибирской платформы, тектонически приурочены к северо-западной части Непского свода Непско-Ботуобинской антеклизы. Согласно нефтегазогеологическому районированию, участок работ входит в состав Непско-

Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП) (Шемин, 2007).

Фактическим материалом являлся керн 25 скважин. Опорной скважиной выбрана Т-54 с наиболее представительным выходом керна (90 %). В случае отсутствия или неполноты описания кернового материала использовались данные геофизических исследований скважин (ГИС). В ходе выполнения работы также привлекались данные по петрографическому изучению пород в шлифах, результаты динамического анализа сейсмических данных, лабораторные исследования фильтрационно-емкостных свойств.

С целью оценки литологической неоднородности разреза на основании особенностей вещественно-структурных и текстурных особенностей пород было выделено 6 основных для продуктивных пластов литотипов:

1. Ангидритизированный песчаник (рис. 1а).
2. Чередование крупно-мелкозернистого алевролита и мелкозернистого песчаника (рис. 1б).
3. Песчаник коричневато-серый, мелко-крупнозернистый (рис. 1в).
4. Песчаник коричневато-серый, средне-крупнозернистый с окатанными гальками с гравелитовыми фракциями в основании (рис. 1г)
5. Песчаник тонкозернистый с линзами и прослоями крупнозернистого алевролита серого и зелено-серого аргиллита (рис. 1д).
6. Аргиллиты тонкоплитчатые буровато-серого цвета с линзами ангидритов.

Литотипы закономерно залегают в разрезе и образуют 3 крупные пачки пласта B_{13} (B_{13}^1, B_{13}^2, B_{13}^3). Отложения этих пачек формировались в несколько различных условиях, континентального (переходного) и преимущественно морского генезиса, и в целом отражают трансгрессивность разреза.

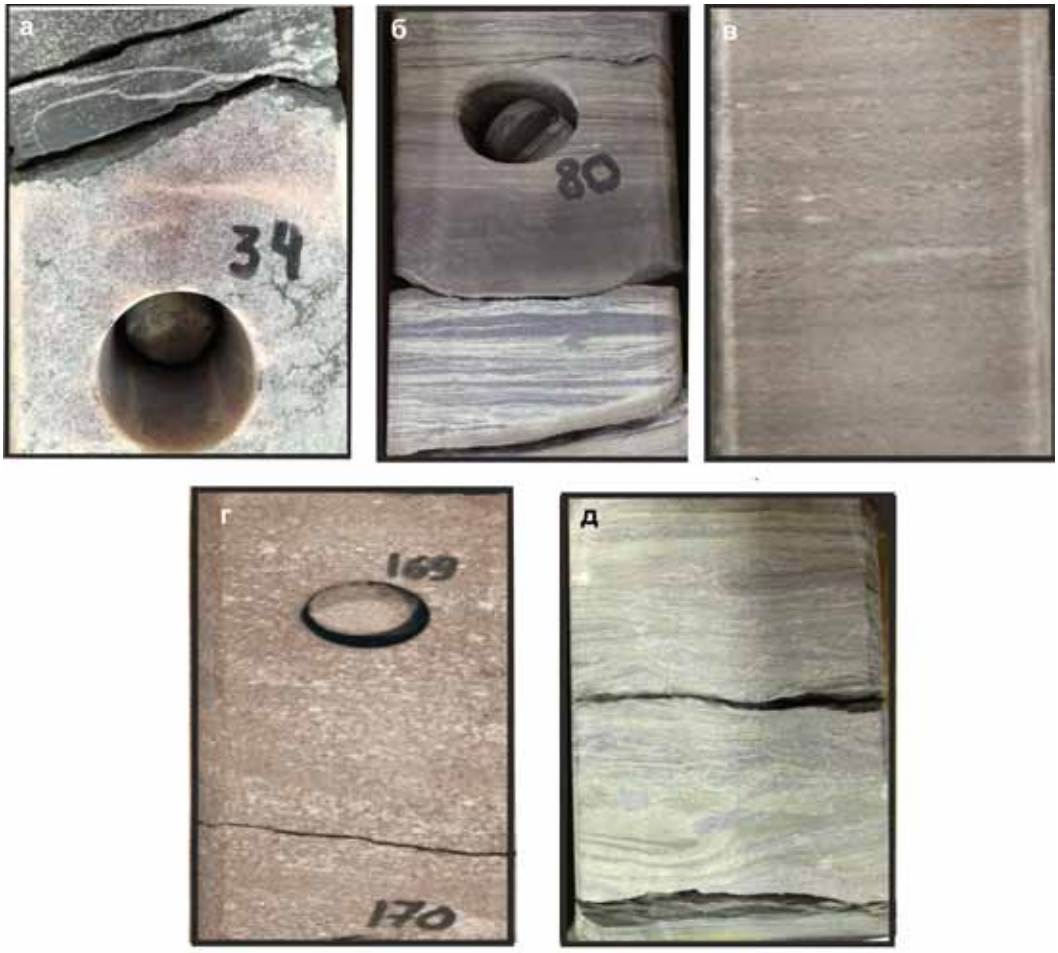


Рис. 1. Основные литотипы пород

Пласт B_{10} по своим литологическим особенностям подразделяется на 2 пачки: B_{10}^1 и B_{10}^2, но, в отличие от предыдущего пласта, взаиморасположение литопачек носит проградационный характер, т.е. фиксирует продвижение суши в сторону моря.

Основные выводы об условиях формирования терригенных пластов производились на основе идентификации диагностических признаков при макро- и микро-описании пород. Дополнительно по данным геофизических исследований скважин (метод ГК) были выделены типовые каротажные кривые, с опорой на которые предполагался генезис отложений в скважинах с отсутствием каменного материала. Современные сейсмические данные МОГТ-3Д использовались для оконтуривания морфологически и контрастно обособленных фациальных зон.

За основу концепции была принята модель приливно-отливного побережья. Выделены фации приливно-отливной равнины (глинисто-алевритовые отложения межприливной зоны, смешанные глинисто-алеврито-песчаные отложения межприливной зоны и существенно песчаные отложения приливно-отливных каналов) и фации берегового склона (алеврито-песчаные отложения лагунных отмелей и песчаные отложения фаций подприливной зоны) (Рединг, 1990; Барабошкин, 2007) (рис. 2).

На момент начало формирования нижнего пласта B_{13} территория представляла собой приливно-отливную равнину с характерным для нее осадконакоплением. Пачки пласта формировались в условиях общей трансгрессии, осложненной трансгрессивно-регрессивными циклами меньшего порядка. На большей части северного ЛУ отложения пласта не накапливались. У восточных границ ЛУ накапливались преимущественно песчаные отложения берегового склона, при движении к западным границам участков они замещались песчано-алеврито-глинистыми отложениями лагунной отмели и фациями приливно-отливной равнины.

Пласт B_{10} формировался в условиях развивающейся регрессии моря, фиксируется проградация суши в сторону моря, и на конец формирования пласта B_{10}^2 на большей части территории накапливались глинисто-алеврито-песчаные и существенно глинистые отложения межприливной зоны (рис. 2).

Формирование отложений в различных фациальных зонах предопределяет их первичный фильтрационно-емкостной потенциал. Для определения фациальных зон с возможным развитием улучшенных коллекторов была выполнена статистическая обработка данных лабораторных исследований керна, значения ФЕС были ранжированы согласно фациальной приуроченности отложений. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают песчаные отложения приливно-отливных каналов и отложения берегового склона, по оценочной классификации Ханина данные коллектора относятся к IV, реже III классу коллекторов. По результатам анализа гистограммы частоты встречаемости значений коэффициента открытой пористости, данные отложения характеризуются бимодальным распределением. Первый пик наблюдается в районе Кп 15–18 %, а второй — Кп 3–6 %. Зона заниженных значений объясняется широко развитыми вторичными процессами, такими как засолонение и ангидритизация. Данная проблема требует дальнейших лабораторных исследований и выбора оптимальной технологии разработки данных коллекторов.

С точки зрения перспективности объектов на поиск нефти и газа в первую очередь таковыми являются песчаные отложения приливно-отливных каналов и берегового склона (подтверждается данными бурения и испытания скважин данных участков).

Результаты работ поспособствовали выделению перспективных объектов и уточнению направления геологоразведочных работ.

Седиментационное моделирование на базе комплексного анализа имеющейся геолого-геофизической информации с привлечением новейших данных бурения поисково-разведочных скважин и МОГТ-3Д сейсморазведки позволило создать адаптированную наукоемкую модель формирования пластов B_{13} и B_{10} в пределах рассматриваемых лицензионных участков. Данная методика с успехом применяется в компании ООО «Газпромнефть НТЦ».

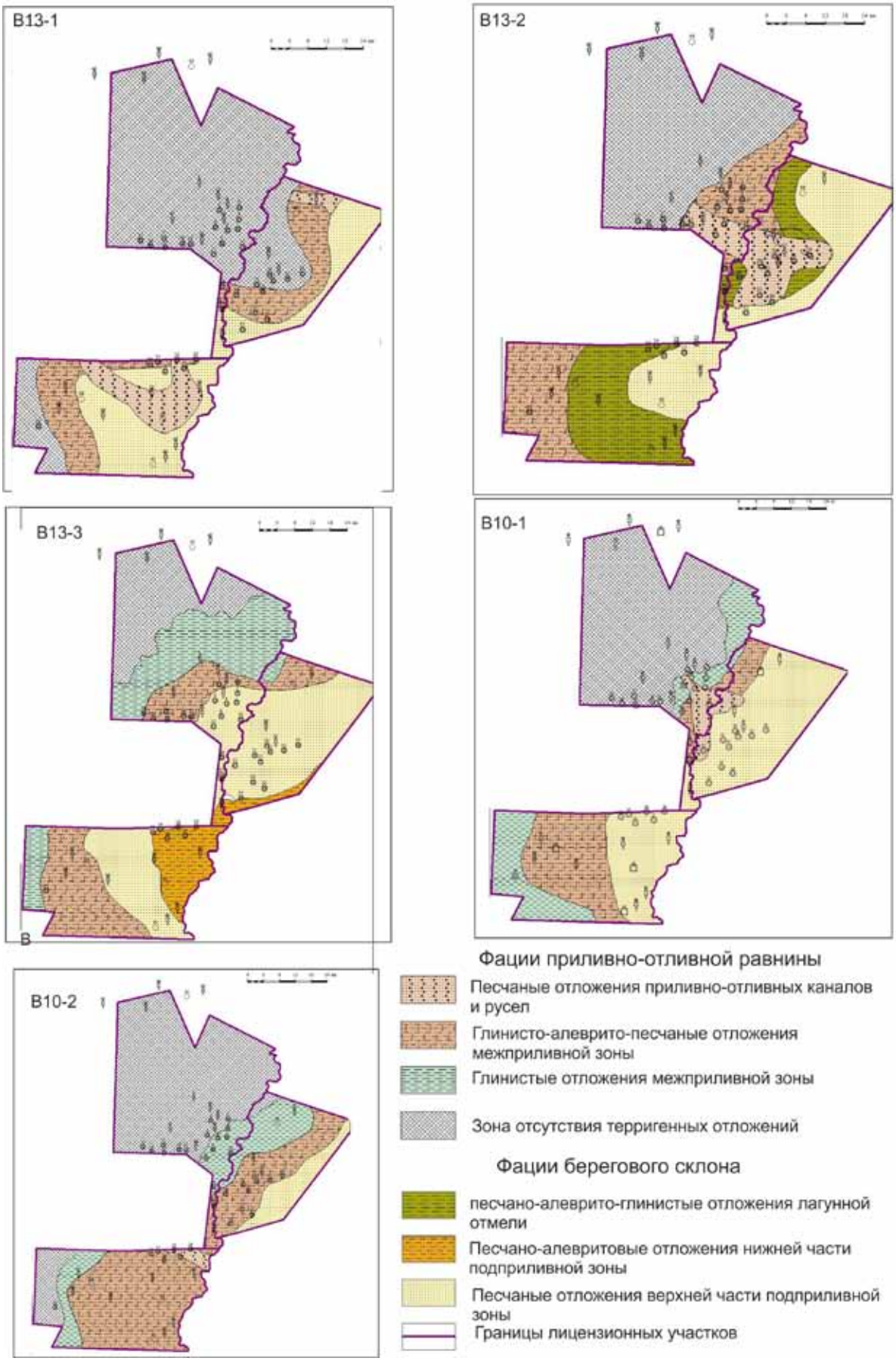


Рис. 2. Седиментационная модель пластов B_{13} и B_{10}

Литература

Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора). Томск: ТПУ, 2007. 154 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Том 1. М.: Мир, 1990. 352 с.

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: изд-во СО РАН, 2007. 467 с.

ЛИТОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КУРИЛЬСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ

С.М. Усенков

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Usenkov@su1922.spb.edu

Изучение литологического состава донных осадков наряду с исследованием их геохимических характеристик имеет большое значение при раскрытии закономерностей осадконакопления в современных седиментационных бассейнах. При этом гранулометрический состав, характеризующий степень дисперсности осадков, служит надежным индикатором среды осадконакопления, и поэтому изучение его во многом способствует проведению ландшафтно-динамического районирования.

В пределах Южно-Курильского мелководья современные отложения имеют практически повсеместное распространение и представляют собой фациальный ряд, крайними членами которого являются валуны и гравийно-галечные отложения, отмечаемые, прежде всего, в непосредственной близости от абразионных берегов и на участках размыве на дне, и песчано-глинистые алевриты, залегающие за пределами шельфе на охотоморском континентальном склоне на глубинах ниже 100–120 м.

Выделены следующие типы осадков: (1) гравийно-галечные отложения с разнозернистым песком, (2) разнозернистые и (3) мелкозернистые пески, (4) смешанные алевропесчано-глинистые отложения (миктиты) и (5) песчано-глинистые алевриты. Каждому выделенному гранулометрическому типу осадков соответствует в большинстве случаев свой собственный тип эмпирического полигона распределения (ЭПР) размерных фракций, иными словами, своя собственная структурная организация.

Анализ собственных и литературных (Безруков, 1960; Радкевич, 1977; Павлидис, Щербаков, 1995; Таупек, 2006; Павлидис, Никифоров, 2007) данных свидетельствует, что литологический состав донных отложений Южно-Курильского мелководья характеризуется существенной неоднородностью и достаточно большой изменчивостью. Распределение гранулометрических типов отложений по площади не имеет, за исключением охотоморского шельфа, четкого батиметрического контроля, как, например, отмечается для осадков других окраинных морей: пески встречаются до глубин 50 м, тонкие алевропелитовые отложения — главным образом глубже 100 м; в срединной части преобладают смешанные разности. В проливах, где скорости придонных течений наибольшие, почти вся поверхность шельфа занята грубообломочными и скалистыми фациями с эпифауной, а зона песков выпадает, так как они вымываются течениями. В «тени» крупных островов имеются благоприятные условия для аккумуляции песков и, соответственно, сокращаются зоны грубых осадков. При этом общая схема чередования зон в зависимости от скоростей течений остается неизменной.

Для «внутреннего» бассейна (акватория Южно-Курильского пролива) отмечается субширотная зональность площадного распространения главных типов осадков, но она не столь ясно выражена. Со стороны Охотского моря шельф очень узкий и на склон попадает материал худшей сортировки.

Неординарность структурных особенностей донных осадков на шельфах одной из типичных тихоокеанских островных дуг — Курильской гряды — была выявлена достаточно давно. Еще в 1961 году И.О. Мурдмаа по результатам первых проводившихся здесь систематических литологических исследований указал на основные отличия осадков островных шельфов от материковых: их разнозернистость и низкую степень механической дифференциации (Мурдмаа, 1961).

В пределах подводного берегового склона до глубины 50 м главными факторами, определяющими распределение гранулометрических типов осадков, являются ветровое волнение и волны зыби. В большей степени это присуще Охотоморскому шельфу. Для Южно-Курильского пролива, вероятно, существенное значение, помимо волнового фактора, имеют также постоянные и приливо-отливные течения. Здесь предполагается, что отдельные поля песчаных осадков слагают крупные морфологически выраженные подвижные подводные подвижные формы рельефа (подводные валы, гряды, волны, и ленты), перемещающиеся по поверхности разнозернистых песков и более грубых осадков, относящихся к реликтовым. Последние иногда заселяются мелкой эпибентосной фауной: мшанками, двустворчатыми моллюсками и др. Когда более крупные животные погибают, образуются детритовые прослои. Плохо сортированные глинисто-песчано-гравийно-галечные отложения (миктиты), спорадически встречающиеся в указанном проливе, возникают в результате смешения реликтового и неотерригенного (современного) материала на участках, где волно-приливное поле действует не столь детерминировано. Такие осадки Д. Макманус предлагал называть амфотерными.

Специфика приостровного осадкообразования характеризуется, прежде всего, преимущественно терригенной направленностью в бассейнах; значительное влияние на процессы седиментогенеза окраины оказывает вулканическая деятельность. На фоне общих закономерностей зонального распределения осадочного материала отмечаются отклонения, обусловленные морфологией берегов: наличие заливов, выступов суши, островов, сужение акваторий, осложняющие циркуляцию водных масс и создающие во многих случаях «теневой» (экранирующий) эффект (снижение гидродинамической активности вод и, как следствие, осаждение более тонкого материала).

В литературе отмечается тот факт, что более грубый материал разносится с побережья гигантскими водорослями и льдами (окатанный гравий и галька) или выбрасывается вулканами (лапилли, бомбы) и, попав на дно, уже не перемещается. Гидродинамические процессы могут захоронить этот материал в массе песка или концентрировать его путем вымывания песка и более мелких фракций, что подтверждается резким повышением содержания тяжелых минералов в песках при обогащении осадка грубообломочным материалом (Мурдмаа, 1961; Радкевич, 1977).

Таким образом, акватория южной части Курильской гряды не является областью интенсивной аккумуляции осадков. Из-за высокой подвижности вод вполне устойчиво здесь могут накапливаться только относительно крупные фракции попадающего в море первичного осадочного материала (в том числе и пирокластического). Частицы песчаной и более мелкой размерности, находясь в подвижном состоянии, имеет тенденцию перемещаться через Курильские проливы в Охотское море.

Для пролива Екатерины, расположенного между островами Итуруп и Кунашир, как и для других Курильских проливов, характерны двухсторонние устойчивые течения, имеющие в прибрежных водах реверсивный характер. Скорости этих течений могут достигать экстремально высоких значений — 360 см/с и более (Атлас…, 2003). В фазы отлива в центральной части пролива выражен поток вод из Охотского моря в океан. Отливное течение усиливает адвекцию тепла с ветвью теплого течения Соя. У побережья скорость течения резко уменьшается и меняет направление, а в отдельных ситуациях у самого берега возникает приливное противотечение. В зонах резкого изменения скорости и направления течения обычно хорошо виден продольный фронт. Смена фаз приливного и отливного течения происходит не одновременно, в связи с чем в определенные промежутки времени возникают достаточно сложные по конфигурации зоны

дивергенции и конвергенции течений и появляются полосы сулоя. Можно предположить, что пролив Екатерины представляет собой своеобразную природную гидродинамическую «трубу», через которую осуществляется вынос осадочного материала через глубокую (>500 м) впадину к северо-западу от пролива в основной бассейн Охотского моря. Соответственно, на дне пролива осаждение осадочного материала (по крайней мере, размерностью <1 мм) не происходит. Напротив, здесь на дне отмечаются обширные зоны эрозии.

Литература

Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003.

Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15–97.

Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 405–418.

Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа М.: ИО РАН, 1995. 151 с.

Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 457 с.

Радкевич Р.О. Гранулометрические типы осадков в провинции мелководного шельфа Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 96–104.

Таупек Н.Ю. Популяционно-биологический анализ двустворчатых моллюсков Южно-Курильского мелководья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук. Владивосток, 2006. 24 с.

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЛИТОТИПОВ ПОРОД ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Г.Д. Ухлова[1], В.В. Соломатин[2], Л.И. Штифанова[3], Т.И. Чернышова[3]

[1]Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Ukhlova@sniiggims.ru
[2]ООО «МОЛ-Русс», Москва, VSolomatin@rus.mol.hu
[3]ОАО «Сибнефтегеофизика», Новосибирск, Shtifanova@sibngf.ru, tch@sibngf.ru

Целью сейсмофациального анализа является не просто районирование территории по форме сейсмической записи, а восстановление обстановок осадконакопления и прогноз литофаций с помощью данных сейсморазведки. Поэтому сейсмофациальный анализ необходимо проводить совместно с интерпретацией данных ГИС, керна и палеофациальным анализом.

При интерпертации данных площадной сейсморазведки динамический анализ является начальной информацией о площадном распространении свойств изучаемого объекта, которую можно получить, приступая к изучению отложений.

Сейсмофация объединяет группу отражений, характеризующихся схожим набором параметров, таких как конфигурация, непрерывность, амплитуда, частота и т.д. Прямой корреляции между определенным типом рисунка волновой картины и литологическим составом пород не существует. Кроме того, для каждой площади выделяются свои сейсмофации, приуроченные к определенному типу пород. Эталонов тоже не существует, несмотря на то что созданы многочисленные альбомы и атласы сейсмофаций. Это отчасти связано с тем, что на волновое поле влияет множество факторов, начиная от методики проведения полевых работ и поверхностных условий до графа обработки сейсмического материала.

Метод сейсмофациального анализа помогает уменьшить процент неверного прогноза свойств в межскважинном пространстве, уменьшить степень неопределенности и решает следующие задачи:

- определение существования на качественном уровне связи петрофизических параметров в скважинах и параметров волнового поля;
- определение основных закономерностей или зональности распределения свойств по площади;
- выделение основных зон обстановок седиментации, в которых свойства отложений будут похожи (районирование территории);
- определение качества коллектора (которое часто не зависит от его количества, т.е. от эффективной мощности).

Кроме того, сейсмофациальное районирование дает возможность проанализировать зависимости петрофизических параметров от атрибутов волнового поля для каждой фациальной области в отдельности. Если анализируется достаточно большая площадь, это даст более надежные корреляционные связи для прогноза параметров в межскважинном пространстве.

Взаимосвязь петрофизических параметров и атрибутов волнового поля существует всегда, т.к. и те, и другие параметры описывают свойства одного объекта. Если разрез представлен акустически слабоконтрастными разностями пород, то может не просматриваться значимой взаимосвязи какого-либо петрофизического параметра (например, эффективной мощности) с элементами волнового поля сейсмического разреза. Тем не менее, на качественном уровне провести сейсмофациальный анализ почти всегда удается. Исключение составляют случаи, когда присутствуют некачественные сейсмические данные (брак при полевых работах и/или обработке). Иногда возникают проблемы с методикой проведения сейсмофациального анализа, когда сложно корректно оценить интервал анализа либо выбрать определенные атрибуты волнового поля.

Для оценки потенциальной возможности выделения литотипов пород по данным сейсморазведки необходимо сначала проанализировать данные бурения. К сожалению, керн на исследования часто отбирается только из коллекторов (в данном случае песчаников) либо не отбирается вообще. Поэтому не всегда есть возможность оценить упругие свойства пород по результатам лабораторных исследований керна. Но можно проанализировать каротажные кривые, по которым определяется скорость и плотность.

Для анализа взяты отложения пласта $АС_4$ в Юганской мегавпадине, площадь покрыта съемкой МОГТ 3D.

Ниже приведены кросс-плоты, отображающие распределение литотипов пород в зависимости от значений DTP (акустический каротаж по продольным волнам) и GGKp (плотность) (рис. 1).

Для удобства восприятия все породы были разделены на два литотипа: коллектор и неколлектор (вмещающие глинистые отложения), т.к. основной задачей всегда ставится прогноз

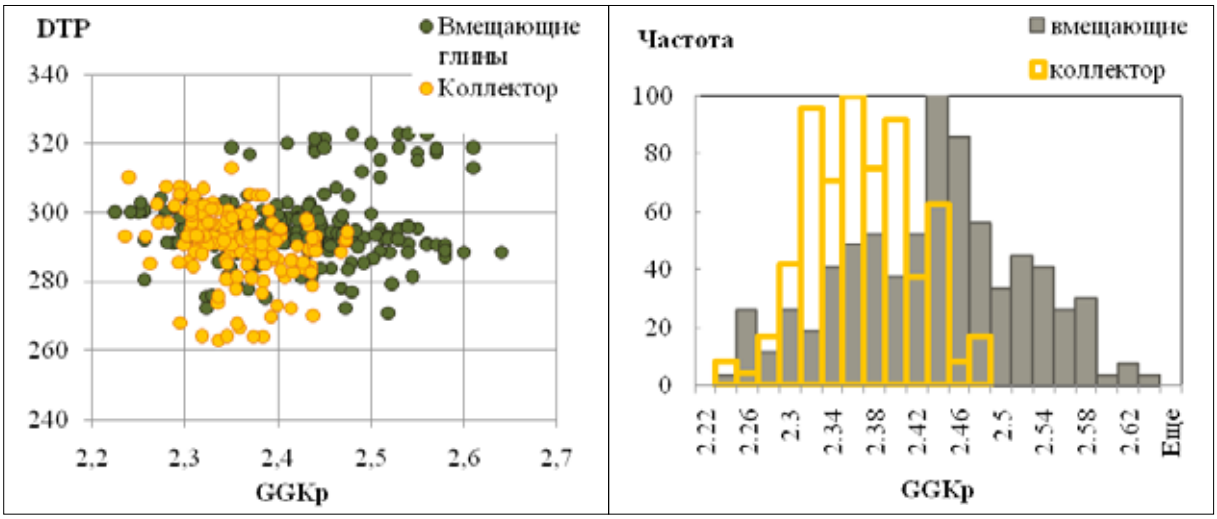


Рис. 1. Распределение значений DTP и GGKp в зависимости от литотипов пород для пласта $АС_4$

распространения коллекторов в межскважинном пространстве. Как и следовало ожидать, по данным DTP эти породы никак не разделяются, т.к. скорости продольных волн в песчаниках и глинах практически одинаковые. Но на кросс-плоте видно, что обособляется группа точек вмещающих пород (повышенные значения DTP), которым, по всей видимости, соответствуют углистые аргиллиты, и другая группа точек коллекторов с пониженными значениями DTP, которым, по всей видимости, соответствует песчаник с большим количеством карбонатного цемента.

По значениям объемной плотности (GGKp) есть предпосылки для разделения пород на коллектор и неколлектор (более плотный), хотя существует значительная область перекрытия значений. Это связано в том числе и с тем, что разделение пород на «коллектор» и «неколлектор» является весьма условным, и существует множество переходных разностей.

Несмотря на полученные выше выводы, в волновом поле сейсмических разрезов хорошо отображается строение пласта (рис. 2).

Необходимо оценить параметры, которые максимально отображают литофациальные особенности площади, и оценить не только степень «похожести» волнового поля, разбить его на классы, но и оценить расположение сейсмофаций в плане, которые должны соответствовать каким-либо обстановкам осадконакопления.

Считается, что пласт AC_4 формировался в переходной обстановке от прибрежно-континентальных к мелководно-морским условиям. По форме сейсмической записи данный интервал разреза характеризуется наличием непротяженных, часто интерференционных отражений, резким возрастанием амплитуд отражений. Такой рисунок волнового поля характерен для среды с сильно изменчивыми свойствами, для неморских отложений.

В результате динамического анализа закартированы две аномалии типа «русло». Поток в северо-восточной части изучаемой территории является достаточно прямолинейным, по крайней мере, в пределах видимости и имеет юго-восточную направленность. Чуть южнее, в восточной части территории картируется «русло» меандрирующей формы, того же юго-восточного направления.

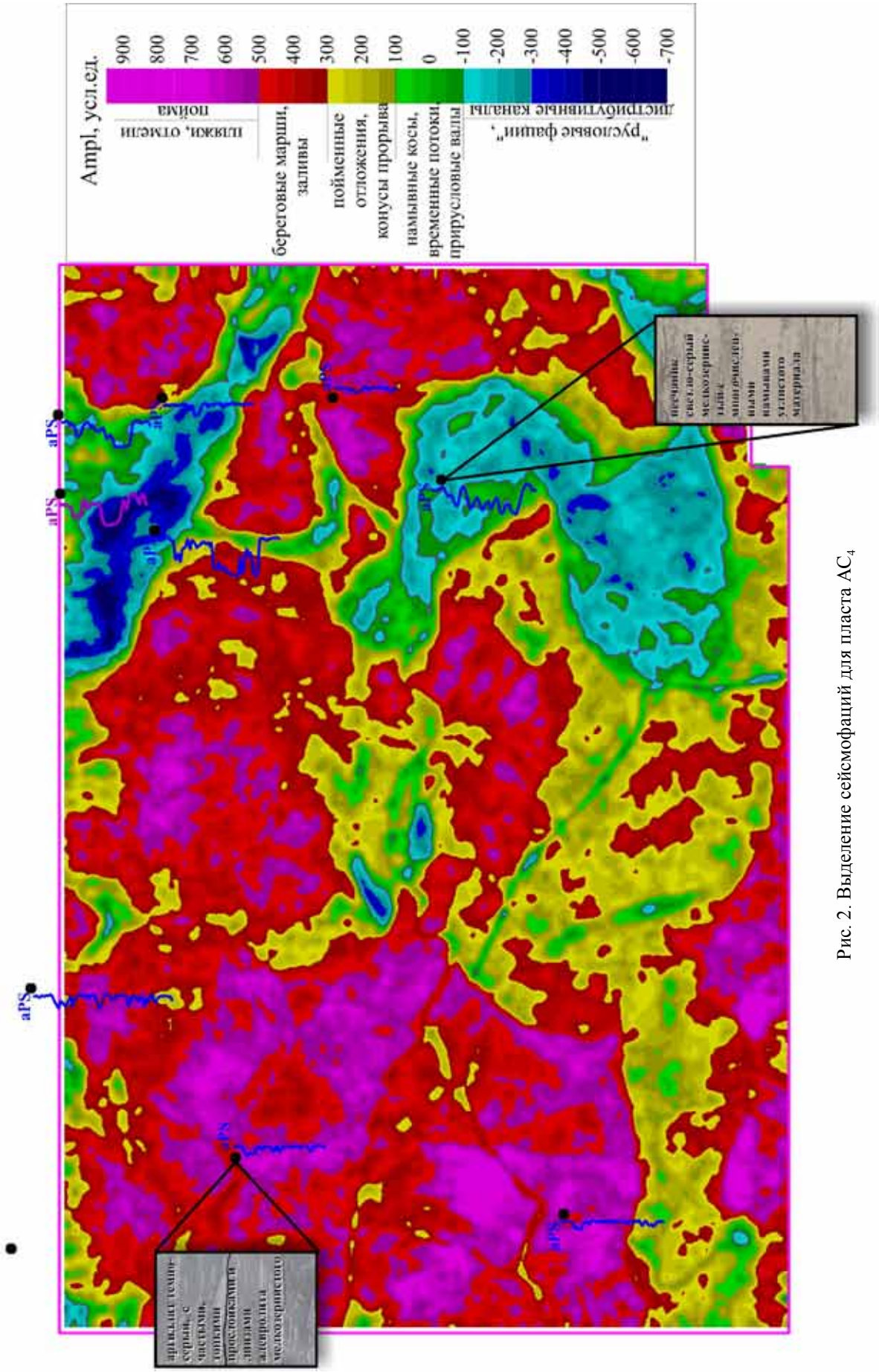
Отложения типа «русло» представлены мелкозернистыми песчаниками с однонаправленной или плоско-параллельной косой слойчатостью, нередко восходящей ряби течения. Могут содержать прослои мелких глинистых интракластов и углистый материал в виде тонких прослоев, линз и бесформенных включений, иногда встречаются следы оползневых деформаций. Основания прослоев часто имеют эрозионную нижнюю границу и характерную последовательность текстур, указывающих на падение силы потока (смена однородной текстуры на прерывистую и волнисто-слойчатую). Мощность песчаников в «руслах» составляет до 20 м.

Для западной части территории характерны отложения более мелких, второстепенных потоков, возможны отложения конусов прорыва, но большей частью это отложения береговых маршей (или заливов), а также небольших отмелей. Отложения могут быть представлены алевролитами, тонкозернистыми алевритовыми песчаниками, частично их текстура нарушена биотурбацией (вертикальные и горизонтальные ходы илоедов). Окраска пород темно-серая, участками с зеленоватым оттенком. Мощность песчаников в скважинах составляет от 0 до 5 м.

Полученная сейсмофациальная карта отображает особенности строения отложений данной площади. Далее, ориентируясь на нее, выбирают параметры для атрибутного анализа, используемые при прогнозе петрофизических параметров в межскважинном пространстве.

В данном случае с максимальным коэффициентом корреляции (R^2=0,93) эффективная мощность пласта находит отражение в амплитудах сейсмической записи по кубу спектральной декомпозиции (на частоте 30 Гц).

Таким образом, на основе данных сейсморазведки МОГТ 3D, данных ГИС и описания керна решена задача фациального анализа и прогноза свойств пласта в межскважинном пространстве.


Ampl, усл.ед.
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
-100
-200
-300
-400
-500
-600
-700
пойма
плавни, отмели
береговые марши, заливы
пойменные отложения, конусы прорыва
намывные косы, временные потоки
прирусловые валы
"русловые фации", эпизодически дренируемые каналы
aPS
aPS
aPS

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ТУРБИДИТОВ

А.М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, Уфа, famrb@mail.ru

Вулканогенно-обломочные отложения известны во многих складчатых областях, часто имеют большую мощность и простираются на десятки и сотни километров. Их изучение значимо для региональной геологии, но сопряжено с многочисленными трудностями, основной из которых является отсутствие удовлетворительных оснований для интерпретации геохимических и петрографических данных (Фазлиахметов, 2012). Практически неизвестно, какие факторы (кроме состава пород источника сноса) и в какой степени влияют на формирование состава вулканогенно-обломочных пород. Работы, частично или полностью посвященные этой проблеме, немногочисленны (Хворова, Елисеева, 1963; Широбокова, 1973; Ямада, 1987; Кураленко, 1989) и не дают ответов на многие актуальные вопросы.

В 2012–2013 годах нами изучались турбидиты девонских островодужных вулканогенно-обломочных комплексов Западно-Магнитогорской зоны ЮжногоУрала. Отбор образцов проводился из основания и кровли турбидитов так, чтобы разница в размерах обломков была максимальной. Часто образец брался и из средней части слоя. Таким образом, почти каждый из опробованных турбидитов был охарактеризован триадой образцов, например: песчаник грубозернистый с примесью гравия – песчаник крупнозернистый – песчаник мелкозернистый (классификация по (Шванов и др., 1998)). Всего было опробовано 29 турбидитов: 3 из отложений ирендыкской свиты (ранний эйфель по (Маслов, Артюшкова, 2010)), 24 из отложений улутауской свиты (живет – нижняя часть франа), 2 из отложений биягодинской свиты (верхняя часть франа – нижняя часть фамена).

Элементный состав пород определялся методами РФА, «мокрой химии» и ИСП-МС. Аналитические данные выносились на диаграммы гранулометрический состав – содержание элемента или значение модуля (рис. 1).

Сравнительный анализ состава кластолитов показал, что в турбидитах *улутауской и ирендыкской свит* с уменьшением размера зерен (снизу вверх внутри отдельно взятого турбидита) в большинстве случаев снижаются содержания Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3общ., MgO, MnO, Sc, Li, Co, V, значения ГМ, АМ, ТМ, ФМ, ЖМ, F1, F2, F4; увеличиваются — SiO_2, Zr, Hf, F3 (рис. 1). Концентрации CaO, Na_2O, K_2O, Y, Th, U, Pb, Ta, Nb, значения CIA, CIW, ICW, PIA могут как снижаться, так и увеличиваться вверх по слою, явных тенденций не наблюдается. Содержание Cr и Ni снижается с уменьшением размера зерен, но в ряде случаев возрастает в верхней половине циклита.

Связь гранулометрического состава песчаников с содержанием редкоземельных элементов не проявлена как по каждому из элементов, так и в различных комбинациях (сумма REE, сумма LREE, сумма HREE, LREE/HREE, Ce/Ce*, Eu/Eu*). Вариации содержаний РЗЭ внутри слоя в среднем незначительны, но в отдельных слоях существенны. Например, в одном из турбидитов улутауской свиты в кровле на 20 г/т (в 1,75 раза) больше HREE, чем в подошве.

На графиках распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, кривые песчаников разного гранулометрического состава, но одного турбидита могут накладываться друг на друга, пересекаться или располагаться параллельно на расстоянии от долей до 10 единиц. Связь взаиморасположения кривых с гранулометрическим составом кластолитов не выявлена. Характер кривых независимо от размера зерен соответствует составу и формационной принадлежности пород (рис. 2).

Вариации содержаний элементов в отдельно взятом слое турбидита иногда существенные. Разница может достигать следующих значений: SiO_2 14,5 % (1,2 раза), TiO_2 0,33 % (1,8 раза), Al_2O_3 5,0 % (1,3 раза), Fe_2O_3 3,5 % (1,9 раза), MgO 2,0 % (2,1 раза), CaO 3,9 % (2,4 раза), Na_2O 0,7 %

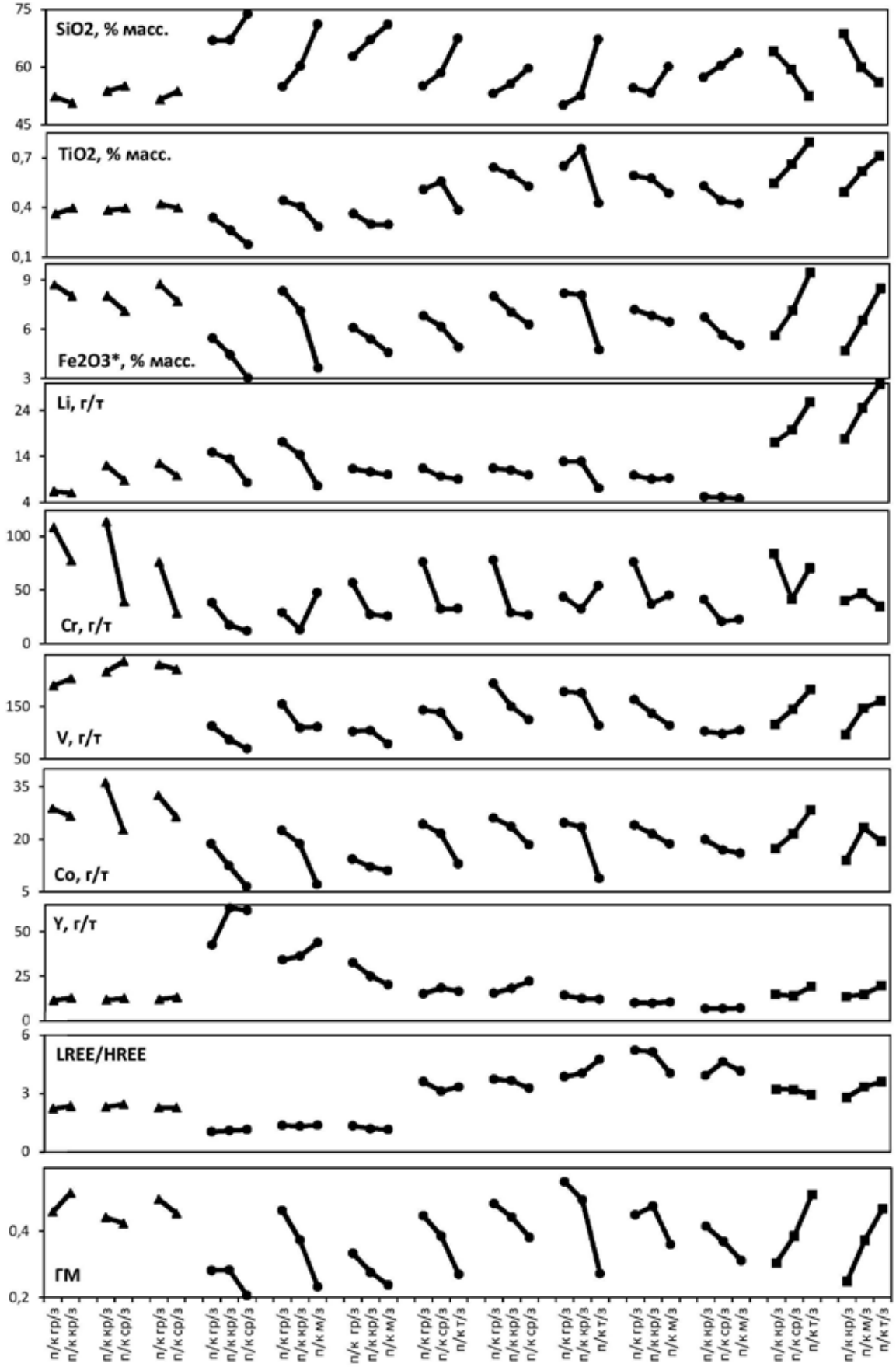


Рис. 1. Вариации состава песчаников в отдельно взятых турбидитах ирендыкской (треугольники), улутауской (круги) и биягодинской (квадраты) свит. Сокращения: п/к — песчаник; гр/з — грубозернистый; кр/з — крупнозернистый; ср/з — среднезернистый; м/з — мелкозернистый; т/з — тонкозернистый

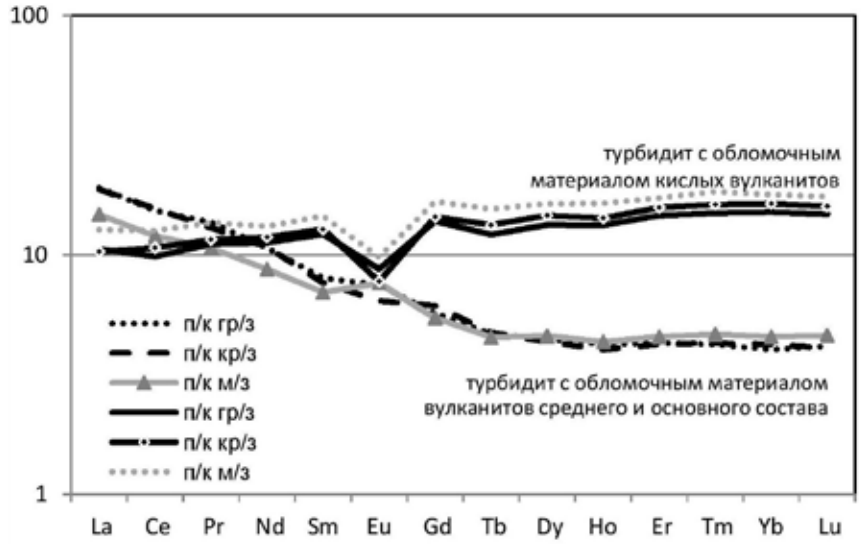


Рис. 2. Распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, в двух турбидитах улутауской свиты

(1,2 раза), K_2O 0,36 % (3,5 раза), Sc 10,2 г/т (1,7 раза), Co 11,7 г/т (2,6 раза), V 25 г/т (1,2 раза), Cr 74 г/т (2,9 раза), Ni 33,8 г/т (2,6 раза), Zr 21,9 г/т (1,6 раза), Hf 1,44 г/т (1,8 раза), Y 20,5 г/т (1,5 раза), Th 0,55 г/т (1,4 раза), ГМ 0,18 (1,7 раза), АМ 0,1 (1,55 раза), ТМ 0,014 (2,3 раза), ЖМ 0,2 (1,71 раза), ФМ 0,08 (4,6 раза), CIA 13 (1,3 раза), F1 1,79, F2 0,18, F3 5,9, F4 2,13.

Вариации состава песчаников внутри одного турбидита могут быть обусловлены дифференциацией обломочных зерен по крупности и плотности при их осаждении, как это происходит при сортировке тефры в речном потоке (Кураленко, 1989), но это объяснение, видимо, не является исчерпывающим. Например, трудно лишь плотностной дифференциацией обосновать увеличение содержания SiO_2 на 14,5 % в кровле одного из турбидитов.

По полученным литохимическим данным был проведен нормативный пересчет на основные минералы вулканогенных пород в программе PetroExplorer 2.4 (автор Е.В. Кориневский). По его результатам в песчаниках верхних частей турбидитов содержание нормативного кварца повышено (до 39 % в средне-основных разностях), а содержание нормативного плагиоклаза и пироксенов понижено (16,5 % и 8,2 %, соответственно). Нормативный состав кластолитов основания турбидитов больше соответствует их составу, установленному микроскопически. Они в меньшей мере подвержены вторичным изменениям, что хорошо видно как под микроскопом, так и в обнажении. Следовательно, можно предполагать, что кластолиты основания турбидитов полнее отражают состав вулканогенных пород питающей провинции.

В турбидитах *биягодинской свиты* тренды изменения литогеохимического состава песчаников *противоположны* тем, что охарактеризованы выше. Лишь содержания Zr и Hf возрастают к кровле циклитов, также как в отложениях ирендыкской и улутауской свит. По всей видимости, эти отличия объясняются разными процессами мобилизации вулканогенно-обломочного материала, разным составом алевропелитовой составляющей осадков, подвергшихся переотложению турбидными потоками, и, следовательно, разными процессами постседиментационных преобразований. Вероятно, отложения ирендыкской и улутауской свит сформированы преимущественно из переотложенной тефры, а кластолиты биягодинской свиты — из вулканотерригенного материала, в некоторой степени претерпевшего выветривание.

Из изложенного следует, что вариации литогеохимического состава внутри отдельно взятых вулканогенно-обломочных турбидитов существенны и по многим параметрам закономерны, что вызвано процессами плотностной дифференциации в турбидном потоке и постседиментационными изменениями. Направление трендов содержания элементов (модулей, индексов) внутри слоя может служить индикаторным признаком, в частности, применяться для разделения турбидитов, сформированных при переотложении тефры и вулканотерригенной кластики. Состав пород питающей провинции при этом наиболее полно отражают кластолиты основания турбидитов, особенно гравелиты и грубозернистые песчаники.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ. Проект № 12-05-31505.

Литература

Кураленко Н.П. Влияние вулканизма на формирование вещественного состава аллювия р. Камчатки и ее притоков // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 27–38.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Фазлиахметов А.М. К методике интерпретации состава вулканогенно-обломочных пород // Новое в познании процессов рудообразования. Материалы молодежной школы по рудной геологии. Москва: ИГЕМ, 2012. С. 191–192.

Хворова И.В., Елисеева Т.Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1963. Т. 38, вып. 3. С. 87–98.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Широбокова Т.И. Ритмично-слоистые толщи среднедевонского вулканогенно-обломочного комплекса и их соотношение с колчеданными формациями в Баймакском районе Южного Урала: Дис. … канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1973.

Ямада Э. Подводные пирокластические потоки: развитие и отложения // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 52–64.

ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.К. Фортунатова, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, И.А. Мушин, А.В. Баранова, Р.К. Гумаров, А.И. Михеева

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, info@vnigni.ru

На основании комплексного литолого-геофизического изучения и переинтерпретации данных бурения, геофизического изучения скважин и сейсморазведки осадочного чехла Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской нефтегазоносных провинций, а также результатов изучения естественных обнажений Тимана, Пай-Хоя и Урала, получены новые данные о строении палеозойских отложений малоизученных территорий древних прогибов, установлены единые крупные этапы терригенной, карбонатной и эвапоритовой седиментации, проявленные в разнотипных разрезах различных структурно-формационных зон.

Разработаны формационные карты масштаба 1:1 000 000, седиментационные и формационные модели для девонских, каменноугольных и нижнепермских формационных комплексов.

Работы по комплексному геолого-геофизическому изучению строения палеозойского чехла проводились на основе использования авторских разработок: структурно-генетических классификаций осадочных пород и формаций, стандартных и типовых седиментационных моделей осадочных тел различного генезиса и иерархического уровня, установленных зависимостей между литологическими, петрофизическими параметрами пород, технологий интерпретации данных сейсморазведки (СЕМ-СФП). В работе широко использовался анализ седиментационной цикличности, секвенс-стратиграфия, биостратиграфические данные.

Разработанные формационные и седиментационные модели позволили получить следующие результаты:

1. Выявлены различные типы палеозойских формаций, установлены их вертикальные и латеральные границы (рис. 1).

2. Установлен унаследованный характер развития палеозойских древних прогибов внутренних и внешних территорий платформы.

3. Сделан вывод о том, что наиболее мощные рифовые системы связаны с позднефранским (воронежский горизонт) (рис. 2) и раннепермским (ассельский, сакмарский ярусы)

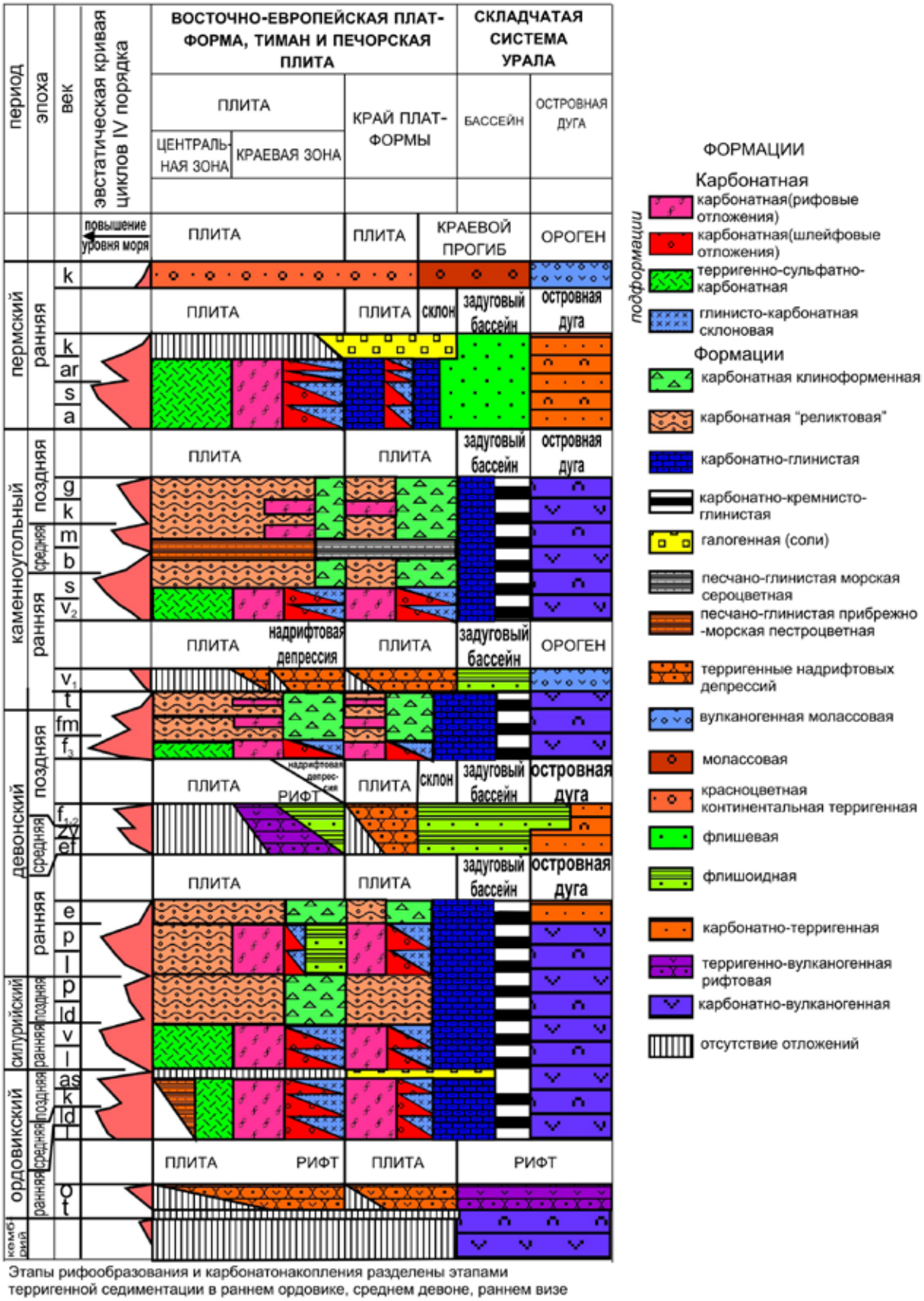


Рис. 1. Латеральные и вертикальные формационные последовательности на разных стадиях развития осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы и Урала

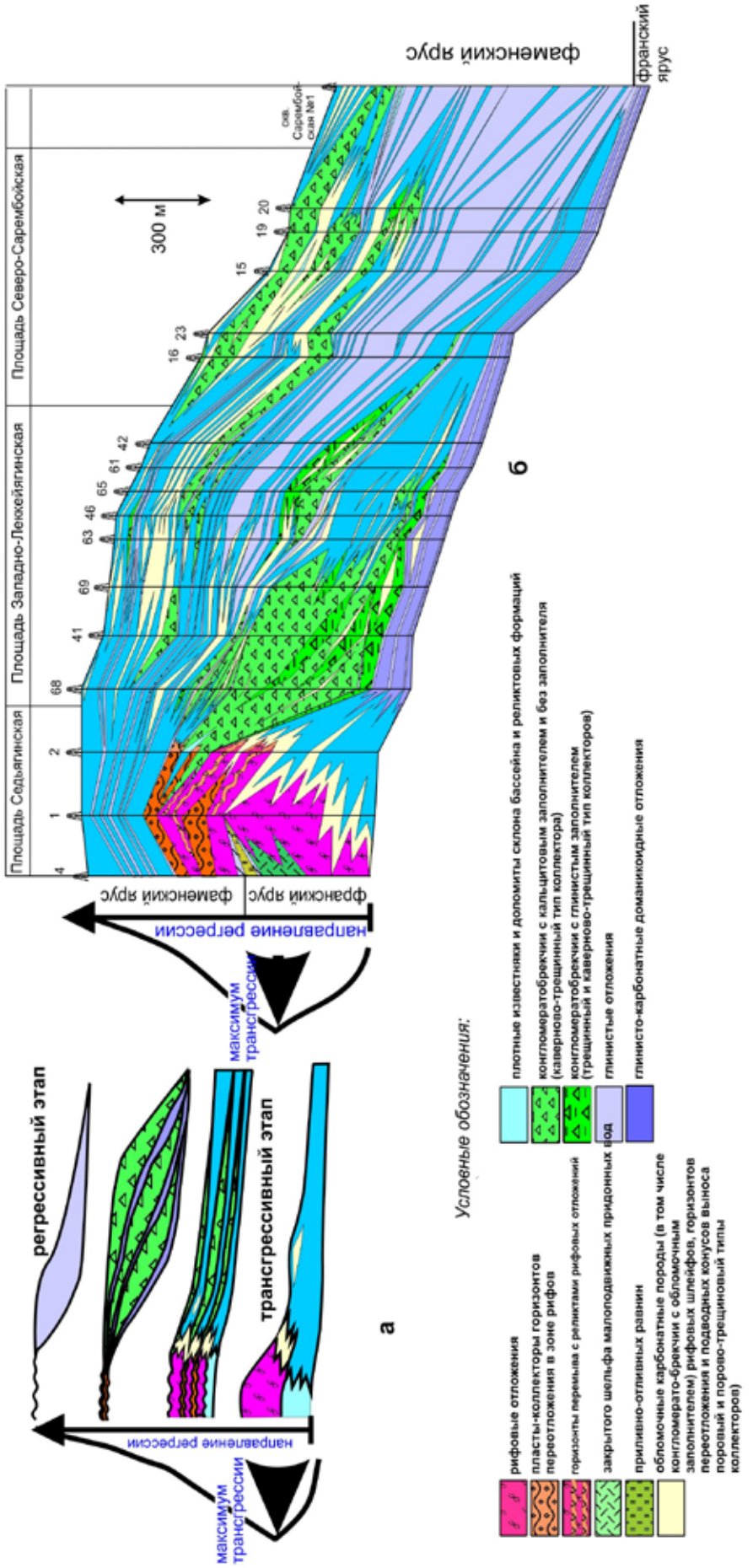


Рис. 2. Седиментационная модель строения и этапности рифовых и карбонатных клиноформенных комплексов. а – Принципиальная схема этапности карбонатонакопления. б – Пример: седиментационная модель верхнедевонских карбонатных отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции

трансгрессивными этапами развития седиментационных бассейнов. В центральных частях палеовпадин и палеопрогибов им соответствуют депрессионные глинисто-карбонатные породы, обогащенные органическим веществом. По мере перехода к регрессивной стадии увеличивалось количество и продолжительность перерывов осадконакопления в областях мелководного шельфа и в зонах рифообразования. Соответственно, уменьшалась мощность отложений на этих участках, и увеличивалось количество обломочного карбонатного материала, поступающего на склоны палеопрогибов, шло их заполнение путем формирования карбонатных и карбонатно-глинистых клиноформ мощностью до 300–800 м. На палеосводах им соответствуют маломощные (10–100 м) «реликтовые» карбонатные формации, состоящие преимущественно из обломочных карбонатных пород с реликтами рифовых построек. Максимальным регрессиям соответствовали размывы на сводах и бортах палеопрогибов и формирование песчано-глинистых клиноформенных комплексов в палеовпадинах и в палеопрогибах.

4. Разработанные формационные и седиментационные модели позволили уточнить стратиграфическое положение горизонтов (пашийского, тиманского, косьвинского) и клиноформенных комплексов (услонской, ветлосянской, уметовской, калганской) толщ, выделить основные этапы терригенной и карбонатной седиментации, а также определить границы распространения различных генетических типов отложений: речных аллювиальных, приливно-отливных, лагунных баровых, открытого мелкого и глубокого, закрытого (экранированного) шельфа, дельтовых и авандельтовых (клиноформенных), рифовых, склоновых (подводных), депрессионных, а также карбонатных и карбонатно-глинистых отложений подводных конусов выноса (клиноформенных).

Различным генетическим типам отложений соответствуют типы поисковых объектов на нефть и газ.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ РИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.М. Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KhabarovEM@ipgg.nsc.ru

В последнее время в связи с оценкой нефтегазовых ресурсов арктических районов Восточной Сибири и шельфов северных морей возникла необходимость в уточнении стратиграфии и обстановок седиментации верхнедокембрийских и фанерозойских осадочных комплексов. Проведено седиментологическое и изотопно-геохимическое изучение рифейских отложений Хараулахского поднятия на р. Лене, ниже пос. Чекуровка, а также рифей-вендских образований, вскрытых скважинами в Лено-Анабарском регионе. На Хараулахском поднятии относительно хорошо обнажаются разрезы эсэлэхской, нэлэгерской и сиэтачанской свит. Породы интенсивно дислоцированы, в основном перекристаллизованы, пронизаны несколькими мощными силлами долеритов.

Нижняя подсвита эсэлэхской свиты сложена преимущественно строматолитовыми доломитами. Строматолиты разнообразные: конофитоны, якутофитоны, байкалии. Они образуют крупные биогермы (диаметром до первых десятков метров), разделенные межбиогермным пространством, заполненным комковатыми и интракластическими доломитами. Породы сильно перекристаллизованы, иногда представлены яснокристаллическими разновидностями. В некоторых из них сохраняются реликты строматолитовой (полосчато-сгустковой) и комковато-интракластической структуры. В среднеэсэлэхской подсвите преобладают микрит-силтитовые и тонкокомковато-интракластические известняки с тонким горизонтальным и линзовидным наслоением, отмечаются породы с градационной слоистостью (штормовые турбидиты). Породы формируют метрового масштаба последовательности обмеления (от тонкослоистых микрит-

силтитов с прослоями аргиллитов до линзовиднослоистых комковато-интракластических). Эти породы преобладают и в верхнеэсэлэхской подсвите, где совместно с ними отмечаются пачки светло-серых строматолитовых доломитов из крупных конофитонов и колоннелл. Циклы обмеления метрового масштаба, представленные известняками, сохраняются, однако в них большую роль играют штормовые отложения среднего и мелкого шельфа.

В нижней части нэлэгерской свиты доминируют доломиты, в верхней — известняки. Доломиты серые и темно-серые, с поверхности с желтоватым оттенком, часто с кремнями. Выделяются последовательности с обмелением кверху метрового масштаба. В нижней части последовательностей преобладают тонкослоистые, иногда глинистые доломиты, которые переходят вверх по разрезу в тонкоинтракластические и комковатые доломиты с линзовидным наслоением. Выше часто наблюдаются массивные оолито-комковато-пизолито-интракластические, иногда с косой слоистостью доломиты. Известняковая, более мощная часть свиты представлена известняками, в разной степени доломитизированными. Известняки преимущественно темно-серые и черные, с повышенным содержанием органического вещества. Состав зерен близок к таковому доломитов. Известняки также образуют сходные с доломитовыми метрового масштаба последовательности. Породы свиты в разной степени перекристаллизованы и окремнены. Микрит-силтиты, особенно глинистые, перекристаллизованы в меньшей степени. Отмечается замещение цемента и зерен микрит-спаритом. На контактах с интрузиями и в замках изоклинальных складок породы полностью перекристаллизованы со структурами «течения» породы под давлением.

В составе сиэтачанской свиты выделяются три подсвиты. Нижняя представлена преимущественно темно-серыми комковато-оолито-интракластическими известняками с прослоями серо-зеленых преимущественно оскольчатых аргиллитов, в составе которых фиксируются реликты тонкой вулканокластики. Некоторые исследователи рассматривают их в качестве пепловых туффитов (Шпунт и др., 1982). В известняках (мощность слоев обычно до трех метров) нижние части представлены крупно-линзовиднослоистыми разновидностями штормового происхождения, которые вверх по разрезу сменяются более тонкослоистыми разновидностями с многочисленными следами деструкции слойков с образованием плоских обломков и разномасштабными трещинами усыхания на поверхностях наслоения. Характерны также разномасштабные знаки ряби волнения и течений. Фиксируются выклинивающиеся линзы плоскогалечных конгломератов. В целом такие последовательности в известняковых пластах отражают переход от мелкого шельфа с влиянием штормов к карбонатным приливно-отливным равнинам с каналами. В индивидуальных слоях известняков могут доминировать крупно-линзовиднослоистые или тонкослоистые разновидности. Известняки частично доломитизированы. Наиболее сильно доломитизированы (до доломитов) известняки в приграничных зонах с аргиллитами. Породы перекристаллизованы, иногда окремнены. По составу зерен среди них отмечается комковато-оолитовые и комковато-интракластические разновидности. Во многих случаях интракласты представлены доломитом. Отмечается замещение цемента и зерен микрит-спаритом. Происхождение материала и обстановки седиментации серо-зеленых, преимущественно оскольчатых аргиллитов, остаются не совсем ясными. В некоторых случаях наблюдается последовательная быстрая смена аргиллитов крупно-линзовиднослоистыми известняками, в других — эрозионная граница. Возможно, что аргиллиты формировались в надприливных зонах или на прилегающих приморских равнинах.

В средней подсвите сиэтачанской свиты картина распределения в разрезе известняков и аргиллитов иная. Здесь по мощности резко преобладают оскольчатые аргиллиты, которые обычно красноцветные, иногда с заленоватыми пятнами. На границах с карбонатными слоями в аргиллитах доминирует зеленоватый цвет. В слоях известняков, мощность которых в подсвите обычно не превышает одного метра, преобладают более тонкослоистые разновидности с широким развитием следов деструкции слойков. В верхней части подсвиты в аргиллитах отмечаются прослои алевролитов и песчаников с трещинами усыхания на поверхностях наслоения.

Верхняя подсвита сиэтачанской свиты представлена серыми (с поверхности с желтоватым оттенком) доломитами. Доломиты массивные, крупно-линзовиднослоистые и относительно тонкослоистые. Первичная структура практически не сохранилась. Хотя в некоторых прослоях

отмечаются нечеткие реликты зерен. Фиксируются последовательности обмеления метрового масштаба от относительно тонкослоистых к крупно-линзовиднослоистым и массивным. В средней части подсвиты фиксируется биогермный пласт, сложенный биогермами (мощностью до 2,0–2,3 м). Строматолиты тонко-среднестолбчатые, ветвящиеся (гимносолениды). Выше биогермного пласта отмечаются доломиты горизонтально- и линзовиднослоистые сильно перекристаллизованные, иногда с линзами плоскогалечных конгломератов и мелкими постройками сильно измененных строматолитов. Отмечаются прослои бурых оскольчатых и слоистых аргиллитов и алевролитов.

Выше залегает хараюэтехская свита, относимая к верхнему венду, представленная в нижней части преимущественно силикокластическими породами, а верхней – карбонатными.

В скв. Дъяпальская-1 отложения, которые относятся к рифею, представлены преимущественно известняками, которые близки к таковым Хараулахского разреза. Доломиты фиксируются в основном в нижней части разреза, а оскольчатые бурые аргиллиты — в верхней. В скв. Бурская-341 для разреза, относимого к рифею, характерно чередование мощных (100–300 м) преимущественно карбонатных и силикокластических комплексов. Породы залегают в основном субгоризонтально, частично изменены, особенно карбонатные. Среди карбонатных резко преобладают перекристаллизованные зернистые доломиты. Иногда отмечаются строматолитовые ламиниты. В скв. Хастахская-930 в разрезе, который относят к рифею, также отмечается чередование мощных (50–200 м) преимущественно силикокластических и в основном карбонатных комплексов. Среди карбонатных пород преобладают перекристаллизованные и микритизированные доломиты с реликтами микрокомковатой структуры. Относительно редко фиксируются пачки известняков.

Для карбонатных пород Хараулахского поднятия характерны высокие значения изотопного состава углерода. В эсэлэхской свите величины $\delta^{13}C$ изменяются от 4,0 до 7,6 ‰. В наименее измененных (по результатам петрографических, геохимических и изотопно-геохимических исследований) известняках и доломитах нэлэгерской свиты также сохраняются высокие значения $\delta^{13}C$, которые обычно превышают 4,0–5,0 ‰ и достигают 8,5 ‰. В наименее измененных породах сиэтачанской свиты величины $\delta^{13}C$ обычно составляют 5,5–7,5 ‰ и достигают 8,6 ‰, однако в верхней части разреза намечается тренд к негативным значениям. Хотя образцы из верхней части разреза в основном изменены, этот негативный тренд (до −7,2 ‰), отражает, скорее всего, снижение $\delta^{13}C$ в морской воде. Высокие значения $\delta^{13}C$ (до 8–9 ‰) отмечаются и в карбонатных породах, вскрытых скважинами.

Традиционно рифейские отложения Хараулахского поднятия и Анабаро-Ленского региона относят к среднему и нижней части верхнего рифея (древнее 850 млн лет) и коррелируют с рифейскими отложениями Прианабарья и Оленекского поднятия (Шпунт и др., 1982). Согласно имеющимся данным по эволюции С-изотопного состава в позднедокембрийском океане, которые согласуются с результатами изучения вариаций $\delta^{13}C$ в мезо-неопротерозойских карбонатных отложениях Восточной Сибири (Knoll et al., 1995; Хабаров и др., 1999; Bartley et al., 2001; Хабаров, Пономарчук, 2005; Halverson et al., 2005; Покровский и др., 2006 и др.), переход от значений $\delta^{13}C$, близких к нулевым, к вариациям от −2,0 до 2,0–3,0 ‰ происходит в отложениях с возрастом около 1300 млн лет. Для неопротерозойских карбонатных пород с возрастом 1000–820 млн лет характерны гораздо более значительные колебания $\delta^{13}C$ (от −2,0… −3,0 до 4,0–6,0 ‰), а в более молодых неопротерозойских амплитуда этих вариаций еще более возрастает (от −5…−10 до 8–12 ‰). В самом конце неопротерозоя эти вариации вновь несколько уменьшаются. Согласно этим данным, возраст изученных отложений не древнее 820 млн лет и, скорее всего, не превышает 650–700 млн лет. Соответственно этому, изученные комплексы занимают более высокую стратиграфическую позицию относительно нижне-среднерифейских образований Прианабарья и Оленекского поднятия.

Литература

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1019–1037.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 6. С. 20–40.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111, № 1–4. P. 165–202.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // Bull. Geol. Soc. of America. 2005. V. 117. № 9/10. P. 1181–1207.

Knoll A.N., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Am. J. Sci. 1995. V. 295. № 7. P. 823–850.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Е.М. Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KhabarovEM@ipgg.nsc.ru

На основе результатов седиментологического изучения мезо-неопротерозойских карбонатных комплексов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления установлены типовые ассоциации разнообразных шельфов, склонов и бассейновых равнин. Показана ведущая роль микробиальных сообществ в генерации первичного карбонатного материала и в формировании морфологически разнотипных строматолитовых построек. Анализ мирового материала по карбонатным формациям показывает, что ведущая роль микробиальных сообществ в генерации карбонатного материала и формировании органогенных построек прослеживается в явном виде с мезоархея.

Выяснение роли микробиальных сообществ в формировании и эволюции разнотипных органогенных построек в докембрии остается одной из актуальных задач осадочной геологии. В литературе до настоящего времени доминирует точка зрения об их примитивности и однообразии. Отсутствие рифов в докембрии, как известно, объясняется двумя причинами. Во-первых, исключительной мелководностью докембрийских бассейнов. Действительно, в мелководных интракратонных бассейнах рифы, по существу, не формируются, поскольку их вертикальная аккреция лимитируется глубиной бассейна. Вторая причина основана на отрицании активной роли микробиальных сообществ в генерации карбонатных частиц и неспособности строматолитов создавать рельефные постройки в высокоэнергетических обстановках. Результаты изучения как докембрийских, так и современных строматолитов свидетельствуют о многочисленных примерах кальцитизации некоторых микробиальных сообществ в период их активной деятельности на поверхности и ниже поверхности мата в результате фотосинтеза и повышения pH среды и, возможно, при внутриклеточных реакциях при разложении бикарбоната кальция. Минерализация резко возрастала после отмирания нижних частей мата за счет бактериальной декомпозиции первичного органического вещества.

Интенсивная деструкция строматолитовых построек давала огромную массу интракластического материала разной размерности (Семихатов, Серебряков, 1983; Хабаров, 1999). В некоторых случаях объем строматокластов в докембрии был соизмерим с производством карбоната современными известьвыделяющими водорослями (Lanier, 1988). Зоны активного строматолитообразования в позднем докембрии служили основным источником карбонатного материала для прилегающих склонов и бассейновых равнин, а также и для некоторых лагунно-шельфовых обстановок (Хабаров, 1999). Кроме того, строматолитовые постройки служили

ловушками для карбонатного материала, который концентрировался между столбиками и биогермами, а также бронировали осадки, защищая их от размыва.

Иначе, микробиальные сообщества в докембрии, продуцируя $CaCO_3$, создавали устойчивые специфические каркасные системы, которые в процессе роста могли достигать уровня моря, противостоять сильным штормам и течениям и влиять на характер седиментации в окружающем пространстве. В этом смысле они гомологичны фанерозойским рифам (Samy, James, 1993; Grotzinger, 1986; Хабаров, 1999 и др.).

Прямое или косвенное влияние микробиальных сообществ на генезис различных карбонатных зерен (оолитов, пизолитов, микрокомков) также устанавливается достаточно определенно. Происхождение микрита дискутируется. Многие относят микритовые известняки к чисто хемогенным породам. Исследование карбонатных формаций Восточной Сибири показывает, что микриты в пределах шельфа пространственно связаны с зонами массового производства первичного карбонатного материала при прямом или косвенном участии микробиальных сообществ (Хабаров, 1999). Микриты более глубоких зон шельфа, а также склонов и прилегающих бассейновых равнин включают две разновидности. Первая явно входит составным элементом в градационные слои штормовых и глубоководных турбидитов. Другая разновидность, обычно с однородной структурой и примесью глинистого материала, отнесена к гемипелагитам, образование которых связано с выпадением частиц карбоната из «облака» карбонатной взвеси. Этот механизм изучен на современных примерах (Wilson, Roberts, 1995) и хорошо согласуется с результатами исследований докембрийских отложений зон перехода от шельфов к бассейновым равнинам. Количество гемипелагического материала возрастает, если часть карбонатного ила, увлекаемого мутьевыми потоками вниз по склону, будет отделяться от основного потока и распространяться вдоль поверхностей раздела по плотности воды (Wilson, Roberts, 1995). Следовательно, основная масса карбонатного ила поступала на глубокие шельфы, склоны и бассейновые равнины докембрийских бассейнов с мелководных шельфов. По аналогии с современными бассейнами возможно и пелагическое биохимическое происхождение $CaCO_3$ (Robbins, Blackwelder, 1992).

Нередко отрицается способность строматолитов создавать рельефные постройки, поскольку индивидуальные строматолитовые колонки (столбики) редко имеют синоптический рельеф более 5 см, исключая колоннеллы и конофитониды, прижизненный рельеф которых может иметь несколько десятков сантиметров. У структур более высокого порядка — биогермов — прижизненная высота достигает 3–4 метров. Наиболее рельефные строматолитовые сооружения развивались на окраинах карбонатных платформ с превышением над предплатформенными депрессиями в десятки и сотни метров (Grotzinger, 1986).

Результаты анализа черносланцевых и карбонатных гравитационных систем подтверждают высказанные выше положения. Так, углеродистые отложения обычно занимают самые глубоководные части бассейнов и через зону накопления турбидитов связаны со строматолитовыми постройками (Хабаров, 1999). Такие латеральные соотношения свидетельствуют о геоморфологической выраженности последних и влиянии на циркуляцию вод. Гравитационные системы разнообразны по набору гравититов, что позволило реконструировать типы склонов. Преобладают осадочные склоны, элементы транзитных склонов редки.

В эволюции типов органогенных построек выделено несколько этапов: палеоархейский (3,2–3,6 Ga), мезоархейский (2,8–3,2 Ga), неоархейский (2,5–2,8 Ga), палеопротерозойский 1 (2,3–2,5 Ga), палеопротерозойский 2 (1,75–2,3 Ga), палеопротерозойский 3 (1,6–1,75 Ga), мезопротерозойский 1 (1,35–1,6 Ga), мезопротерозойский 2 (1,0–1,35 Ga), неопротерозойский 1 (0,85–1,0 Ga), неопротерозойский 2 (0,65–0,85 Ga) и неопротерозойский 3 (вендский) (0,545–0,65 Ga). С палеоархея до раннего неопротерозоя фиксируется долговременный тренд на возрастание количества и разнообразия строматолитовых конструкций, а затем их быстрое уменьшение. Четко фиксируются несколько этапов редукции строматолитообразования и деструкции морских бассейнов в периоды становления и высокого стояния суперконтинентов. Этапность в развитии строматолитовых построек четко коррелируется с кривой изменения изотопного состава стронция в морской воде. Важный рубеж в экспансии строматолитовых

построек и в карбонатонакоплении наблюдается в позднем мезоархее (около 3 млрд лет назад), который связан с формированием относительно крупных блоков с сиалической корой и шельфами. С этого времени фиксируются мощные (сотни метров) карбонатные платформы с краевыми рифоподобными строматолитовыми постройками и склонами с разнотипными гравититами и гемипелагитами. Эволюция рифогенных систем в докембрии определялась в первую очередь общей эволюцией литосферы, благодаря которой в определенные эпохи создавались и прекращали свое развитие бассейны, благоприятные для массового развития микробиальных сообществ, а также усложнением структуры микробиальных сообществ-строматолитообразователей. Микробиальные сообщества контролировали не только процессы генерации карбонатов, но и оказывали существенное влияние на направленные изменения в составе атмосферы и гидросферы.

Литература

Семихатов М. А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Хабаров Е.М. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика 1999. Т. 40, № 8. С. 1149–1169.

Grotzinger J.P. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // J. Sediment. Petrol. 1986. V. 56. № 6. P. 831–846.

Lanier V.P. Structure and morphogenesis of microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 1. P. 88–99.

Robbins L.L., Blackwelder P.L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whitings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism // Geology. 1992. V. 20. № 5. P. 464–468.

Samy T.T., James N.P. Evolution of Early Proterozoic foreland basin carbonate platform, lower Pethei Group, Great Slave Lake, north-west Canada // Sedimentology. 1993. V. 40. № 3. P. 403–430.

Wilson P.A., Roberts H.H. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks // J. of Sediment. Res. 1995. V. A65. № 1. P. 45–56.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ОПТИМИЗАЦИИ РАЗРАБОТКИ КРАСНОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАМЕННЫЙ УЧАСТОК, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ)

Г.Р. Хуснуллина

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», Когалым, KhusnullinaGR@tmn.lukoil.com

Разные подходы и неоднозначность в установлении генезиса песчано-алевритовых коллекторов пластов $ВК_{1-3}$ викуловской свиты ($К_1а$) долгое время осложняли выбор стратегии разработки Красноленинского месторождения, расположенного на территории Октябрьского района ХМАО — Югры. Для него, как и для большинства месторождений Западной Сибири, характерно сложное геологическое строение, значительная послойная, зональная неоднородность и сравнительно низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород. Неоднородность влияет на петрофизические параметры пород, анизотропия петрофизических свойств является основной причиной расхождения проектных показателей разработки на месторождениях Западной Сибири.

Исходя из вышесказанного, автором совместно с коллегами проведен комплекс литологических и петрофизических исследований и применены специальные алгоритмы (гидравлические единицы потока/коллектора, индикатор гидравлического типа коллектора и индекс качества коллектора) обработки петрофизических данных. Для этого на начальном этапе изучения объекта исследований в период с 2007–2010 гг. Алексеевым В.П., Амоном Э.О., Лебедевым А.И., Черновой О.С., Курчатовой А.Н., Прядко А.В. и Хуснуллиной Г.Р. проведена документация керна 17 скважин Красноленинского месторождения, вскрывших верхнюю часть викуловской свиты. По методике литолого-фациального анализа выполнено детальное

текстурное описание и установлен генезис выделяемых слоев (фация). Определен вещественно-петрографический состав пород викуловской свиты по результатам литолого-петрографического изучения и гранулометрического анализа. Микроскопическое изучение песчаной обломочной породы в шлифах проводилось по скв. 93123/931 Красноленинского месторождения в соответствии с общепринятой схемой описания породы с помощью поляризационного микроскопа. Установлено, что породы представлены тонко-мелкозернистыми песчаниками, крупнозернистыми алевролитами с прослоями и линзами мелкозернистых алевролитов и характеризуются следующими текстурными особенностями: для тонко(мелко)зернистых алевролитов характерно преобладание пологоволнистой слоистости, присущей фации полуизолированного малоподвижного мелководья, в тонко(мелко)зернистых песчаниках наблюдается косоволнистая слоистость с различными знаками ряби — фация барового подвижного мелководья. Для более грубозернистых песчаников характерна косая слоистость с маленькими углами наклона, присущая фации конусов выноса подводной части дельты. Также встречаются породы с нарушениями первичных текстур и бимодальные породы, такие как ритмиты, характерные для фации приливно-отливных отложений (ваттов). Наблюдаемые в породах нарушения первичных текстур связаны с их различными перемещениями как при седиментогенезе, так и в самые разные стадии диагенеза и, как правило, характерны для относительно тонкоразмерных пород (алевролиты, аргиллиты). По классификации Шутова В.Д. изученные породы относятся в основном к полевошпатово-кварцевым, кремнекластито-кварцевым, мезомиктово-кварцевым группам. Несколько образцов отнесено к полевошпатово-кварцевым граувакам. Также для пород викуловской свиты характерно явление дефицита и бимодальности, что было замечено при анализе гистограмм распределения массовых долей в процентах по фракциям. Интересно то, что в интервалах тех же глубин по данным описания керна наблюдается ритмичное бимодальное переслаивание мелко-крупнозернистых алевролитов и тонкозернистых песчаников.

Проведенный анализ строения, состава и условий формирования викуловской свиты обеспечил решение практических задач, связанных с реконструкцией обстановок формирования отложений. Нанесение на седиментологическую колонку по скв. 93123/931 данных по ФЕС пород позволило проанализировать зависимость их от обстановок осадконакопления (рис. 1).

На заключительном этапе для решения петрофизических задач выполнялся ряд исследований. Во-первых, специалистами «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени выполнен анализ влияния различных уровней неоднородности на ФЕС для оценки возможного нефтегазоносного потенциала отложений викуловской свиты. Выделены два основных петрофизических типа коллекторов: текстурно-квазиоднородные (однородные) и текстурно-неоднородные (слоистые). Установлено, что песчаники и алевролиты с прослоями алевроаргиллитов при том же поровом объеме характеризуются пониженными ФЕС по сравнению с преимущественно однородными разностями. Породы с более однородной текстурой и улучшенными фильтрационными свойствами характерны для зоны с так называемой аномальной сейсмической характеристикой.

Во-вторых, серия построенных графиков и геолого-статистических разрезов с основными параметрами (коэффициент песчанистости, величина Апс, характер насыщения, коэффициенты пористости, проницаемости и нефтенасыщенности) показали, что зависимости между фильтрационными и емкостными характеристиками коллекторов для различных литологических типов пластов группы ВК Красноленинского месторождения существенно зависят от степени неоднородности, которая, в свою очередь, изменяется по глубине (рис. 2). Основные зависимости между ФЕС коллекторов для различных литотипов пластов ВК существенно зависят от их типизации, являясь следствием текстурной однородности.

В-третьих, проведённая автором оценка анализов ФЕС по 54 цилиндрическим образцам, представленных мелкозернистым песчаником и отобранным из скважины 93123/931, показала следующее: по 7 цилиндрическим образцам было определено их соответствие фации алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм, по 4 образцам — песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья, по 3 образцам — песчаных осадков сильно подвижного мелководья и по 20 образцам — песчаных осадков конусов выноса рек. Среднее значение коэффициента проницаемости Кпр по фациям составило: 40,1 мД, 41,1 мД, 51,4 мД и 47,4 мД,

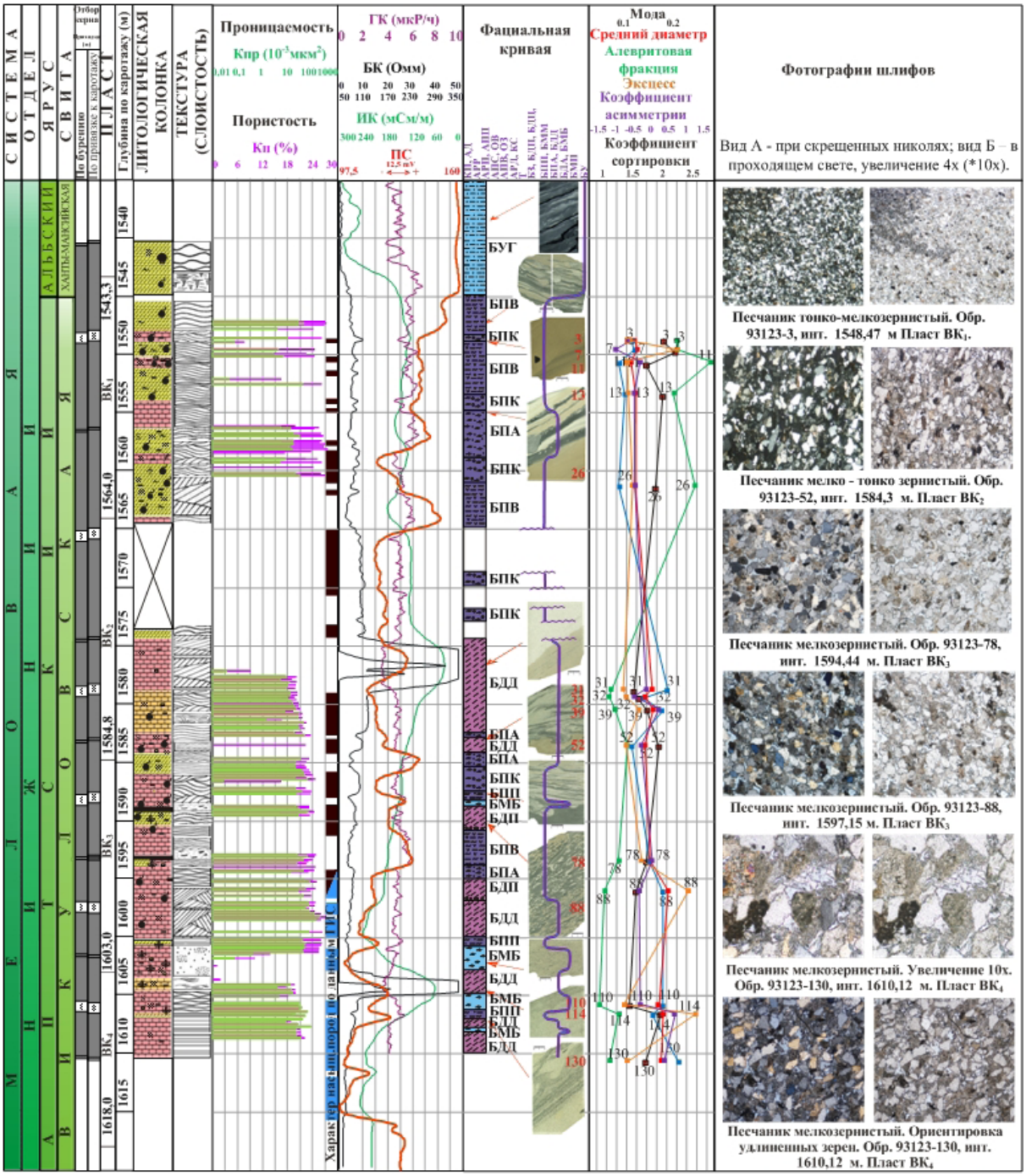


Рис. 1. Литолого-петрофизическая колонка по скв. 93123/931 Красноленинского месторождения. Пласты $ВК_{1-4}$

соответственно. Следовательно, при одном и том же литотипе фильтрационная величина коэффициента проницаемости изменяется в зависимости от фациальной принадлежности.

В-четвертых, специалистами ООО «КогалымНИПИнефть» выполнялся отработанный комплекс лабораторных исследований. Для определения ФЕС изучено 146 образцов. Оценка параметров пород, характеризующих коллекторы, проводилась по нижним пределам пористости и проницаемости, принятым для Каменной площади. Для пластов группы ВК нижний предел пористости принят Кпн=19,0 %, проницаемости Кпрн=$1{,}50\times10^{-3}$ мкм^2. На основании анализа проведенных исследований пород продуктивных пластов скважины 93123/931 Красноленинского месторождения сделаны следующие выводы.

Среднее значение пористости сравнительно невысокое, так как исследуемые образцы содержат значительное количество глинистого материала в виде линзочек и прослоек. В

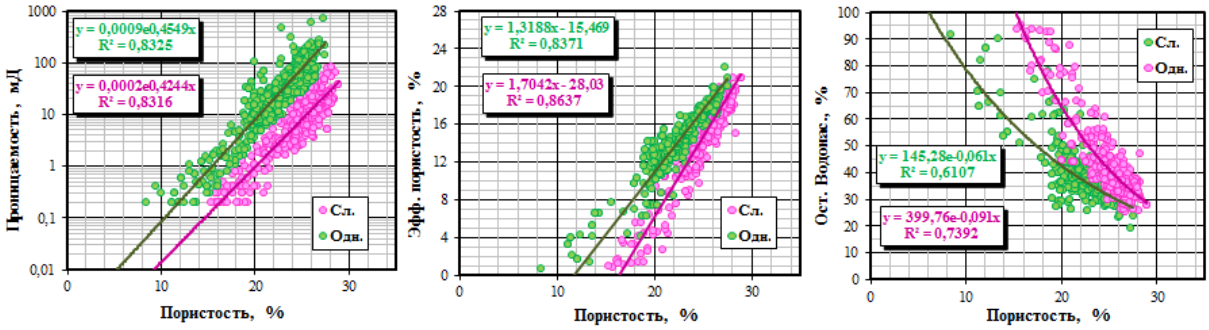


Рис. 2. Зависимости между Кпр, Кпэф, Кп и Кво для различных литотипов и пластов $ВК_{1-4}$ Красноленинского месторождения

пелитовой фракции цемента преобладает каолинит. Наиболее полно изучены отложения пласта $ВК_3$. По ФЕС изученные породы викуловской свиты являются в основном коллекторами IV–V классов (по А.А. Ханину), по пласту $ВК_3$ выделены коллекторы со средними, пониженными и низкими ФЕС (III–V классы) и неколлекторы. Наличие коллекторских свойств, как правило, связано с увеличением диаметра зерен скелета и хорошей сортировкой пород. К ухудшению коллекторских свойств приводит повышенное суммарное содержание мелкоалевритовой и глинистой фракций. Формирование неколлекторов связано с развитием таких процессов, как кальцитизация, доломитизация и карбонатизация. По результатам статистической обработки данных анализов керна пород пластов $ВК_1$, $ВК_2$, $ВК_3$ и $ВК_4$, из рассматриваемых параметров пород более неоднородным является распределение по проницаемости. Коэффициенты вариации проницаемости имеют значения, равные 0,83, 0,72, 0,72 и 0,88, соответственно. Пористость пород-коллекторов пласта $ВК_3$ изменяется от 20,6 % до 27,5 %, проницаемость — от $4{,}90 \times 10^{-3}$ мкм^2 до $209{,}51 \times 10^{-3}$ мкм^2.Средние значения составляют 24,3 % и $52{,}15 \times 10^{-3}$ мкм^2, соответственно. При сопоставлении ФЕС, определенных по ГИС с керновыми оценками в виде наложения основных парных зависимостей между коэффициентами Кп, Кпр, Кпэф, по ГИС и по керну наблюдается хорошая сходимость результатов независимо от типа коллектора (типизация прослоев проведена на основе критического значения Хгл=15 %).

Однако, для исключения ошибки, заключающейся в недостоверной оценке Кпр (когда одному значению пористости, как правило, соответствует измерение проницаемости до двух порядков), и для объединения параметров пористости и проницаемости при описании ФЕС терригенных коллекторов в практике зарубежных исследований используются гидравлические единицы потока/коллектора (HFU). Они позволяют выделять литологические типы пород с близкими характеристиками порового пространства и характеризуют литологическую и фациальную неоднородность коллектора. Выделение гидравлической единицы потока базируется на расчете индикатора гидравлического типа коллектора FZI (Flow Zone Indicator) и индекса качества коллектора RQI (Reservoir Quality Index), полученных из уравнения Козени – Кармена (Amaefule et al., 1993).

Параметр FZI (мкм) является уникальным для каждой гидравлической единицы. Систематизация распределения FZI в зависимости от пористости и проницаемости резервуара с учетом неоднородности его порового пространства позволила выделить классы гидравлических единиц потока. Они имеют определенные диапазоны, которые характеризуются средними значениями FZI (соответствуют IV–V классу коллекторов). Тем самым указывают на средние, пониженные и низкие ФЕС.

В результате полученные в ходе использования специальных петрофизических алгоритмов данные послужили основой для построения модели распределения FZI в межскважинном пространстве. Куб комплексного параметра FZI — это интегральный параметр, который позволил спрогнозировать характер распределения ФЕС в интересующем нас интервале пластов $ВК_{1-4}$ (рис. 3). Таким образом, использована возможность выявить закономерности распространения фаций и петрофизических характеристик в трехмерном пространстве (Хуснуллина, Прядко, 2012).

Подводя итоги, отметим, что результаты проделанной работы указывают на наличие тесной взаимосвязи литологии и ФЕС коллекторов. Для изучения литолого-фациальной неоднородности отложений недостаточно информации только по ФЕС, которая базируется в основном на интерпретации материалов ГИС и лабораторных исследованиях образцов. Необходимо комплексирование различных подходов и методик, а также полный комплекс сведений, который бы включал в себя не только данные по ГИС и керну, определяющиеся гранулометрической характеристикой породы, но и ее фациальную принадлежность, базирующуюся преимущественно на текстурном анализе. Подобная взаимоувязка параметров, характеризующих ФЕС с обстановками осадконакопления (фациями), позволяет более детально прогнозировать участки с улучшенными коллекторскими свойствами как в разрезе, так и на площади исследуемого объекта.

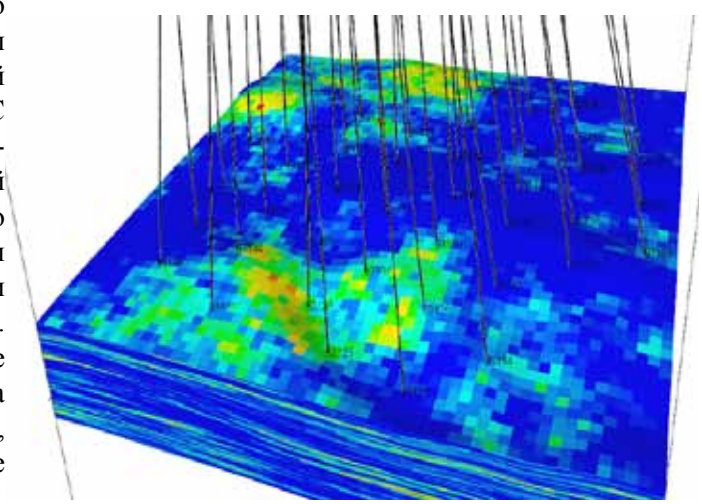


Рис. 3. Геологическая модель Красноленинского месторождения с учетом гидравлических единиц потока (FZI)

Литература

Хуснуллина Г.Р., Прядко А.В. Роль литолого-фациальной неоднородности отложений викуловской свиты при построении геологической модели 3D Красноленинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и геология горючих ископаемых. Межвузовский научный тематический сборник. Вып. VI (22). Екатеринбург: изд-во Уральского гос. горного университета, 2012. С. 130–138.

Amaefule J.O., Altunbay M., Tiab D., Kersey D.G., Keelan D.K. Enhanced Reservoir Description: Using core and log data to identify Hydraulic (Flow) Units and predict permeability in uncored intervals/wells // SPE 26436: 68th Ann. Tech. Conf. and Exhibit. Houston, Tx, 1993. P. 205–220.

ЛИТОГЕНЕЗ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ НА ВОСТОКЕ АЗИИ

Ю.Г. Цеховский, О.В. Япаскурт

Геологический институт РАН, Москва tsekhovsky@mail.ru

В состав литогенеза, вслед за Н.М. Страховым, включены процессы, начинающиеся в областях денудации (где зарождается осадочный материал) и заканчивающиеся в бассейнах его аккумуляции, где происходит формирование горных пород. Выявление влияния тектоники на процессы литогенеза остается одной из актуальных задач геологии. К числу публикаций, раскрывающих характер этих процессов в различных тектонических структурах, относятся и наши исследования в складчатых поясах (Япаскурт, 1999; Япаскурт и др., 2003) и в зонах континентального рифтогенеза (Цеховский, 2013). При этом установлено своеобразное проявление процессов литогенеза в континентальных рифтах, что связано с интенсивным погружением днищ рифтовых впадин, а также с участием в осадконакоплении и постдиагенетических преобразованиях вулканизма, гидротерм, повышенного теплового потока и других факторов.

Вместе с тем в проблеме континентального рифтового литогенеза остаются еще нерешенные вопросы, часть из которых будет рассмотрена ниже. Необходимо подчеркнуть, что изучение рифтовых структур имеет не только научное, но и важное практическое значение.

В публикациях В.П. Гаврилова, И.М. Шахновского, В.П. Коболева и Ю.П. Оровецкого и других авторов показано, что с ними связаны многие месторождения нефти, газа, горючих сланцев. Кроме того, к ним приурочены многие гидротермальные рудные и нерудные полезные ископаемые. Поэтому ниже охарактеризуем главные черты осадконакопления и постдиагенетических преобразований пород в континентальных рифтах (пока не затрагивая вопросы метаморфизма).

Объектами наших исследований служили мезозойские и кайнозойские континентальные рифтовые впадины, расположенные на востоке Азии в пределах подвижных поясов: Центрально-Азиатского (Прибайкальский и Монгольский сегменты) и Верхоянского. Важно отметить, что на этой территории располагается Байкальская рифтовая зона, которая еще продолжает свое развитие. Здесь непосредственно можно наблюдать сложные процессы рифтового седименто-и литогенеза, многие из которых трудно реконструировать в погребенных структурах.

Особенности седиментации. В конце XX века была высказана точка зрения А.Х.Г. Митчелла и Х.Г. Рединга, а также С.И. Романовского, что основным фактором, определяющим смену обстановок осадконакопления в рифтовых впадинах, являются не колебательные движения земной коры (приводящие к появлению горного или равнинного рельефа), а стадии медленного или быстрого погружения днищ этих структур. Этот вывод, подробнее не раскрытый упомянутыми авторами, подтвердился в процессе изучения мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья и Монголии. Здесь они представляют собой цепочки удлиненных односторонних или двухсторонних грабенов или грабенсинклиналей, приуроченных к зонам крупных разломов. Впадины имеют длину в десятки и сотни км и ширину до 80 км. Мощность осадочного чехла в них достигает 1,5–5 км.

Н.А. Флоренсов, Н.А. Логачев, В.Ф. Шувалов и другие геологи отмечали, что в разрезах рифтовых впадин широко развиты комплексы грубообломочных пород и поэтому обычно они относились к семейству орогенных моласс. Однако позже было установлено (Цеховский и др., 2010; Цеховский, 2013), что в характеризуемых структурах молассы имеют ограниченное развитие и встречаются лишь в низах юры и в позднеплиоцен-четвертичное время. Остальные части разреза юры, мела, палеогена и неогена слагаются фэновыми формациями (важными индикторами рифтовых структур), которые образовались в грабенах среди холмистого равнинного рельефа. При этом широкое развитие в них грубообломочных комплексов пород связано не с наличием горного рельефа в областях денудации, а обусловлено разрушением пород фундамента, слагающих высокие и крутые прибортовые уступы грабенов.

В пределах рифтовых впадин выделены 4 формации (рис. 1): для областей с гумидным палеоклиматом — равнинная фэновая угленосно-терригенная (I) и орогенная сероцветная грубообломочная молассовая (II); для областей с аридным климатом — равнинная фэновая красноцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная (III) и орогенная красноцветная грубообломочная молассовая (IV).

В строении фэновых формаций доминирующая роль принадлежит тонкообломочным углистым или аллювиальным (пойменным), озерным и болотным углистым или угленосным отложениям (иногда с горючими сланцами), а сероцветные грубообломочные породы коллювиально-делювиальных фаций оконтуривают здесь прибортовые уступы грабенов. Характерным является появление мощных (до 50–80 м) залежей углей в гумидных фэновых формациях, чему способствует интенсивное погружение днищ грабенов и поступление небольших объемов терригенного материала из равнинных областей денудации. Для аридных фэновых формаций характерно присутствие красноцветных грубообломочных коллювиально-делювиально-пролювиальных отложений, развитых у подножий прибортовых уступов грабенов, которые в их осевых частях фациально замещаются зеленоцветно-сероцветными тонкотерригенными озерными отложениями с прослоями мергелей, известняков или доломитов. Здесь также часто встречаются горючие сланцы, а угли исчезают из разрезов или изредка образуют маломощные линзы. В древних равнинных ландшафтах с низкой гидродинамикой водных потоков грубые обломки (глыбы, щебень, дресва, накапливающиеся у прибортовых уступов грабенов) не испытывали дальнейшей транспортировки и оставались неокатанными. Особенностью древнего рельефа в начальную стадию образования равнинных фэновых

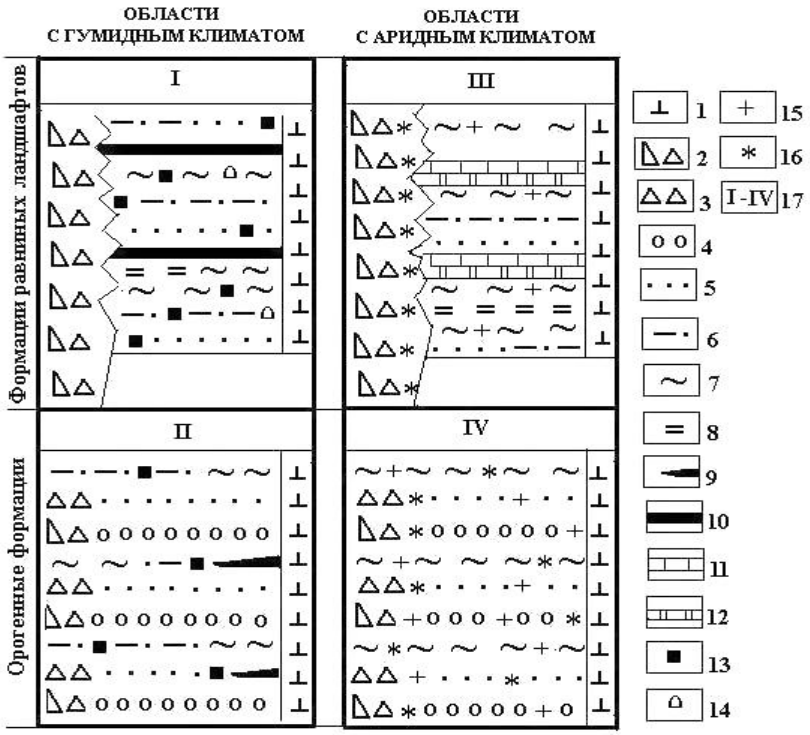


Рис. 1. Рифтовые континентальные осадочные формации.

Условные обозначения: 1 — эффузивы; 2 — глыбово-брекчиевые хаотические комплексы; 3 — брекчии; 4 — конгломераты; валунные конгломераты; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глины или аргиллиты; 8 — горючие сланцы; 9 — линзы углей небольшой мощности; 10 — угольные пласты, включая мощные залежи; 11 — известняки или мергели; 12 — доломиты; аутигенные минералы в форме стяжений, конкреций или цемента в обломочных породах: 13 — пирит, марказит; 14 — сидерит; 15 — кальцит или доломит; 16 — красная окраска пород; 17 I–IV — наименование формаций: I — равнинная фэновая, угленосно-терригенная; II — орогенная молассовая сероцветная грубообломочная; III — равнинная фэновая, красноцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная; IV — орогенная молассовая красноцветная

формаций (см. рис. 1) являлось возникновение узких щелевых грабенов (шириной в десятки-сотни или первые километры), где накапливались лишь грубообломочные комплексы пород.

В орогенных рифтовых молассах (гумидных сероцветных или аридных красноцветных) грубообломочные отложения приурочены не только к фациям коллювия, делювия или пролювия, развитым вдоль прибортовых уступов грабенов, но и широко представлены в их осевых частях. Здесь они слагают русловые фации горного аллювия, где обломки вследствие длительной транспортировки становились окатанными и слагали толщи валунно-галечных или гравийных пород. Обильный привнос в грабены терригенного материала из горных областей денудации при образовании моласс подавляет в них накопление органогенно-хемогенных пород (углей, горючих сланцев, мергелей, известняков).

Таким образом, было установлено различие процессов рифтового седиментогенеза для контрастных тектонических эпох: 1) орогенеза и формирования моласс; 2) выравнивания рельефа и образования фэновых формаций. Показано принципиальное различие формационного строения осадочного чехла вне рифтовых и рифтовых впадинах (Цеховский, 2012): отсутствие в последних тонкотерригеных парагенезов (включая формацию коры выветривания), образующихся в эпохи стабилизации тектонических движений и выравнивании рельефа.

Роль глубинных процессов в осадконакоплении. Установлен заметный вклад различных глубинных процессов (катагенетических и эндогенных) в образовании рифтовых формаций. Особенностью их строения является присутствие продуктов базальтового вулканизма и гидротермалитов (нерудных травертиновых, кремнистых или флюоритовых, а также рудных сульфидных). Воздействие глубинных факторов на процессы литогенеза было сложным и многообразным, до конца еще не расшифрованным или остающимся спорным. Ниже в тезисной форме перечислим главные из них, которые отмечаются в публикациях геологов.

Вулканический пепел, оседающий на суше, являлся естественным удобрением для растений, а их бурный рост способствовал углеобразованию. При поступлении пепла в озерные водоемы и его разложении происходило насыщение вод компонентами, которые усваивались водными организмами. При этом повышалась биологическая продуктивность планктона, что увеличивало масштабы органогенной садки карбонатов и накопления сапропелиевых илов (с последующим образованием в литогенезе горючих сланцев). Известно также, что при усилении вулканизма и гидротермальной деятельности повышается насыщение атмосферы поступающим из недр Земли углекислым газом, что, по данным А.Б. Ронова, также активизирует накопление планктона в водоемах и способствует образованию горючих сланцев.

Разгрузка в рифтовых бассейнах глубинных восходящих термальных растворов воздействовала на водные организмы неоднозначно. Она подробно рассмотрена на примере морских или океанических бассейнов. В одних случаях (при поступлении кальция, кремния, фосфора и других биофильных элементов) увеличивалась биологическая продуктивность водоемов и происходило накопление кремнистых или углеродистых отложений. В других случаях (при высокой концентрации урана), согласно выводам С.Г. Неручева и его сторонников, происходила массовая гибель высших организмов, место которых могли занимать их простейшие формы.

В материалах конференций и симпозиумов, посвященных проблеме дегазации Земли (за 2000–2013 годы), а также во многих других публикациях показано воздействие на осадконакопление восходящих из недр Земли газовых флюидов (преимущественно углекислых, метановых, азотных или водородных), приуроченных к зонам разломов. При этом отмечается интенсивное проявление этих процессов в рифтовых структурах. Здесь они формируют газовые вулканы или грифоны, образуют крупные газовые скопления или толщи газогидратов, а также сопровождают гидротермальную деятельность.

На примере морских или океанических рифтов доказано, что на дне бассейнов под мощным покровом воды (вне зоны фотосинтеза) над разломами в местах разгрузки газовых флюидов хемоавтолитрофные и метанотрофные микроорганизмы способны синтезировать органическое вещество (Леин, 2002, 2004). При этом углекислота и/или метан используются в качестве единственного источника углерода, а поступающие из глубин восстановленные соединения (H_2, H_2S, S, SO_2 Fe^{2+}, Mn^{2+} и другие) являются источниками энергии. Таким образом, насыщение углеродом осадков осуществляется не только с участием приповерхностного фотосинтеза, но и на глубинах в местах разгрузки глубинных газов за счет жизнедеятельности микроорганизмов. Подчеркивается ощутимый вклад эндогенного источника в насыщении углеродом осадков, но, к сожалению, в цифровом выражении его баланс остается пока не подсчитан.

Примером, иллюстрирующим влияние некоторых глубинных факторов на континентальное рифтовое осадконакопление, служит схема разгрузки восходящих газовых флюидов в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки озера Байкал (рис. 2) по данным (Хутороской, 1996; Сизых и др., 2004).

Важно отметить, что Байкальская рифтовая зона выделяется повышенным тепловым потоком (Хуторской,1996), средние значения которого (70–80 мВт/м^2) почти в 2 раза выше сравнительно с окружающими горными сооружениями (43 мВт/м^2). С учетом наблюдений на поверхности озера (а также привлекая многочисленные данные бурения) можно представить полную картину высокой газонасыщенности осадочного чехла байкальской рифтовой впадины. В частности, из схемы видно наличие газовых грифонов у побережий озера, на его дне фиксируется газовый вулкан, а также выявлена толща газогидратов средней мощности до 100 м при максимальном ее значении 600 м (данные В.А. Голубева). По сведениям из Интернета (сайт газогидраты Байкала), объемы метановой газовой залежи озера Байкала (115 млн т) сопоставимы с запасами жидкого газового кондесата крупного Ковырктинского месторождения углеводородов (на северо-востоке Иркутской области). Можно считать, что высокие масштабы дегазации Земли в континентальных рифтах — нередкое явление. Например, на территории Восточно-Африканской рифтовой системы в придонном слое озера Киву также имеется крупное месторождение газа (CH_4 + CO_2) с запасами 72 млрд м^2 (Гаврилов, 1986).

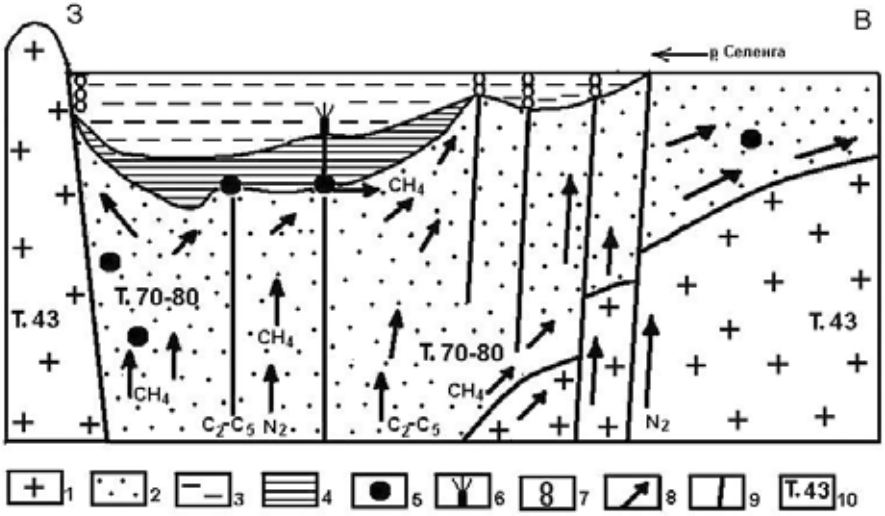


Рис. 2. Схема разгрузки восходящих газовых флюидов в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки озера Байкал

Условные обозначения: 1 — магматические и метаморфические породы фундамента; 2 — кайнозойские отложения; 3 — водная толща озера; 4 — толща метановых газогидратов; 5 — скопления газов; 6 — газовый вулкан; 7 — газовый грифон; 8 — направления газовых потоков; 9 — разлом; 10 — средние значения теплового потока

Для Байкальского озера показательны и другие данные. В ряде буровых скважин, проходящих осадочные породы, неоднократно наблюдалось «кипение» бурового раствора, вследствие высокого давления газа происходило поднятие в скважинах бурового инструмента, а в одной из них — полный его выброс с глубины 140 м (Сизых и др., 2004). Выявлено также большое число термальных источников вдоль побережья озера или на его дне. Отмечается также, что разгрузка сульфатно-натриевых термальных вод на дне пресного озера сопровождается их фонтанированием и образованием грязевых сопок (с химическим составом, аналогичным минеральному веществу, выносимому гидротермами). Установлено, что разгрузка иных по составу (кремнисто-азотных) гидротерм отражается на диатомовом планктоне (Сывороткин, 2002). Его биомасса периодически (через 2–3 года) возрастает в сотни и тысячи раз, что, вероятно, отражает циклы усиления или ослабления гидротермальной деятельности. Кроме того, над термальными источниками на поверхности озера иногда наблюдаются пятна нефти, фиксируются выбросы озокерита, зимой в ледяном покрове фиксируются пропарины.

Необходимо отметить, что в этом сообщении на примере Байкальского озера рассмотрена лишь одна из моделей рифтового осадконакопления, характерная для определенного геодинамического и климатического режима (тектонически активной эпохи орогенеза в зоне гумидного климата) для эпохи прекращения вулканической деятельности в пределах всей Байкальской рифтовой зоны. Ее можно лишь с поправками переносить на иные тектоно-климатические эпохи рифтового осадконакопления.

Постдиагенетические преобразования осадков. Характерные для зон рифтогенеза повышенные значения теплового режима, а также дополнительное прогревание осадочных пород на участках вулканической и гидротермальной деятельности значительно ускоряют процессы литогенеза осадочных пород. Подробное их рассмотрение выходит за рамки настоящего краткого сообщения. Отметим только, что неравномерный режим их прогревания отражается на степени метаморфизма органического вещества. При этом, например, в юрско-меловых рифтовых грабенах Забайкалья на сравнительно небольших глубинах (при мощности осадочного чехла, не превышающей 2–2,5 км) встречаются угли: бурые, переходные к каменным и каменные (длиннопламенные или газовые). В обычных (внерифтовых) бассейнах подобные каменные угли, согласно данным С.Г. Неручева, появляются лишь на глубинах 3–5 км. Рассмотренные выше причины повышенной насыщенности органическим веществом осадочных пород в континентальных рифтах (с участием экзогенных и глубинных факторов), а также усиления процессов его преобразования в кероген (при повышенных температурах

и сравнительно неглубоком погружении осадочных пород) активизируют формирование в характеризуемых структурах бурых или каменных углей, а также залежей нефти или газа.

Приведенные данные свидетельствуют о своеобразном формационном строении осадочного чехла в континентальных рифтах, а также необычном проявлении в этих структурах процессов седиментации и постдиагенетических преобразований осадков (с участием экзогенных и глубинных факторов). Это сказывается на всех звеньях цепи литогенеза: от рождения осадочного материала в областях денудации до его аккумуляции. В частности, при реконструкциях условий мобилизации материала необходимо учитывать не только экзогенные факторы (рельеф и характер выветривания на суше), но и его поступление из глубинных (катагенетических либо эндогенных) источников. В результате заметно усложняются процессы осадконакопления, а также меняется температурный режим в бассейне породообразования, что, в свою очередь, сказывается на постдиагенетических преобразованиях осадков. По мнению авторов, для континентальных рифтовых бассейнов следует выделять особый рифтовый тип литогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, программа ОНЗ РАН № 9 (Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов).

Литература

Гаврилов В.П. Происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 186 с.

Леин А.Ю. Жизнь на сероводороде и метане // Российская наука: дорога жизни. М.: Октопус, 2002. С. 278–293.

Леин А.Ю. Роль процессов бактериального хемосинтеза и метанотрофии в биогеохимии океана // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 280–321.

Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаев В.П., Коваленко С.Н. Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской впадины // Отечественная геология 2004. № 5. С. 8–12.

Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация как причина аномальной биологической продуктивности океана // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М: ГЕОС, 2002. С. 65–68.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд. РУДН, 1996. 289 с.

Цеховский Ю.Г. Континентальный седиментогенез и осадочные формации в мезозойских и кайнозойских рифтовых и внерифтовых впадинах //Ленинградская школа литологии. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 103–105.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и вулканогенно-осадочные формации в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Прибайкалья и Южной Монголии // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 2. С. 145–186.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СТЕБНИКСКОЙ СВИТЫ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

О.М. Черемисская, Ю.В. Черемисский

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, petryniak@inbox.ru, cheremissky@gmail.com

Недавние исследования последствий геодинамических процессов, протекавших при формировании Предкарпатского прогиба, показывают всю сложность геолого-структурных особенностей этого объекта. Стыковка структур прогиба с сопредельными Румынией и Польшей в настоящее время не вполне четкая. Некоторые исследователи описывают зону складчатого миоцена (аналогия Самборской зоны) как зону смятия (Urbanjak, 1972).

В продолжительном процессе изучения и освоения земных недр в Предкарпатском прогибе были построены вполне удовлетворительные схемы тектонического районирования, но современная интерпретация геологического строения не отражает его действительной картины,

хотя крупные разрывные элементы и тектонические границы структур и зон на исследованных площадях совпадают с большой точностью. При поисках, разведке калийных залежей было выделено ряд слоев (тростянецкие, ланчинские, калушские) и даже свит (стебникской, баличской, голинской, тирасской), ответственных за промышленную соленосность. При этом была упущена информация о том, что залежи калийных солей в Калуше подстилаются мощной толщей туфов (Лазаренко, 1962), а выделяемая баличская свита по Б. Буяльскому является фациальным аналогом стебникской (Bujalski, 1930). Нередко на геологических картах соленосные толщи, залегающие согласно на красноцветных, относят к более древней воротыщенской серии.

С целью аргументации приведенных тезисов детально исследованы коренные выходы стебникской свиты, которые, исходя из физико-географических условий формирования красноцветных толщ, представляют собой преимущественно отложения предгорных равнин мобильных (геосинклинальных) поясов. Отложения этой свиты выбраны нами как специфические образования, отличающиеся своим строением, литологическим набором и контрастной окраской. После катастрофического наводнения в 2008 году значительно увеличилась обнаженность этих отложений, что благоприятствовало проведению уточнений и детализации.

В вопросах номенклатуры, стратиграфического расчленения, объема свиты наблюдается своеобразная несогласованность. Например, стебникская свита рассматривается в вырвинской и надворнянской фациях (Вялов, 1965) и в фациальных комплексах (Буров, 1966; Буров и др., 1971) со значительным расхождением оценок ее мощности (600–2500 м). Более точные данные по мощностям приводит М.Д. Петруняк (1977), но не приводит полной характеристики свиты.

В нашем представлении свита надежно расчленяется на три подсвиты, в соответствии с выделенными М.Д. Петруняком L, M, N уровнями. В частности, надворнянский литолого-фациальный комплекс (570–660 м) представлен песчано-глинистой толщей с мощными пластами и линзами песчаников (1–10 м), образование которых происходило в специфических гидродинамических условиях.

Нижняя подсвита (120–150 м) сложена однотипно построенными пачками (3–20 м), повторяющимися в ее объеме 6–15 раз.

Средняя подсвита (190–240 м) сходна с нижней, но отличается соотношением литологического набора, выраженного различным сочетанием в сложно построенных пачках, мощность которых составляет 20–45 м.

Верхняя подсвита (200–250 м) сложена розовато-красными прослоями глин, туфопесчаников, туфов, чередующихся с прослоями красновато-бурых глин. С этой толщей связан горизонт монтмориллонитовых глин, а во всех литологических разностях присутствуют пироксены, вермикулит, измененное вулканическое стекло, цеолиты, стронцианит и комплекс минералов тяжелой фракции: гранат, циркон, турмалин, хромит с сильным алмазным блеском и др. С постепенным исчезновением красноцветных прослоев глин, подсвита перекрывается синевато-серой соленосной толщей. По р. Прут возле пгт. Делятина и р. Соповке возле с. Слобода Рунгурская отмечены признаки калиеносности.

Литолого-стратиграфические исследования разрезов этих отложений по простиранию и латерали Самборской зоны показывают, что стебникская и баличская свиты формировались синхронно, и последняя является всего лишь фациальным аналогом с подчиненным развитием красноцветных прослоев.

Рассмотрение палеогеографических аспектов формирования отложений стебникской свиты вызывает определенные трудности, так как Самборская зона, по оценкам карпатских геологов, смещена по горизонтали минимум на 18 км. Не устанавливаются четко связи с областями питания. Палеогеографическая обстановка выглядела следующим образом.

В конце олигоцена и начале миоцена происходит эволюционная перестройка развития Карпат. В северо-восточной части сооружения происходит накопление конгломератовой толщи, знаменующее заложение Предкарпатского передового прогиба. Собственно, с этого момента во флишевой области тектоно-динамические процессы обусловили складчатость, что имеет свое отражение внутри Бориславско-Покутской подзоны. В центральной части Карпат почти

одновременно закладывается компенсационный прогиб Силезской зоны. На северо-восточном обрамлении начал формироваться прогиб, а накопленные в нем толщи, преимущественно регрессивного характера, отражают определенные тектоно-седиментационные циклы.

Образование пестроцветных отложений стебникской свиты в Предкарпатском прогибе связано с областями питания на северо-западе и юго-востоке, которые представляли собой поднятия с покровами красных и бурых глин. Промежуток между ними являлся межгорной равниной. Первичный материал поступал из области осадконакопления, был красноцветным и образовывался в корах выветривания латеритного типа.

Преобладает мнение, что бассейн стебникского времени представлял собой лагуну, которая периодически соединялась на юго-востоке и северо-западе с открытым морем. Однако данные замеров косой слоистости, следов течений, направлений оползания осадков, атмоглифов, палеоихнологических отпечатков, распределение крупнообломочного и вулканогенного материала свидетельствуют об иных условиях осадконакопления.

В нижнестебникское время на северо-западе существовало крупное поднятие с резко амплитудным рельефом, с обильно рассекающей его гидросетью. Сложено оно было метаморфическим комплексом, юрскими известняками и частично отложениями флиша. Под влиянием часто чередующихся засушливых и дождевых периодов поднятие к началу верхнестебникского времени пенепленизировалось. Область осадконакопления в юго-восточном направлении представляла предгорную равнину, в которой накапливались речные аллювиальные толщи. Интенсивное выветривание в области поднятия носило латеритный характер, что и обусловило первичный красноцветный облик пород. Направление течений на протяжении всего периода было стабильное и в основном соответствовало направлениям, укладывающимся в сектор 225°–250°. В исследованных разрезах сколь-нибудь заметных направлений сноса материала с северо-восточного обрамления платформы или противоположного со стороны Карпат не выявлено.

В юго-восточной части стебникского бассейна седиментации существовала предгорная равнина с необычайно ровным рельефом. Область питания была значительно удалена и представляла собой легко всхолмленную поверхность. По пути транспортировки обломочный материал претерпевал полную дезинтеграцию, что сопровождалось высвобождением акцессорных и рудных минералов. Условия в области питания и осадконакопления соответствовали вышеуказанным. Климат был явно аридным. С наступлением дождевых периодов предгорные долины (область осадконакопления) временно затоплялись. По многочисленным палеоруслам («Flood channels» по Адлеру) (Adler, 1964) формировались мощные пласты песчаников с текстурными признаками русловых фаций.

В области осадконакопления по всему прогибу произрастала скудная растительность (травянистая, камышовая, реже древовидная). Чередование засушливых и дождливых периодов приводило к частому плоскостному размыву отложившегося слоя и перекрытию его новым, с сохранением поверхности многочисленных полигональных трещин усыхания. Нередко в бассейне седиментации образовывались участки с застойными водами и болотной растительностью.

Периодическая смена атмосферного режима благоприятствовала захоронению отпечатков следов животных. Находки их в различных частях прогиба и на всех стратиграфических уровнях свидетельствуют не столько о бурном процветании жизни, сколько о конкретных условиях формирования отложений.

В нижнестебникское время в водной среде развивались тонкостенные остракоды, обитавшие исключительно в пресных водах. Со временем происходит смена климатической и геохимической обстановок. Содержание бария вверх по разрезу толщи резко снижается, в то же время происходит увеличение содержания стронция, минеральная форма которого представлена значительным развитием стронцианита в подсоленосной части разреза стебникской свиты.

Направления сноса материала в этой части прогиба были переменны. В юго-восточной оконечности прогиба они проходили по азимуту 120°, а от района с. Ланчин постепенно сменялись на восточные, до северных и северо-западных. Замеры косой слоистости в пластах песчаников по южному крылу Добротовской антиклинали показывают, что последняя в

палеогеографическом плане отражает наличие поднятия, питавшего в верхнестебникское время бассейн седиментации крупнообломочным материалом. В это же время начала испытывать положительные движения платформа, о чем свидетельствуют преобладающие следы течений с направлениями 270°-300°. Недавно нами обнаружено значительное развитие в тяжелых фракциях из пород подсоленосных отложений хромита с сильным алмазным блеском, который по комплексу диагностических признаков вполне сопоставим с таковым из кристаллических пород Подолья и может служить дополнительным доказательством вышеприведенному утверждению.

В итоге возникают проблемы: 1) выявление эпицентров интенсивной вулканической деятельности, о которой свидетельствуют пласты пирокластических образований на определенных стратиграфических, вполне сопоставимых, уровнях стебникской и ее фациальном аналоге — баличской свиты; 2) доказательства влияния этой формации на образование калиеносных пород Предкарпатья.

Что касается образования калийных месторождений, связанных с криптодиапиризмом, то оно не имеет места в Самборской зоне Предкарпатского прогиба. Недавними наблюдениями установлено тектоническое сближение соленосной части разреза стебникской свиты и тектонической границы Внешней зоны (р. Лючка, с. Мышин), а в другом случае — Бориславско-Покутской зоны (р. Рыбница, г. Косов). В целом геодинамические процессы, протекавшие во время горообразования, носят многофазовый характер и определяют геолого-структурные особенности региона, уточнение которых вызывает практический интерес.

Литература

Буров В.С. Некоторые вопросы стратиграфии моласс Предкарпатского прогиба // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1966. № 10. С. 33–39.

Буров В.С., Глушко В.В., Пишванова Л.С. Неогеновые отложения Предкарпатья // Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат: Тр. УкрНИГРИ. 1971. Вып. 25. С. 42–54.

Вялов О.С. Стратиграфия миоценовых моласс Предкарпатья. Киев: Наукова думка, 1965. 194 с.

Лазаренко Є.К., Габінет М.П., Сливко О.П. Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття. Львів: Вид. Львівського університету, 1962. 481 с.

Петруняк М.Д. Пространственная локализация медистых песчаников в Прикарпатье // Минералогия осадочных образований. 1977. Вып. 4. С. 32–35.

Adler H. The conceptual uranium ore roll and its significance in uranium exploration // Economic Geology. 1964. V. 59. P. 46–53.

Bujalski B. Budova geologiczna przedgórza Karpat Wchodnich między Łukwią a Rybnicą // Spr. P.I.G, Warszawa. 1930. T. VI, Z. 2. P. 235–268.

Urbanjak J. Wstepne wyniki badan geologicznych miocenu przedkarpatskiego nad Dunajcem // Kwart. geol. 1972. T. 16.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

А.В. Черешинский

Воронежский государственный университет, Воронеж, vsu31022@mail.ru

Континентальные отложения неогеновой системы распространены в пределах Воронежской антеклизы крайне неравномерно, большая их часть тяготеет к Окско-Донской равнине, где выделяется мощная толща, сложенная образованиями миоцена и плиоцена (Миоцен…, 1977; Горецкий, 1982). На остальной территории неогеновые отложения развиты крайне фрагментарно и в основном приурочены к приводораздельным пространствам.

Изучением стратиграфии и литологии данных отложений занимались многие авторы, из наиболее значимых работ следует отметить труды Г.И. Горецкого, Г.В. Холмового, С.М. Шика, В.П. Гричука, Ю.И. Иосифовой (Миоцен…, 1977; Горецкий, 1982; Холмовой и др., 1985; Холмовой, 1993; Холмовой, 2001).

В пределах восточного склона Среднерусской возвышенности (территория листа М-37-II, Кшень) континентальных неогеновых отложений закартировано не было. На геологической карте масштаба 1:200 000, составленной в конце 60-х годов (Горбаткина, 1960), наиболее молодыми являлись морские олигоцен-миоценовые образования берекской свиты. При геологическом картографировании масштаба 1:1 000 000 (Государственная…, 2011), которое проводилось в начале XXI века, континентальные отложения миоцена на изучаемой территории также не были выделены.

При постановке работ по ГДП-200 на площади листа М-37-II одним из вопросов, требующих решения, было выявление наличия или отсутствия на территории исследования неогеновых образований. В результате проводимых НИИ Геологии ВГУ работ по геологическому доизучению было установлено, что наиболее древними миоценовыми отложениями на территории исследования являются породы новопетровской и краснояружской свит. Данные образования накапливались в континентальных условиях и представляют собой древнейшую аллювиальную свиту.

Породы новопетровской и краснояружской свит имеют ограниченное распространение, сохранились в виде останцов на самых высоких водоразделах, на высотных отметках 250–255 м в центральной части территории и около 230–235 м на севере (рисунок). Залегают с размывом на отложениях берекской свиты и перекрываются четвертичными образованиями. Данные отложения характерны для Среднерусской возвышенности (Холмовой, 2001), однако на исследованной территории выделяются впервые.

Образования новопетровской и краснояружской свит представлены песками кирпично-красными, бледно- и оранжево-желтыми, тонкозернистыми, кварцевыми, глинистыми, неравномерно ожелезненными (от слабо до сильно ожелезненных), слюдистыми, с прослоями глин. В отдельных разрезах глины преобладают над песками. Мощность отложений достигает 12 м. Отложения содержат характерный спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из керна скважины № 1 (определения В.Г. Шпуль, ВГУ).

С породами новопетровской и краснояружской свит связано Ефросимовское проявление глин керамических (см. рисунок), которое было выявлено в ходе проведения работ по ГДП-200. Полезная толща представлена глиной темно-серой, с пятнами охристого и малинового цвета, плотной. Содержание Al_2O_3 колеблется от 18,9 до 26,9 %, содержание красящих оксидов Fe_2O_3 1,2–1,7 %, TiO_2 1,5–2,6 %. Мощность полезной толщи 8 м.

В северной части листа, вдоль долин рек Тим и Кшень, прослеживаются образования ламкинской и горелкинской серий миоцена, где они выполняют погребенные долины, вытянутые с севера на юго-запад. Данные отложения отмечены на площади исследования впервые, ранее они выделялись только в пределах Окско-Донской равнины (Миоцен…, 1977).

На рассматриваемой территории выделен ряд разрезов, вскрывающих данные образования, из наиболее представительных следует отметить разрезы скважин № 2 и 6г, расположенные в осевой части долины, и точки наблюдения № 99 и 176, вскрывающие ее верховья (см. рисунок).

Опорным разрезом ламкинской и горелкинской серий нерасчлененных являются породы, вскрытые скважиной № 2. Скважина была пробурена в Советском районе Курской области, в 6 км юго-западнее от места впадения р. Рассоховец в р. Кшень. Абсолютная отметка устья скважины 186,0 м. В скважине вскрыты суглинки и супеси четвертичного возраста, под которыми залегают образования миоцена, представленные песками разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми с прослоями глин и песчаников. Мощность неогеновых отложений в скважине 24 м, их подошва залегает на отметке 158 м.

В верхней части разреза пески более хорошо сортированные, максимумы распределения приурочены к фракциям 0,2–0,25 мм. Вниз по разрезу степень сортировки уменьшается, максимумы приурочены к фракциям 0,2–0,5 мм. В нижней части разреза песок плохо сортированный, в нем увеличивается количество крупных гранулометрических классов (до 8 % фракции крупнее 0,5 мм) и содержание глинистой составляющей (до 26–39 %).

В составе акцессорных минералов преобладает ильменит, дистен и ставролит. Содержания ильменита составляют 23–48 %, дистена — 16–39 %, ставролита — 6–19 %. Содержание рутила, циркона, турмалина и лейкоксена близки и колеблются от 4 до 10 %. Количество

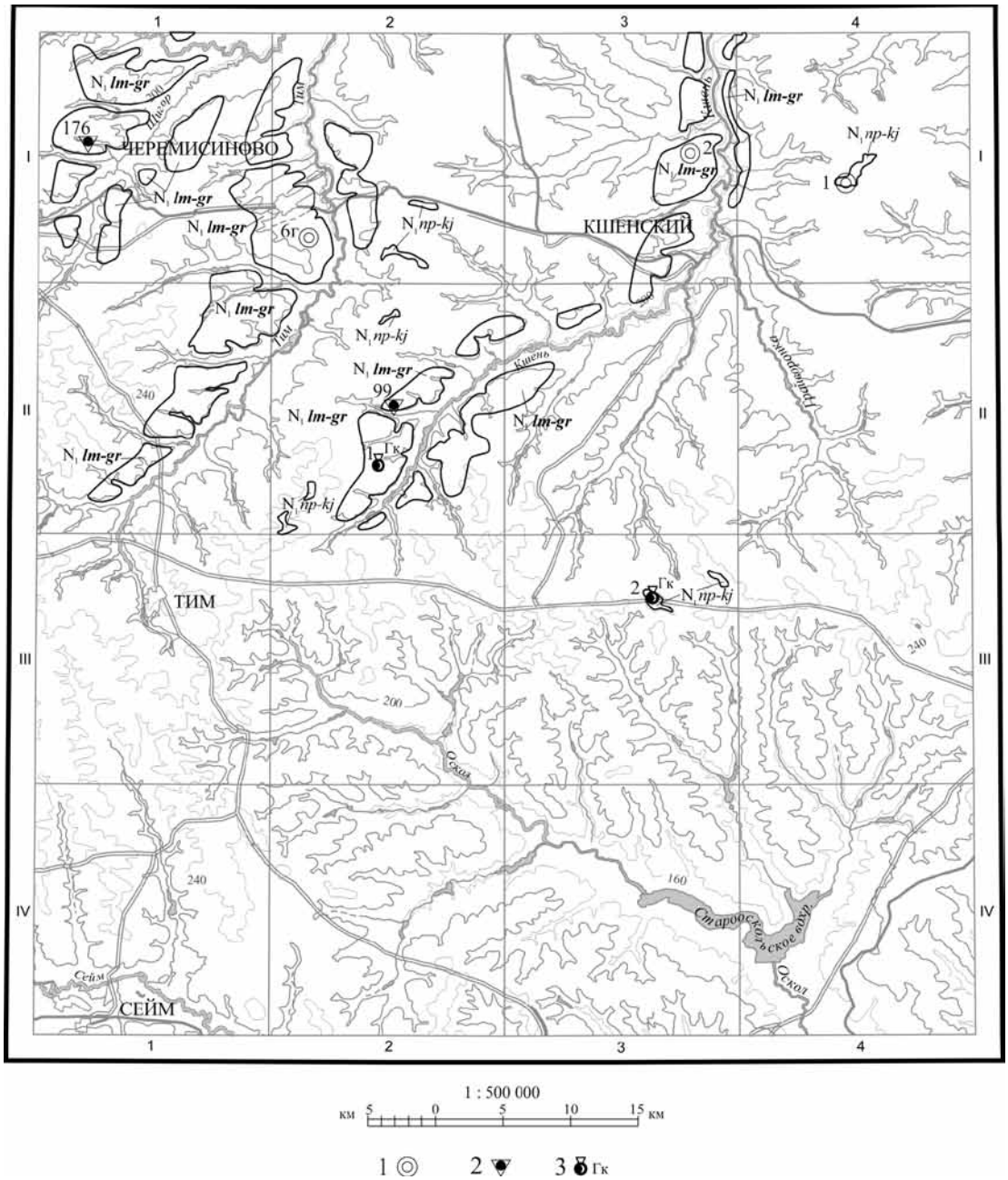


Схема распространения миоценовых аллювиальных образований:

1 — скважины, 2 — точки наблюдения, 3 — проявления глин керамических. Цифры на карте: 1 — Воскресеновское проявление глин керамических, 2 — Ефросимовское проявление глин керамических

метаморфических минералов уменьшается вниз по разрезу, главным образом за счет дистена, а количество ильменита вниз по разрезу увеличивается: от 23–29 % в верхней части до 42–48 % в нижней части. Палинологом ВГУ В.Г. Шпуль из данного разреза выделен спорово-пыльцевой комплекс, имеющий общие черты с комплексами, характеризующими ламкинскую серию Окско-Донской равнины.

В скважине № 6г с абсолютной отметки 183 м вскрываются четвертичные отложения, ниже залегают пески миоценового возраста, и в основании разреза вскрываются глины аптского яруса. Пески светло-серые и рыжевато-желтые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые, в различной степени глинистые. Мощность образований ламкинской и горелкинской серий составляет 11 м, подошва отложений залегает на отметке 167 м.

Пески в верхней части разреза более сортированные, максимумы содержания приурочены к гранулометрическим классам 0,1–0,16 и 0,2–0,315 мм. Вниз по разрезу степень сортировки

уменьшается, увеличивается содержание крупноразмерных фракций, хотя выраженного базального горизонта не наблюдается. Содержание глинистой фракции непостоянно и изменяется от 1 до 14 %.

В составе тяжелой фракции, как и в скважине № 2, преобладает ильменит, дистен и ставролит. Содержание ильменита в пробах довольно непостоянно и колеблется в пределах 16–40 %. Гидроксиды железа в верхней части разреза отсутствуют, а в нижней части разреза их количество к подошве слоя закономерно возрастает от 1 до 16 %. Также в основании разреза появляется пирит, его содержание колеблется от 1 до 10 %. Сумма метаморфических минералов изменяется слабо, но дистен преобладает в верхней части разреза (до 26–35 %), а ставролит — в основании (16–36 %). Количество рутила, циркона и турмалина составляет 3–11 %. В пробах присутствует гранат, его содержания варьируют от 0,2 до 1 %.

В точке наблюдения № 99 с абсолютной высоты 197 м вскрываются пески от светло-серых до белых, разнозернистые, преимущественно средне-мелкозернистые, плохо сортированные, не глинистые. В песке отмечаются прослои, обогащенные крупно- и грубозернистым песком, для него характерна косая разнонаправленная и субгоризонтальная слоистость. Подошва отложений составляет 193,5 м, подстилаются пески писчим мелом туронского яруса.

В точке наблюдения № 176 с абсолютной высоты 209,2 м вскрываются глины светло-серые и серые, неравномерно алевритистые и песчаные. В глинах отмечается плохо выраженная горизонтальная слоистость, их мощность составляет 4,1 м. Ниже по разрезу залегают пески от желтовато-серого до рыжевато-бурого цвета, разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, плохо сортированные. В песках отмечаются многочисленные гравийные зерна кварца. Пески в различной степени глинистые, содержание пелитовой составляющей колеблется от 1 до 6 %. Подошва отложений залегает на отметке 202,1 м, контакт с подстилающими породами не вскрыт. Из точки наблюдения получена палинологическая характеристика (заключение палинолога В.Г. Шпуль, ВГУ), спорово-пыльцевой комплекс имеет общие черты с комплексами, характеризующими ламкинскую серию Окско-Донской равнины.

В точках наблюдения в составе акцессорных минералов преобладает ильменит, его количество колеблется от 28,7 до 40 %. Содержания дистена составляют 7,7–25,7 %, ставролита — 7,3–19 %. По сравнению с скважинами № 2 и 6г увеличено содержание циркона (3–16 %), турмалина (5,7–11 %) и рутила (2,3–12 %). В единичных пробах присутствует гранат до 0,3 %.

С образованиями ламкинской и горелкинской серий связано Воскресеновское проявление глин керамических (см. рисунок). Проявление выявлено в результате поисковых работ, проведенных в 1976–79 гг. Юго-Западной комплексной геологоразведочной экспедицией (Вергель, 2004). Первоначально при поисково-разведочных работах по данному проявлению данные породы были отнесены к берекской свите олигоцен-миоцена. Основные параметры изменяются в следующих пределах: содержание Al_2O_3 9,6–15,7 %; Fe_2O_3 2,0–6,0 %. Средняя мощность полезной толщи составила 6,7 м.

Таким образом, отложения ламкинской и горелкинской серий представлены песками от светло-серых, до буровато-желтых и рыжевато-бурых, разнозернистыми, преимущественно средне- и мелкозернистыми, в различной степени глинистыми, от слабо глинистых до сильно глинистых. В песках встречаются редкие чешуйки слюды и гравийные зерна кварца. Песок по разрезу неравномерно ожелезнен, прослоями до слабого песчаника на железисто-глинистом цементе. Глины светло-серые и серые, плотные, неравномерно песчаные.

Отложения с размывом и угловым несогласием залегают на юрских и нижнемеловых образованиях в осевой части долины и верхнемеловых породах в верховьях долины. Абсолютная высота ложа долины около 158–173 м в осевой части и до 197 м в ее верховьях, ширина долины составляет до 5 км. Мощность образований в полных разрезах составляет от 4–14 м в верховьях долины до 30 м в ее осевой части. Отложения ламкинской и горелкинской серий характеризуются циркон-ставролит-дистен-ильменитовой ассоциацией акцессорных минералов.

В результате проведенных исследований впервые для данной территории выделены отложения новопетровской и краснояружской свиты и ламкинской и горелкинской серии

миоцена. Данные образования являются перспективными для поисков полезных ископаемых. С породами новопетровской и краснояружской свит связано Ефросимовское проявление, а с образованиями ламкинской и горелкинской серий — Воскресеновское проявление керамических глин.

Литература

Вергель Н.Л., Лючкин В.А., Литовченко Н.И. Месторождения неметаллических полезных ископаемых Курской области. Курск, 2004. 261 с.

Горбаткина Т.Е., Ичеистова В.И. и др. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000. Серия Брянско-Воронежская. Лист М-37-II. М., 1960. 84 с.

Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск, 1982. 248 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-37 Воронеж. Объяснительная записка. СПб., 2011. 255 с.

Миоцен Окско-Донской равнины. М., 1977. 248 с.

Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1993. 100 с.

Холмовой Г.В., Глушков Б.В. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 1. Воронеж, 2001. 220 с.

Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И. и др. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1985. 144 с.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА В КАРБОНАТНОМ КОМПЛЕКСЕ ВЕНД-КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Л.С. Чернова, О.В. Шиганова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, chernova@sniiggims.ru

Для сравнительного анализа структуры порового пространства продуктивных горизонтов венд-кембрия и нижнего кембрия (осинский горизонт) отобраны контрастные горизонты, сформированные в неоднородных литолого-фациальных условиях. Строение преображенского горизонта имеет свои особенности по распределению литологических типов пород: в нижней части горизонта присутствует примесь глинистого материала, средняя сложена в основном доломитами, а в верхней части отмечаются одиночные призматические зерна ангидрита, кое-где в виде линз и гнезд.

Карбонатные породы проходят несколько стадий своего формирования, на каждой из которых происходят последовательные изменения их пористости и проницаемости. Уже на стадии седиментогенеза формируется емкостное пространство, при этом его суммарный объем на единицу матрицы породы зависит от размеров и однородности зерен для хемогенных карбонатов и размеров форменных элементов для биогенных. Наилучшие ФЕС присущи для средне- и крупнозернистых доломитов, минимальными ФЕС характеризуются биогенные и хемогенно-биогенные карбонаты сгустково-комковатой структуры. На стадии диагенеза и катагенеза развиваются процессы вторичных изменений пород, такие как конгруэнтное и инконгруэнтное растворение, перекристаллизация, формирование новых минералов — окремнение, засолонение, кальцитизация. Все эти процессы ведут либо к сохранению относительно упругой, устойчивой к деформациям зернистой матрицы породы (перекристаллизация), либо к формированию жесткой матрицы (окремнение), легко подверженной растрескиванию при динамических нагрузках. Ведущая роль в этих процессах отводится седиментационным и инфильтрационным водам при активном участии кислых газов, в частности, диоксида углерода. В работе рассматриваются два нефтегазоносных горизонта венд-кембрия: преображенский горизонт успунской свиты венда и осинский горизонт усольской свиты нижнего кембрия, формирование которых происходило

в крайне разнородных условиях седиментации, что и определило особенности ФЕС на современном этапе.

Преображенский горизонт формировался в условиях закрытого шельфа и внутришельфовой отмели (Шемин и др., 2012). Представлен преимущественно зернистыми, микрофитолитовыми, обломочными доломитами горизонтально- и линзовиднослоистой текстуры (Гурова и др., 1988). Это один из продуктивных на нефть и газ горизонтов верхнего венда, выделенный в успунской свите. Основной коллектор приурочен к средней части свиты, по результатам бурения он развивается полосой с юго-запада на северо-восток, обладая улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами в Верхнечонской зоне. В этом же направлении газонасыщение (Даниловская, Преображенская площади) пласта сменяется нефтенасыщением (Западно-Игнялинская, Верхнечонская, Вакунайская, Могдинская площади), увеличиваются коэффициенты продуктивности (удельные дебиты) скважин. Водяные объекты характеризуются удельными дебитами скважин от 0,2 до 3,9 м^3/сут. при депрессиях 4,02–12,2 мПа, нефтяные объекты характеризуются коэффициентами продуктивности от 0,1 до 2,1 м^3/сут. при депрессиях 1,43–17,27 мПа (практически при 100%-ных депрессиях). В то же время средние значения удельных дебитов скважин как водяных, так и нефтяных объектов, весьма близки и не превышают 0,8 м^3/сут.

Коллекторы преображенского горизонта содержат пластовые рассолы с минерализацией 268–382 г/л, подтверждая закономерность, отмеченную в работах А.С. Анциферова (1984, 1989), — возрастание минерализации от периферии вглубь платформы. В этом же направлении возрастает степень метаморфизма рассолов: хлоридный натриевый и кальциево-натриевый состав сменяется хлоридным натриево-кальциевым и кальциевым.

Осинский горизонт усольской свиты нижнего кембрия формировался в условиях преимущественно мелкой части шельфа морского бассейна при резко пониженной солености вод (Мельников, 2009). В составе пород преобладают известняки и доломиты с подчиненным содержанием ангидрито-доломитов, ангидритов, весьма редко мергелей, аргиллитов, солей (Гурова и др., 1988). Для осинского горизонта характерно значительное содержание водорослевых и микрофитолитовых образований, формирующих биогенные постройки, присутствие скелетной органики (иногда до 60–90 %). В нижней части горизонта чаще доминируют доломиты, в средней — известковые разности, а верхняя часть более соленосная, также с преобладанием известковых разностей.

Водяные объекты характеризуются удельными дебитами скважин от 0,1 до 21,1 м^3/сут. при депрессиях 6,7–14,7 мПа (испытания в колонне), нефтяные объекты (испытания при бурении) характеризуются коэффициентами продуктивности от 0,1 до 2,1 м^3/сут. при депрессиях 4,2–22,7 мПа. На Талаканской площади получены максимальные значения коэффициентов продуктивности — 24,6–79,8 м^3/сут., при испытании в колонне они меняются от 2,7 до 155 м^3/сут. Пластовые рассолы осинского горизонта изучались многими исследователями, результаты отражены в работах А.С. Анциферова, В.И. Вожова, М.Б. Букаты. Выявлена региональная гидрохимическая зональность, свидетельствующая о нарастании степени метаморфизации пластовых рассолов от периферии платформы к центральным районам и смены их химического состава от хлоридных натриевых и кальциево-натриевых на хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые (Вожов, 2006). Минерализация пластовых рассолов осинского горизонта меняется от 63 г/л (периферийная зона) до 550 г/л (Ангаро-Ленская ступень). В химическом составе доминирует хлор-ион, для территории АЛС характерно присутствие сульфат иона – от 1 до 3,5 %-экв. Структура катионного состава контролируется составом вмещающих пород и условиями осадконакопления.

Проведенные расчеты степени насыщенности пластовых рассолов относительно базовых минералов вмещающих пород (доломит, кальцит, ангидрит) в программе «HG» (М.Б. Букаты) показывают их равновесное или близкое к равновесию состояние. По мнению М.Б. Букаты (1999), равновесное состояние пластовых рассолов с эвапоритовыми минералами сформировалось к заключительной стадии образования «рассолоносной геохимической системы», предопределив переформирование первичной структуры порового пространства и подготовив базу для усиления трещинной компоненты коллекторов.

Исследования показали, что для преображенского горизонта, сформировавшегося в более однородных фациальных условиях, характерны доломитовая и хемогенная фации засолоненного бассейна. Это определило более простую структуру порового пространства (мелкопоровую), снизив влияние вторичных процессов на стадии диагенеза.

Осинский горизонт – полифациальный – претерпел значительное влияние вторичных процессов на стадиях диа- и катагенеза, что еще более усложнило и разнообразило структуру порового пространства пород.

Литература

Букаты М.Б. Равновесие подземных рассолов Тунгусского бассейна с минералами эвапоритовых и терригенных фаций // Геология и геофизика. 1999.Т. 40, № 5. С. 750–763.

Вожов В.И. Подземные воды и гидроминеральное сырье Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 209 с.

Гурова Т.И. Генетические типы пустот в известняках и доломитах. Новосибирск: Наука, 1981. С. 143–150.

Гурова Т.И., Чернова Л.С. и др. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1988. 254 с.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с.

Шемин Г.Г., Чернова Л.С., Потлова М.М. и др. Опорный разрез преображенского продуктивного горизонта вендско-кембрийского карбонатного комплекса (Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция) // Геология и геофизика. 2012. № 2. С. 226–236.

РЕДКОМЕТАЛЬНО-ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ ЗАУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Р.М. Чефранов, А.В. Чефранова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, roman_chefr@bk.ru, achefra@mail.ru

Россыпи Зауралья связаны с терригенными отложениями чехла приуральской части Западно-Сибирской плиты. Основным источником сноса материала служили кристаллические породы Урала, на протяжении от раннего мела до конца олигоцена подвергавшиеся процессам интенсивного химического выветривания (Сигов, 1971), что приводило к разложению в них породообразующих силикатов и неустойчивых акцессориев, в то время как устойчивые к выветриванию минералы (в первую очередь цирконий-титановой ассоциации) накапливались в корах выветривания. Распространение меловых терригенных толщ ограничивалось относительно узкой полосой Восточно-Уральского предгорного прогиба. Начавшееся во второй половине мела и продолжавшееся до конца эоцена эпейрогеническое прогибание Зауралья привело к консервации кор выветривания Урала. В этот период Западно-Сибирский бассейн представлял собой мелководное внутреннее море (Ахметьев, 2002).

В олигоцене началось медленное поднятие Уральского региона. Активизировавшаяся эрозия привела к поступлению в бассейн новых больших масс минералогически зрелого обломочного материала как непосредственно с кор выветривания кристаллических пород Урала, так и в результате размыва ранее сформированных образований. Эволюция Западно-Сибирского бассейна в олигоцене шла по пути последовательной регрессии с периодами стабилизации береговой линии (Ахметьев, 2004). Это отражено в концентрической зональности россыпепроявлений, формировавшихся в эти периоды, и их омоложением от периферии плиты к центру (Патык-Кара, 2008). Сокращение площади Западно-Сибирского бассейна и изменение его конфигурации определялось тектоническими движениями, проявившимися в пределах рассматриваемой территории в развитии системы локальных сводово-купольных структур Северо-Сосьвинско – Хуготского вала (Патык-Кара и др., 2009). Эти движения выводили в

зону эрозии отложения более ранних этапов и фиксировали береговую линию отступающего бассейна в обрамлении поднятий. Западнее р. Оби можно говорить о существовании трех таких фаз стабилизации (Лаломов и др., 2010). В результате происходил дальнейший интенсивный перемыв насыщенного устойчивыми минералами терригенного материала и образование россыпных концентраций. Последующие тектонические движения определили неравномерную сохранность и условия залегания прибрежно-морских россыпей мела и олигоцена. На этом этапе развития региона россыпеобразующее значение обрели аллювиальные отложения, образующиеся в результате перемыва и переотложения реками сформированных ранее прибрежно-морских россыпей.

Таким образом, в Зауральском регионе выделяются три генетических типа россыпей: 1) меловые прибрежно-морские, образованные за счет сноса и относительно кратковременного перемыва кор выветривания Урала; 2) олигоценовые прибрежно-морские, сформированные в результате дальнего переноса и многократного переотложения терригенного материала, поступающего как с кор выветривания Урала, так и в результате размыва ранее сформированных россыпных концентраций; 3) неоген-четвертичные аллювиальные, являющиеся результатом перемыва реками россыпей двух первых типов.

Россыпи первого генетического типа связаны с отложениями северо-сосьвинской свиты, изученной авторами на Северо-Сосьвинском россыпепроявлении Ханты-Мансийского АО (рисунок). Разрез свиты представлен полевошпатово-кварцевыми песками серого цвета, мелко- и средне-зернистыми, реже серыми алевролитами с прослоями серых глин (гидрослюдистых и каолиновых). Нижняя граница свиты проводится по подошве горизонтов, содержащих пласты угля и обугленные растительные остатки. Мощность свиты 30–80 м. В полном разрезе она перекрывается отложениями ханты-мансийского горизонта (преимущественно аргиллитоподобные глины с прослоями алевролитов), но в ряде случаев, в том числе на северо-западе Северо-Сосьвинского участка, выше залегают пески олигоценового возраста. Отложения северо-сосьвинской свиты соответствуют относительно узкой полосе Восточно-Уральского мезозойского предгорного прогиба и, по-видимому, образованы за счет их непосредственного размыва. Выход минералов тяжелой фракции достигает 17 %, и, хотя устойчивых минералов среди них не более 20–40 %, количество россыпеобразующих компонентов достигает промышленных значений.

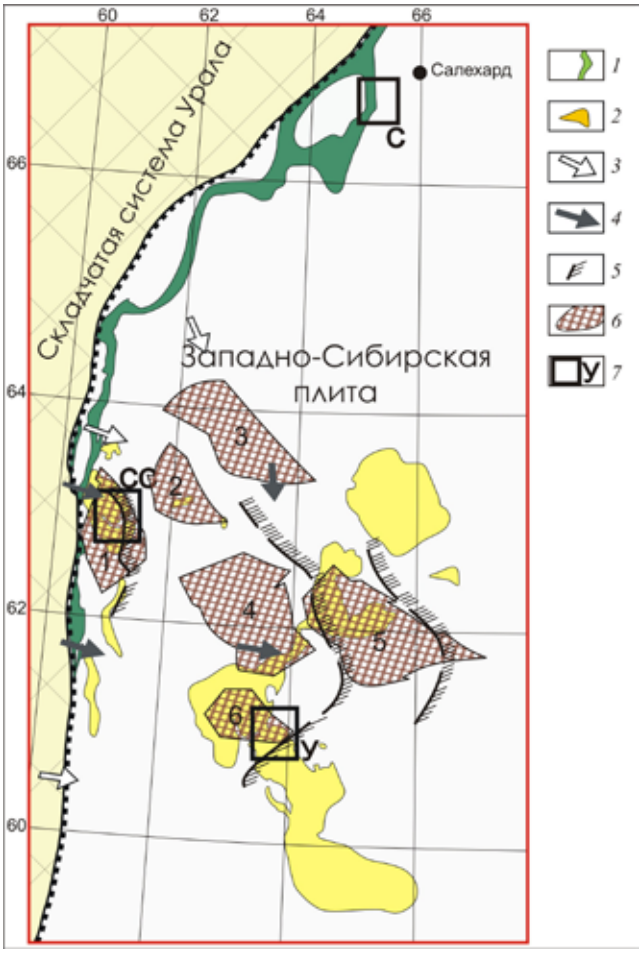


Схема россыпной металлоносности Зауральского региона Западно-Сибирской плиты.

1–2 — Выходы продуктивных отложений: 1 — мелового возраста (северо-сосьвинская свита), 2 — олигоценового возраста (куртамышская свита); 3 — области сноса в эоцене; 4 — направления сноса материала в олигоцене; 5 — линии стабилизации литоральной области бассейна в олигоцене; 6 — сводово-купольные структуры Северо-Сосьвинско–Хуготского вала (1 — Северо-Сосьвинский-1, 2 — Северо-Сосьвинский-2, 3 — Вогульский, 4 — Мансийский, 5 — Хуготский, 6 — Даниловский); 7 — известные россыпепроявления (С — Салехардское, СС — Северо-Сосьвинское, У — Умытьинское)

Второй генетический тип россыпей соответствует олигоценовым пескам куртамышской свиты, детально

изученным на Северо-Сосьвинском и Умытьинском (также ХМАО) россыпепроявлениях (см. рисунок). В последнем случае, как и на большей части Зауральского региона, отложения подстилаются зеленовато-серыми, плотными, пластичными глинами тавдинской свиты и перекрываются нерасчлененным комплексом неоген-четвертичных отложений (преимущественно полимиктовые пески и супеси с примесью гальки). Мощность свиты в пределах региона достигает 140 м. По особенностям литологического состава в отложениях куртамышской свиты выделяются три горизонта (таблица).

Олигоценовые россыпевмещающие пески характеризуются однородным, преимущественно кварцевым (до 98 % породы) составом. Выход минералов тяжелой фракции составляет 0,1–3,3 %, в редких случаях выше (до 4,69 %), при этом в их составе преобладает цирконий-титановая ассоциация, представленная цирконом, ильменитом, рутилом и лейкоксеном, суммарное содержание которых составляет 80–90 % от общего числа темноцветных минералов.

Третий генетический тип россыпей Зауралья представлен разновозрастными неоген-четвертичными отложениями, сформированными в результате аллювиального перемыва более ранних прибрежно-морских россыпей. К таким объектам относятся Фоминский и Буткинский участки, связанные с нарзумской свитой неогена, а также Салехардское (золотоносное) россыпепроявление. Последнее связано с харасавэйской и марресальской свитами (талагайкинский и тобольский горизонты четвертичного возраста). По составу эти россыпи практически не отличаются от олигоценовых.

Гранулометрический состав отложений выделенных горизонтов куртамышской свиты Умытьинского участка и содержание в них минералов тяжелой фракции (т.ф.) по классам крупности

Характеристика	Гранулометрический класс, мм						
	>1,0	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	<0,01
Нижнекуртамышский горизонт							
Усредненный гран. состав	0,8	0,6	7,2	56,3	14,4	6,1	14,6
Содержание т.ф. в классе*, %	–	–	–	0,35/1,1	3,18/13,6		–
Доля от общего содержания т.ф., %	–	–	–	41,5	58,5		–
Среднекуртамышский горизонт							
Усредненный гран. состав	0,3	1,0	15,7	69,7	4,8	2,5	5,9
Содержание т.ф. в классе*, %	–	–	–	0,3/0,5	1,5/3,3		–
Доля от общего содержания т.ф., %	–	–	–	68,5	31,5		–
Верхнекуртамышский горизонт							
Усредненный гран. состав	0,2	0,4	3,9	75,3	10,4	3,2	6,7
Содержание т.ф. в классе*, %	–	–	–	0,4/0,8	4,4/9,2		–
Доля от общего содержания т.ф., %	–	–	–	46,5	53,5		–

Примечание. Проанализировано 676 проб. *В числителе среднее содержание, в знаменателе максимальное; прочерк — отсутствие данных.

Из представленных типов россыпей наиболее изучены олигоценовые, вскрытые большим количеством горных выработок и опорными скважинами, а также детально исследованные геофизическими методами в пределах Умытьинского россыпепроявления. Степень изученности позволяет предложить ориентировочную модель формирования олигоценовых россыпей Зауралья на примере этого россыпепроявления. Пески куртамыша накапливались в условиях мелководного морского бассейна при умеренно-активном гидродинамическом воздействии и незначительных событийных вариациях его интенсивности. Береговая линия бассейна в раннекуртамышское время располагалась западнее Умытьинского участка. Рельеф кровли современной поверхности тавдинских глин, а также невыдержанная мощность нижнекуртамышского горизонта (15–54 м) указывают на то, что осадки накапливались на фоне начавшихся тектонических движений, проявившихся в активизации Лемьинского выступа на юго-западе участка, а также к северо-востоку от него, в образовании серии дугообразных

возвышенностей простирания юго-восток – северо-запад, образующих структурно-седиментационные ловушки. По-видимому, интенсивность тектонических движений на протяжении нижнекуртамышского времени была слишком высокой для образования значительных россыпных концентраций. Тем не менее, на локальных участках, отвечающих склонам поднятий, происходила достаточно эффективная дифференциация материала, и здесь сохраняются перспективы обнаружения небольших россыпных тел мелководно-морского типа в областях выявленных радиометрических аномалий. Россыпные тела приурочены главным образом к верхним слоям нижнекуртамышского горизонта. Вероятно, это связано с уменьшением интенсивности тектонических движений и становлением в данном интервале оптимального соотношения тектонических и гидродинамических процессов.

Можно предположить, что во время, отвечающее формированию среднего горизонта куртамышской свиты, затухание тектонических движений продолжилось и пониженная металлоносность этого горизонта связана со слишком застойными условиями осадкообразования, не смотря на то что выровненное дно мелководной области бассейна способствовало накоплению относительно крупнообломочного материала. Вероятно также, что во время среднего куртамыша происходил частичный размыв верхних металлоносных слоев нижнекуртамышского горизонта, приводящий в низкоэнергетической обстановке к рассеянию концентраций минералов тяжелой фракции. Следующая активизация тектонических движений и становление благоприятного для россыпеобразования режима привели к формированию отложений верхнекуртамышского горизонта. В это время Лемьинский и Северо-Умытьинский выступы сформировали залив, представляющий собой эффективную седиментационную ловушку. Поступление терригенного материала осуществлялось посредством водотока, впадающего в бассейн в вершине залива западнее Умытьинского участка.

Исходя из комплекса факторов, можно заключить, что наиболее благоприятные обстановки для формирования редкометально-титановых россыпей в Зауралье возникали в олигоценовое время в области Северо-Сосьвинско – Хуготского вала в периоды длительного стояния береговой линии бассейна. При этом многократное перераспределение терригенного материала и отсутствие определенного пути его транспортировки обусловливали частичное рассеяние россыпеобразующих минералов по обширной территории бассейна. В непосредственной близости от Урала залегают россыпи мелового возраста, образованные за счет относительно кратковременного перемыва мезозойских кор выветривания. Они также являются перспективными на открытие значимых россыпей. Отложения миоцена, плиоцена и плейстоцена в отдельных случаях также несут повышенную цирконий-титановую минерализацию за счет размыва реками металлоносных отложений, но менее перспективны на выявление промышленных россыпей в виду их локального распространения. При этом именно с этими отложениями могут быть связаны основные перспективы обнаружения нетрадиционных компонентов редкометально-титановых россыпей — тонкого золота и платины.

Литература

Ахметьев М.А. Геологическая история Западной Сибири в палеогене // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 280–288.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Статья 2 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 65–86.

Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М. и др. Литолого-фациальное районирование и перспективы россыпной титан-циркониевой металлоносности Мансийской и Северо-Сосьвинской площадей ХМАО // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 4. С. 370–382.

Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: изд-во ИГЕМ РАН, 2008. 552 с.

Патык-Кара Н.Г., Лаломов А.В., Бочнева А.А. и др. Предпосылки формирования титан-циркониевых месторождений западной части ХМАО: региональная геолого-эволюционная модель // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 6. С. 598–612.

Сигов А.П. Условия образования полезных ископаемых и металлогенические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971. С. 117–126.

КРИОСУСПЕНЗИТЫ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

И.А. Чистякова

Геологический институт РАН, Москва, chistyakovaia@yandex.ru

В последние годы проводится работа по созданию обновленной классификации генетических типов четвертичных отложений (Чистякова, Лаврушин, 2004 и др.; Лаврушин, 2005, 2010). Основу данной классификации составляет признание существенной роли высокоплотностных потоков в процессах седиментогенеза в различных природных обстановках внетропической зоны.

В ходе проведенных исследований были сформулированы представления о субаэрально-турбидитовом и субмаринно гляциотурбидитовом шельфовом осадконакоплении.

Широко известно, что в разрезах последнего позднеледниковья Русской равнины значительную роль играют ритмично-слоистые глинистые отложения, так называемые ленточные или ленточноподобные глины. Согласно традиционным представлениям, формирование ленточных глин и ленточноподобных отложений связывают с годичной цикличностью обычного гидрогенного бассейнового осадконакопления. С новых позиций может быть предложен иной механизм формирования ленточноподобных отложений. Ритмичная слоистость формировалась в ходе перемещения и осаждения материала из гляциосуспензионных потоков. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слойков зависело не столько от удаления от источника питания, сколько от плотности потока.

В пределах мелководных гляциальных шельфов в период позднеледниковья на определенном этапе также происходило образование ритмичнослоистых и ленточноподобных отложений с лавинными скоростями осадконакопления. Эти образования составляют второй сейсмоакустический комплекс Баренцева моря и были вскрыты при инженерно-геологическом бурении. В южной части Баренцева моря мощность их достигала 70 метров, что позволяет говорить о лавинном типе осадконакопления. Это вполне увязывается с гляциотурбидитовым механизмом накопления описанных отложений (Лаврушин, Чистякова, 1988; Лаврушин и др., 1991; Чистякова, Лаврушин, 2004).

Примерно аналогичные условия осадконакопления происходили в депрессиях Балтийского моря, а также частично в прилежащих понижениях ледникового рельефа. В пределах последних максимальная мощность гляциосуспензитов достигает 30 м, что также характеризует временами возникавшие лавинные скорости осадконакопления (Пиррус, 1978).

С этих же позиций объясняется формирование гляциоритмитов во фьордах Скандинавии, а также на Кольском полуострове (Колька, 2005).

В отличии от накопления типичных турбидитов для гляциосуспензитов контрастность рельефа имеет, по сравнению с изменениями климата, меньшее значение. В рассматриваемых ситуациях склоны различной крутизны находились в субаэральной обстановке, образованной глетчерным льдом, а собственно накопление осадков происходило в субаквальной (озерной или морской) обстановке. Основным механизмом привноса осадков служили мутьевые потоки, образованные талыми ледниковыми водами. При этом плотность потоков была различной и зависела не только от расхода талых водно-ледниковых рек и ручьев, но и от количества материала, заимствованного из толщи мореносодержащего льда. Вторая особенность осадконакопления была обусловлена кинематикой фронтальной части ледникового покрова, его трансгрессивно-регрессивными подвижками, что также сказывалось на фациальной обстановке осадконакопления.

Еще одна важная особенность накопления суспензитов связана с тем, что осадконакопление (в морских условиях) из-за обилия мути происходило, по существу, в «мертвом» бассейне, что было показано польскими исследователями на примере фьордов Шпицбергена (Биогеоценозы…, 1996).

Среди суспензитов или отложений мутьевых потоков (ритмитов) позднеледниковья выделено два типа. Первый из них — гляциосуспензиты, а второй — криосуспензиты.

Предложенные названия определяют главным образом источник материала, с которым связано формирование мутьевых потоков. Соответственно, гляциосуспензиты связаны с процессами деградации ледниковых покровов, а образование криосуспензитов обусловлено массовым таянием вечной мерзлоты в перигляциальной зоне.

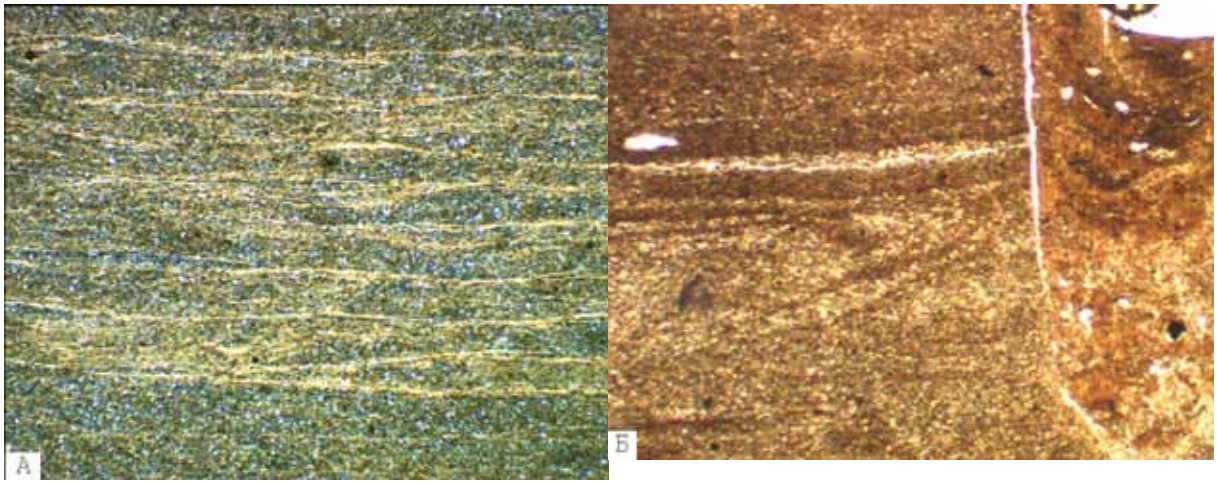
К криосуспензитам нами отнесены широко распространенные в Северном Прикаспии ленточноподобные ритмичнослоистые отложения раннехвалынской трансгрессии, в том числе так называемые шоколадные глины. Раннехвалынские глины Северного Прикаспия изучались многими исследователями (Приклонский и др., 1956; Москвитин, 1962; Федоров, 1978; Свиточ, 1991; Бадюкова, 2000; Свиточ, Макшаев, 2013 и др.). Но природа этих отложений, их генезис, особенности окраски еще до сих пор оставляют много вопросов.

Нами хвалынские отложения были детально изучены в ряде разрезов (Цаган-Аман, Колобовка, Средняя Ахтуба и др.), результаты этих работ опубликованы ранее (Чистякова, 2001; Лаврушин, Чистякова, 2004).

Хвалынские отложения представлены преимущественно хорошо сортированными горизонтальнослоистыми глинами характерного шоколадного цвета с подчиненными прослоями, слойками алевритов, либо ритмичным переслаиванием шоколадных глин и алевритов. Характерной их особенностью является четкая горизонтальная слоистость, даже в макроскопически однородных слоях шоколадных глин при изучении шлифов выявляется тонкая слоистость (рисунок).

Образование этих отложений нами связывается с суспензионно-мутьевыми потоками. Подобные потоки возникали вследствие высокой динамичности колебаний уровня моря раннехвалынской трансгрессии, вызывавшей интенсивную абразию берегов, сложенных глинистыми породами. В это время шел активный вынос глинистого материала по овражной сети и склонам в морской бассейн. Появление мутьевых потоков, как нам представляется, было связано с деградацией вечной мерзлоты в перигляциальной зоне на побережьях раннехвалынского бассейна, существование которого было в своей значительной части связано с позднеледниковьем.

К криосуспензитам субаэрального типа нами отнесены отложения кратковременно существовавших в эпоху последнего послеледниковья подпрудных водоемов в бассейне Среднего Дона. Как показали исследования последних лет, в этот период склоновые процессы имели очень высокую интенсивность. Материал, сносимый со склонов и выносимый из оврагов и балок в виде селей, часто перегораживал русла рек, в результате чего образовывались подпрудные водоемы. Отложения этих водоемов представлены карбонатными алевритами серовато-коричневого цвета, преимущественно тонко горизонтально слоистыми. Слоистость обусловлена чередованием слойков высококарбонатных и глинистых. В районе природно-ландшафтного музея-заповедника Дивногорье описан разрез мощностью 8–10 м, в котором



Тонкая горизонтальная слоистость в хвалынских глинах Северного Прикаспия. А — прослой «массивной» шоколадной глины разреза Колобовка (николи скрещены), Б — слоистые глины разреза Средняя Ахтуба (николи параллельны)

наблюдается неоднократное переслаивание отложений селей и подпрудных водоемов (Лаврушин и др., 2010).

Одной из важнейших особенностей описываемых гляциоритмитов является их схожий возраст (от акваторий Баренцева и Балтийского морей до Северного Прикаспия). По имеющимся в настоящее время публикациям накопление рассматриваемых отложений происходило в интервале времени 14–10 тыс. лет назад. То есть этап образования гляциоритмитов имел четкие временные рамки.

Интересно также отметить еще одну особенность гляциоритмитов — это в разной степени проявленная коричневая окраска. Хвалынские глины имеют ярко выраженную коричневую окраску, их и называют «шоколадными глинами», тонкослоистые глины второго сейсмоакустического комплекса акватории Баренцева моря также имеют коричневый цвет и т.д. Цветом рассматриваемые отложения отличаются от отложений тех же регионов другого генезиса, но имеющих примерно те же источники сноса осадочного материала. Однозначного объяснения этому явлению пока нет, Ясно, что окраска связана с окислительными условиями осадконакопления. Изучение шлифов шоколадных хвалынских глин и коричневых глин акватории Баренцева моря показало, что характерный цвет основной массы глин обусловлен не минералами свободной окиси железа, а тонкодисперсным веществом глин. Гидроокислы железа не образуют заметных скоплений даже при самых больших увеличениях. Наличие высоких содержаний железа связано не с окислами и гидроокислами железа, как это обычно считается, а объясняется его присутствием в составе тонкодисперсных минералов.

Таким образом, можно сделать вывод, что в позднеледниковье последнего оледенения на обширной территории Русской равнины были условия для накопления специфического типа ритмичнослоистых ленточнопообных отложений с высокими скоростями осадконакопления. В этот особый седиментационный этап образовывались высокоплотностные потоки осадочного материала, формирующие гляциоритмиты.

Литература

Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты, 1996. 284 с.

Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2000. Т. 75, вып. 5. С. 25–31.

Колька В.В. Геология и генезис ледниково-морских ленточных глин. Сыктывкар, 2005. С. 187–188.

Лаврушин Ю.А. Динамика позднечетвертичных океанских событий Западной Арктики и их отражение в природной среде Европейской России // Строение и история развития литосферы. М.-СПб., 2010. С. 403–431.

Лаврушин Ю.А. Особенности субаэрально-турбидитового и субмаринного осадконакопления // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 66. 2005. С. 10–21.

Лаврушин Ю.А., Васильев В.П., Эпштейн О.Г. Специфические особенности строения отложений мелководного гляциального шельфа // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 1991. С. 68–86.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Бессуднов А.А. Дивногорье (Средний Дон): природные события времени финального палеолита // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 70. М.: ГЕОС, 2010. С. 23–34.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл Э., Бурр С., Желинская А., Шали Ф. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Доклады РАН, 2002. Т. 386, № 2. С. 229–233.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 64. 269 с.

Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии. Таллин: Изд-во Валгус, 1978. 143 с.

Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования // Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. 1956. Т. 13.

Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене. // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 3–100.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.

Чистякова И.А. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. 2001. С. 60–69.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.

ЛИТОЛОГИЯ ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. ШАРЪЮ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

А.Н. Шадрин[1], Ю.И. Морокова[2], А.Н. Сандула[1]

[1]*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, anshadrin@geo.komisc.ru*
[2]*Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар*

Отложения окского надгоризонта визейского яруса нижнего карбона отражают ключевой этап развития северо-восточной окраины Европейской платформы. Время их образования соответствует началу крупной трансгрессии, в результате которой терригенное осадконакопление, характерное для большей части территории данной окраины, сменяется карбонатным (Елисеев, 1978).

Целью работы было детальное исследование литологии и особенностей строения отложений визейского яруса бассейна р. Шаръю (гряда Чернышева). По данным А.И. Елисеева (1963), наиболее полный разрез отложений указанного выше возраста вскрывается в ряде выходов нижнего течения руч. Сортэмаель (руч. Скалистый по А.И. Елисееву), левого притока р. Шаръю, — обн. 7, 7а, 9, 10 и 10а.

Здесь сверху вниз по реке последовательно можно проследить отложения тульского, михайловского, алексинского и веневского горизонтов. Наблюдаемые породы представлены известняками чистыми и глинистыми, в редких случаях доломитами. По составу структурных компонентов среди них можно выделить следующие основные литологические типы: ЛТ-1 — биокластово-фораминиферовый известняк; ЛТ-2 — биокластово-криноидный известняк; ЛТ-3 — водорослево-биокластовый известняк; ЛТ-4 — биокластово-брахиоподовый известняк; ЛТ-5 — полибиокластовый известняк; ЛТ-6 — шламовый известняк; ЛТ-7 — пелитоморфный известняк; ЛТ-8 — биокластовый перекристаллизованный известняк, ЛТ-9 — доломит известковый. Некоторые из них могут содержать значительное количество глинистого материала.

Распространенность по разрезу каждого из выделенных литотипов различна. Сочетание их приводит к образованию определенных породных ассоциаций, сменяющих друг друга.

Тульский горизонт (22,6 м) вскрывается в верхней части обн. 7. Граница с подстилающими породами приходится на необнаженный участок мощностью 10 м, где по данным В.С. Цыганко (2011), он имеет тектоническую границу с фаменскими известняками. В кровле наблюдается переход в отложения алексинского горизонта. Породы горизонта темно-серые или серые, горизонтально- и реже волнистослоистые с волнистыми поверхностями напластования. Слоистость обычно приурочена к глинистым известнякам и обусловлена распределением биокластового материала.

Отложения тульского горизонта представлены в основном ассоциацией глинистых (нерастворимый остаток более 10 %) и слабоглинистых (нерастворимый остаток менее 10 %) биокластово-фораминиферовых известняков. Среди биокластового материала распространены в большом количестве фораминиферы, створки, фрагменты и ядра брахиопод из рода *Globosoproductus*, отдельные веточки и колонии кораллов, единичные фрагменты мшанок и гастропод. Для глинистых прослоев характерны ихнофоссилии.

По мере накопления осадков менялась доля глинистого материала и характер чередования пород. Так, в основании горизонта наблюдается переслаивание равных по мощности (до 5 см) слоев массивных слабоглинистых известняков и тонкослоистых глинистых известняков. Причем в объеме последних иногда встречаются линзы первых. В верхней части горизонта мощности чистых известняков возрастают, однако и серии слоев глинистых пород иногда могут достигать

значительных величин (до 1,5 м), как это можно наблюдать в средней части разреза горизонта. В средней части горизонта в состав данной ассоциации входят перекристаллизованные, а в верхней части разреза — и доломитизированные породы (1,3 м).

Алексинский горизонт (92,5 м, не обнажено 44,8 м) наблюдается в обн. 7, 7а и 9. Нижняя его граница четко выражена сменой в разрезе трещиноватых серых глинистых биокластовых известняков пачкой коричневато-серых, темно-серых горизонтально- и линзовиднослоистых карбонатных пород, а верхняя граница приходится на необнаженный участок мощностью 5 м.

В разрезе горизонта сочетание литотипов образуют следующие породные ассоциации: биокластово-криноидных известняков; полибиокластовых, биокластово-криноидных и водорослево-биокластовых; полибиокластовых, биокластово-криноидных и биокластово-фораминиферовых известняков; шламовых, пелитоморфных и биокластовых известняков; перекристаллизованных биокластовых и биокластовых известняков; полибиокластовых, биокластово-брахиоподовых и биокластово-фораминиферовых известняков.

Ассоциация биокластово-криноидных известняков наблюдается в основании горизонта (верхняя часть обн. 7). Здесь они слагают около 4,5 м и 4 м мощности нижней части разреза горизонта, разделяясь пластом пород ниже следующей ассоциации. В состав пород, кроме криноидного материала, входят колонии кораллов, *Syringopora*, ядра брахиопод *Globosoproductus,* фораминиферы, единичные фрагменты мшанок и радиолярии. Нужно отметить, что в первом случае в состав этой ассоциации включаются слои глинистых и единичные линзы биокластово-фораминиферовых известняков, а во втором их нет.

Ассоциация полибиокластовых, биокластово-криноидных и водорослево-биокластовых известняков наблюдается в основании горизонта, разделяя породы вышеописанной ассоциации и образуя пачку мощностью 12,5 м. В ней основную роль играют биокластово-водорослевые разности, образующие массивные, чередующиеся в разрезе с полибиокластовыми иногда глинистыми и биокластово-перекристаллизованными известняками, а также единичными прослоями биокластово-криноидных известняков мощностью порядка 0,04 м.

Ассоциация полибиокластовых, биокластово-криноидных и биокластово-фораминиферовых известняков слагает алексинские отложения в обн. 7а. Здесь после необнаженного участка наблюдаются биокластово-фораминиферовые известняки (1 м), в составе которых преобладают ядра брахиопод из рода *Globosoproductus.* Выше они сменяются толщей чередования пластов биокластово-криноидных известняков с полибиокластовыми и с единичным слоем биокластово-фораминиферового известняка. Это преимущественно коричневато-серые массивные известняки с большим количеством члеников мелких криноидей, фораминифер, створками брахиопод и ядрами брахиопод из рода *Globosoproductus*, единичными кораллами и остракодами.

Ассоциация шламовых, пелитоморфных и биокластовых известняков наблюдается в нижней части обн. 9 на интервале порядка 19 м по мощности. На этом интервале можно проследить смену пелитоморфных известняков биокластово-криноидными, шламовыми и полибиокластовыми типами карбонатов.

Ассоциация перекристаллизованных и биокластовых известняков выходит в обн. 9 сразу выше предыдущей ассоциации. Для нее характерны полибиокластовые известняки, переслаивающиеся со слоями биокластовых перекристаллизованных и биокластово-фораминиферовых известняков. В полибиокластовых известняках встречаются ихнофоссилии.

Ассоциация биокластово-брахиоподовых и биокластово-фораминиферовых известняков образует верхнюю, доступную для наблюдения часть алексинского горизонта. Породы массивные, местами плитчатые. Имеются значительные необнаженные участки. В каждом отдельном выходе наблюдается один тип пород. Только вверху, вслед за биокластово-фораминиферовыми известняками, залегают полибиокластовые. Здесь их разделяет пластовая отдельность, а в составе последних отмечается существенно меньшее количество члеников криноидей. Можно предположить, что в разрезе данной ассоциации последовательно меняются биокластово-фораминиферовые и биокластовые типы пород за счет увеличения и уменьшения количества фораминифер, попадавших в осадок в позднеалексинское время.

Михайловский горизонт (47,5 м, не обнажено 16,6 м) вскрывается в обн. 10. От подстилающих пород алексинского возраста (обн. 9) они отделены необнаженным участком в 5 м, верхняя граница также задернована (3 м). Цвет пород серый, темно-серый. Слоистость слабоволнистая, реже тонкая горизонтальная, типичная для пород нижней половины разреза и обусловленная взаиморасположением и размерностью биокластового материала. Нередко породы трещиноваты. По литологическому составу выделяются две ассоциации известняков: 1) водорослево-биокластовых, пелитоморфных и биокластово-фораминиферовых; 2) пелитоморфных, полибиокластовых и биокластово-фораминиферовых.

Эти ассоциации разделяют разрез на две неравные части. Нижняя часть (11,5 м) сложена первой ассоциацией. Основу ее образуют карбонаты с большим количеством раковинок фораминифер, чередующиеся в разрезе с маломощными (до 0,3 м) слоями пелитоморфных известняков. Участие водорослево-биокластовых известняков в данной ассоциации невелико. Они образуют лишь отдельные прослои в самых низах михайловского горизонта. Нужно отметить, что в состав биокластового материала, кроме фораминифер, входит значительное количество обломков брахиопод и члеников криноидей, наличие которых в единичных случаях приводит к образованию биокластово-криноидных известняков. Стоит отметить, что среди пелитоморфных известняков в нижней части горизонта наблюдается слой (1 см) известняка с мелкими столбиками строматолитов. Также в этой части разреза в биокластово-фораминиферовых известняках встречаются мелкие (до 1 мм) выделения пирита.

Вторая ассоциация отличается от предыдущей тем, что здесь не наблюдается водорослевых и присутствуют полибиокластовые разности карбонатов. Сначала играют большую роль биокластово-фораминиферовые известняки, а выше по разрезу — пелитоморфные и шламовые. Далее идут массивные биокластово-фораминиферовые известняки, вверх по разрезу сменяясь на полибиокластовые. Выше них наблюдается переслаивание биокластово-фораминиферовых и полибиокластовых известняков. В полибиокластовых известняках отмечаются ихнофоссилии, а также кремнистые стяжения, формирующиеся по органическим обломкам. В верхней части интервала горизонт сложен биокластово-брахиоподовыми, полибиокластовыми, пелитоморфными, перекристаллизованными биокластовыми и биокластово-фораминиферовыми известняками.

Веневский горизонт (22,1 м, не обнажено 12,5 м) вскрывается в обн. 10 и 10а, где наблюдается лишь нижняя часть разреза. Она имеет сходный облик с подстилающими отложениями и, так же как и верхняя часть михайловских отложений, сложена ассоциацией пелитоморфных, полибиокластовых и биокластово-фораминиферовых известняков. При этом характер напластования и чередования литологических разностей здесь не меняется. Среди отличий можно отметить лишь присутствие отдельных единичных слоев биокластово-брахиоподовых и шламовых известняков.

Изученные в разрезе на руч. Сортэмаель отложения тульского, алексинского, михайловского, веневского горизонтов визейского яруса были образованы в условиях морского мелководья, о чем говорит сам тип осадка и большое количество разнообразной фауны. В целом полученные результаты хорошо согласуются с палеогеографическими построениями для Тимано-Печорского седиментационного бассейна — осадконакопление на мелководном шельфе. Однако при детальном рассмотрении выявляются и некоторые отличия. Так, установлено, что в течение изученного периода, после трансгрессии в начале тульского времени, происходило постепенное уменьшение глубины морского бассейна. К тому же если формирование отложений в тульское время происходило в понижениях морского дна в пределах сублиторали с умеренной гидродинамикой, то в начале алексинского века произошло постепенное выравнивание дна бассейна и установление чисто сублиторальных мелководно-морских обстановок. Кратковременное обмеление, имевшее место в начале алексинского времени (Карта литофаций…, 2000, Ларионова и др., 2002), в районе работ не отмечается. На этом интервале разреза можно видеть лишь чередование пачек глинистых и чистых известняков. В то же время в средней части горизонта отмечается маломощная пачка с довольно большим (до 11 %) содержанием нерастворимого остатка. Также нельзя игнорировать факт наличия необнаженных участков, скрывающих большое количество информации. Первая половина михайловского

времени по полученным результатам характеризуется относительным обмелением водоема и осадконакоплением в мелководных условиях с ограниченным водообменом. После этого происходит некоторое углубление бассейна с установлением открытых мелководно-морских обстановок, которые сохранялись до веневского времени (видимой части разреза). Следует отметить, что А.И. Елисеев (1963) с началом веневского времени связывал обширную регрессию и, как следствие, широкое развитие крайне мелководных, сильно доломитизированных известняков с желваками кремней. Однако в изученном разрезе таких пород не выявлено. Этот интервал слагают породные ассоциации, аналогичные тем, что наблюдаются в верхней части михайловского горизонта. Здесь обмеление моря, по всей видимости, начинается только со второй половины веневского времени, разрез которого на руч. Сортэмаель не наблюдается.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН, 12-У-5-1017.

Литература

Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1963. 173 с.

Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука. 1978. 203 с.

Карта литофаций окского надгоризонта визейского яруса нижнего карбона, масштаб 1:2 500 000 // Тимано-Печорский седиментационных бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеографических). Ухта. 2000. Лист 28.

Ларионова З.В., Богатский В.И., Довжикова Е.Г. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к «Атласу геологических карт», 2000). Ухта: Изд-во ТП НИЦ. 2002. 122 с.

Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН. 2011. 356 с.

Чернов Г.А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. Автореф. на соискание уч. степ. доктора г.-м. н. М.: МГУ. 1968.

ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТОМОГРАФИИ КЕРНА ДЛЯ ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

М.В. Шалдыбин, Ю.М. Лопушняк, С.Ю. Филимонов, А.Г. Скрипкин

Томский научно-исследовательский и проектный институт нефти и газа (ОАО «ТомскНИПИнефть»), Томск, Shaldybinmv@nipineft.tomsk.ru

Карбонатные коллекторы нефти и газа — это, как правило, осадочные породы с низкой пористостью. Значительная часть их емкостных свойств, т.е. объема, способного вмещать водные и углеводородные флюиды, связана с объемом трещин и каверн. С целью оценки пустотных характеристик карбонатных пород-коллекторов нефти и газа были проведены томографические исследования стандартных образов-цилиндров. Далее расчетные данные рентгеновских томограмм сравнивались с фильтрационно-емкостными свойствами, полученными путем стандартных петрофизических измерений пористости и проницаемости образцов.

Образцы представляли собой стандартные цилиндры диаметром 30 мм, высотой 45 мм (рис. 1). Изучены грубообломочные биокластические известняки, калькарениты с довольно аномальной пористостью (в среднем около 20 %), что обычно не характерно для известняков. Объем значительного пустотного пространства в них обусловлен пористостью как интракластовой, так и экстракластовой (или межзерновым пространством), а также мелкой и крупной кавернозностью. Размер каверн иногда может достигать 2 см и более (рис. 1). Форма каверн разнообразная, преимущественно уплощенная, субпараллельная, согласно слоистой текстуре. Всего было исследовано 12 (6 пар) образцов. Проведенная по ним типизация (таблица) выполнена на основании петрофизических параметров.

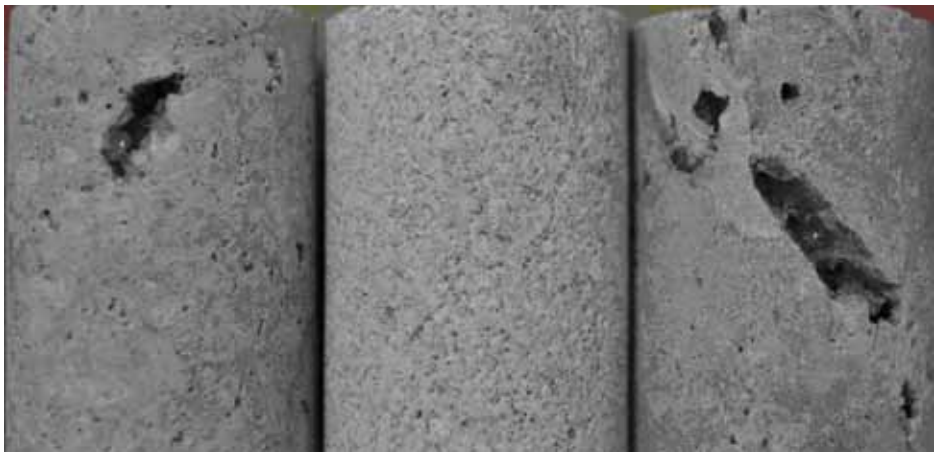


Рис. 1. Внешний вид стандартных образцов

Сканирование образцов проводилось на современном компьютерном рентгеновском томографе РКТ-180 производства компании ЗАО «Геологика» (г. Новосибирск). Он позволяет исследовать как отдельные образцы (цилиндры), так и полноразмерный керн, что даёт возможность проводить анализ, в том числе изолированного, сильнотрещиноватого керна, не вынимая его из тубусов, и, соответственно, не подвергая его воздействию атмосферы и не разрушая его целостности. Максимально возможный диаметр керна 100 мм, длина 1 м. Минимальный размер (0,4 мм) ограничен разрешающей способностью прибора.

Исследования проницаемости и коэффициента пористости проводились на установке AP-608 компании «Coretest Systems Inc.». Абсолютная проницаемость по газу определялась

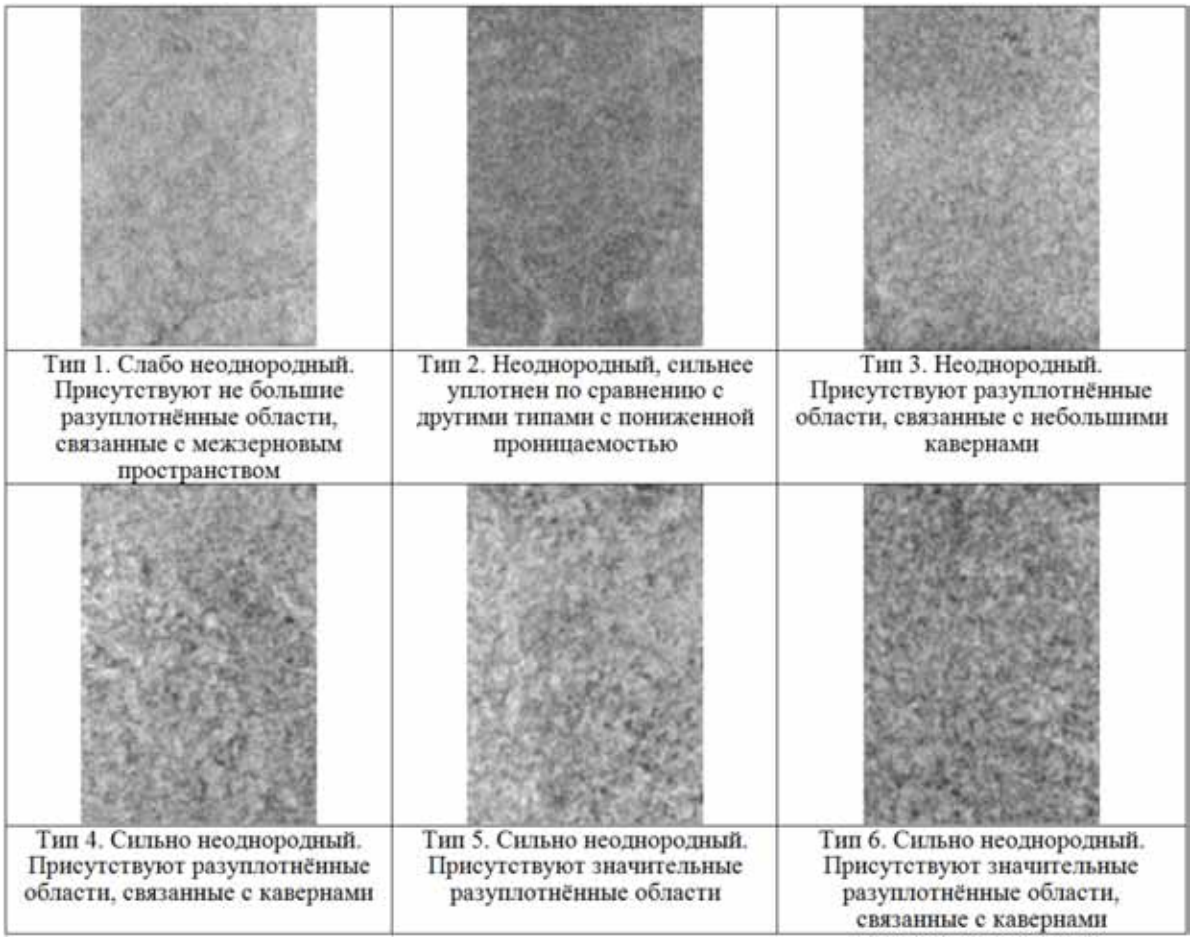


Рис. 2. Томограммы стандартных образцов керна — визуализация продольного среза (длина по вертикали 45 мм).

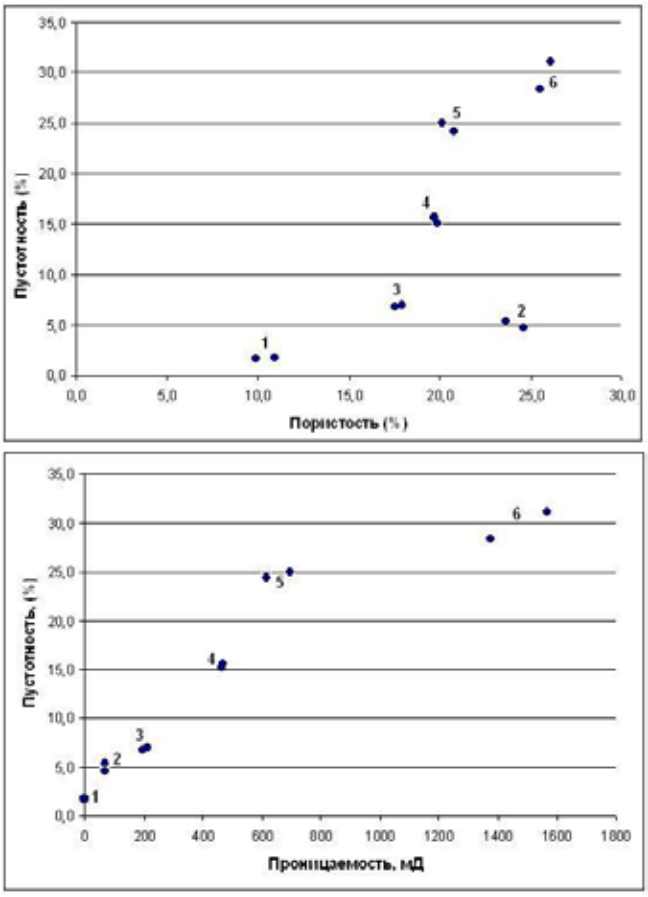


Рис. 3. Зависимости: а) пористости (%); б) проницаемости (мД) от пустотности (%), определенной по данным томографии

методом нестационарной фильтрации. Для этого поровое пространство образца заполнялось газом (гелием), затем давление сбрасывалось, и по кривой падения давления рассчитывалась проницаемость. Пористость определялась газоволюметрическим способом по закону Бойля.

Интерпретация рентгеновских томограмм образцов керна проводилась с помощью ПО «Tomocore» и заключалась в текстовом описании образца, выделении всех имеющихся типов неоднородностей с присвоением каждому образцу определённой плотностной характеристики и подсчете количества пустотности породы. Типизация неоднородностей выделялась по форме, геометрии компонентов, каверн, трещин и т.д. и по плотностным характеристикам. Форма типов неоднородностей устанавливалась при визуализации томограмм (рис. 2). Плотностные группы на томограммах выделяются с учётом особенностей расположения их в породе и по данным рентгеновской плотности (яркости участков томограмм). Далее, используя калибровочные кривые физической плотности и яркости, устанавливали реальную плотность типа неоднородности. Словесное описание характера плотности образца дано как отклонение от средней характеристики, т.е. если плотность ниже средней, то образец характеризуется как разуплотненный — и, наоборот, уплотненный, если рассчитанные значения плотности для него выше средних. Продольные срезы томограмм для типов образцов приведены на рис. 2.

С учетом того факта, что при томографии в низкоплотностные неоднородности попадают как каверны, так и межзерновое пространство, а также открытые трещины и любые другие незаполненные полости в керне, авторы определяют весь расчетный по томограммам объем пустоты как «пустотность». Причем, по-видимому, основной объем пустот обеспечивается кавернозностью породы.

Изучение зависимостей полученных емкостных характеристик по томографии в сравнении с петрофизическими данными показало следующее. Объем выделенных по данным рентгеновской томографии пустот находится в прямой зависимости от пористости по петрофизическим измерениям (таблица, рис. 3а). Это объясняется большим (до десятков процентов) объемом пустоты в образцах, обусловленной значительным развитием в них каверн. Зависимость от проницаемости еще более отчетливая (рис. 3б). Выпадающая из общего тренда пара образцов (тип 2) является высокопористой, но с пониженной проницаемостью пород-коллекторов, которые, вероятно, подверглись вторичному сдавливанию. При относительно высокой пористости образцов, каналы проницаемости в них оказались закрыты (рис. 3). Положительную динамику возрастания пустотно-емкостного пространства в породах по выделенным типам, кроме того, подтверждают расчетные данные определения площади поверхности пор и каверн (таблица, колонка 8).

Результаты определения фильтрационно-емкостных характеристик образов по данным петрофизических и томографических измерений

№ п/п	Тип	V образца, см^3	Порис-тость %	Прони-цае-мость, мДр	Объем пустот		Площадь поверхности каверн и пор, см^2	Средняя плотность образца, г/см^3	Дисперсия плотности, %
					V, см^3	V, %			
1	1	32,00	9,86	0,72	0,53	1,65	42,16	0,85	4,34
2		32,29	10,92	0,80	0,57	1,77	45,71	0,75	4,28
3	2	26,91	23,62	69,60	1,44	5,34	75,52	0,81	2,81
4		26,58	24,61	69,79	1,22	4,59	72,64	0,84	1,10
5	3	32,58	17,54	196,89	2,19	6,74	105,56	0,79	4,33
6		32,95	17,95	212,53	2,30	6,97	119,75	0,81	3,31
7	4	27,53	19,86	464,48	4,16	15,11	192,86	0,83	3,62
8		28,61	19,79	469,71	4,46	15,60	200,28	0,75	2,46
9	5	27,75	20,82	615,30	6,73	24,27	309,45	0,79	3,36
10		29,12	20,11	700,19	7,31	25,09	308,32	0,82	2,30
11	6	32,48	25,56	1374,93	9,22	28,39	375,01	0,83	1,32
12		32,80	26,06	1565,75	10,19	31,07	352,92	0,79	1,81

Таким образом, результаты компьютерной рентгеновской томографии керна или образцов из него можно использовать для следующих прикладных задач:

1. Как дополнительный контролирующий метод определения пустотных характеристик карбонатных гранулярных высокопористых и кавернозных коллекторов.
2. Как полуколичественный метод определения пустотности карбонатных пород-коллекторов, т.е. созданных вместе пористостью, кавернозностью и открытой трещиноватостью, в случае если сложно изготовить из керна стандартный образец с заданными размерами.
3. Просмотра внутренней структуры стандартных образцов в некоторых случаях, когда неоднородности керна внутри и снаружи различны, т.к. метод с высокой точностью позволяет оценить внутренние уплотнения или крупные каверны в образце, которые невозможно обнаружить при визуальном осмотре керна.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МОЛАССОВЫХ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СИЛУРА И ДЕВОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.П. Шатров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Shatrov@igg.uran.ru

В разрезах силура и девона восточного склона северной половины Урала широко распространены молассовые обломочные образования. Выходы этих пород протягиваются на сотни километров от южной границы Тагильского прогиба (ТП) на Среднем Урале до Щучьинского прогиба на Полярном Урале. Моласса несет богатую информацию о палеотектоническом режиме, источниках питания и палеогеографических обстановках, времени ее накопления.

На восточном склоне Полярного и Приполярного Урала широко развиты мощные терригенные толщи силурийского и девонского возраста различной фациальной принадлежности. Для этих образований характерно широкое развитие вулканогенно-терригенных и карбонатных пород крупной размерности, перемежаемых более мелкой вулканокластикой и лавовыми

потоками различной мощности. Наиболее изученные молассовые образования развиты в северной половине Тагильского прогиба — основного структурообразующего элемента Уральского подвижного пояса. Тагильский прогиб с момента заложения в конце кембрия – начале ордовика развивался в условиях рифтогенеза и компенсированного осадконакопления. Эта протяженная линейная структура характеризуется внедрением офиолитовых ассоциаций, преобладающим развитием разнофациальных вулканитов основного и среднего состава и отсутствием глубоководных осадков.

Тагильский прогиб рассматривается как континентальный вулканический пояс, образующий линейное внутригеосинклинальное орогенное поднятие. Обстановка растягивающих тектонических напряжений на фоне орогенного воздымания сопровождалась деструкцией земной коры. Решающее значение для геологической истории ТП имело раннее начало орогенеза, вызванное среднепалеозойской консолидацией. Причиной раннего орогенеза на Урале явилось поднятие земной коры в результате внедрения массивов Платиноносного пояса, имеющее решающее значение для тектонической эволюции Урала. Платиноносный пояс рассматривается как рифтогенный комплекс, эксгумированный с больших глубин в виде холодного тектонического блока в условиях мощного раздвига и не имеющий генетической связи с вмещающими вулканитами. Массивы Платиноносного пояса внедрялись во вмещающие породы в результате тектонической аккреции, скорее всего, в силуре (верхний возрастной предел внедрения массивов 415–425 млн л.) (Ефимов, 1999). Версия допалеозойского внедрения массивов пояса является недоказанной. На наш взгляд, этот вариант холодного или остывающего плутона является наиболее предпочтительным и является главной причиной и движущей силой орогенеза на восточном склоне Урала. Подтверждением служит очень низкая степень метаморфизма окружающих пород, отсутствие надвиговых структур и складок.

Обычно на Урале начало орогенеза датируют позднем палеозоем (Юдин, 1994). Это заблуждение: молассоиды появились уже в раннем силуре, одновременно среди вулканитов отлагаются рифогенные известняки, свидетельствующие об изменении тектонических и палеогеографических обстановок. В венлоке прогибание сменяется поднятием земной коры и начинается орогенный этап: отложения силура представлены мелководными прибрежно-морскими и континентальными фациями (Шатров, 2003).

Доказательством являются результаты бурения сверхглубокой скважины СГ-4. Тагильский палеорифт выполнен силурийскими терригенными и вулканогенными тектонически не нарушенными образованиями (Каретин, 2000; Рогожин, 2000; и др.). Из многообразия формаций Урала особое место занимает молассовая формация как индикатор орогенного этапа становления Уральского подвижного пояса. Обычно выделяют орогенный этап развития Урала, следующий за этапом геосинклинального развития. Автор под орогенезом понимает тектогенез — формирование тектонических структур в результате поднятия земной коры, сопровождающееся магматизмом и метаморфизмом. Это режим постгеосинклинального, но доплатформенного развития.

Многие геологи, вопреки этимологии термина, под орогенами понимают складчато-надвиговые сооружения, возникшие в результате аккреции генетически разнородных фрагментов земной коры (Рапопорт, 1996). Термин «молосса» приобрел настолько широкий смысл, что превратился в синоним орогенного класса формаций. Появилось много понятий молосса: нижняя, верхняя, грубая и др. К орогенному комплексу относят орогенные флиш, нижнюю и верхнюю молассы, которые часто последовательно сменяют друг друга во времени и в пространстве. Наиболее важными признаками орогенного комплекса является резкое преобладание обломочных хаотических пород полимиктового состава и значительной мощности (сотни метров). Иногда при описании силуро-девонских вулканогенно-известняковых толщ (конгломераты, брекчии, конглобрекчии) мы использовали нейтральный термин «молассоиды» (Шатров, Сапельников, 1981). Обломочные толщи существенно вулканогенного состава в основании среднего девона на восточном склоне Приполярного Урала С.Н. Волков назвал «эйфельскими конгломератами» (Волков, 1948).

Большинство исследователей подобные породы с тех пор так и называли просто «туфоконгломератами», особенно не задумываясь об их генезисе. Г.Ф. Червяковский в отдельный тип отложений выделил «вулканогенную молассу», в которой были объединены базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, а также различные обломочные отложения с тем же составом. Отсюда и возник термин «вулканогенная молосса». Им же впервые были установлены стратиграфические уровни (венлок-лудлов) образования молассы, которые зафиксировали начало орогенеза в этой части Урала (Червяковский, 1972). Такой вывод резко противоречит общепринятым представлениям о начале орогенеза на Урале в верхнем палеозое. По плитотектонической версии ранний орогенез соответствует субдукционному орогенезу, связанному с нарастанием процессов сжатия вследствие субдукции (Рапопорт, 1996).

На Полярном и Приполярном Урале среди обломочных толщ силуро-девона широко развиты олистостромы, которые представляют собой свалы хаотически нагроможденного обломочного материала, заключенного в сравнительно более мелкообломочную основную массу — матрикс. Олистострома — фактически разновидность молассы, ее особый вид подразделений литостратиграфической категории. Олистостромы образуются в результате обвально-оползневых (гравитационных) процессов, причиной которых могут быть как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения. Существуют различные классификации олистостром, но признается определяющая роль двух факторов, обуславливающих их генезис: тектонического и гравитационного в разных сочетаниях.

Гравитационные олистостромы отличаются от тектоно-гравитационных (микститов или меланжа), образование которых обусловлено тектоническими процессами, связанными преимущественно с горизонтальными движениями тектонических пластин или покровов. Мы рассматриваем (Шатров, 1996; Шатров, Шурыгина, 1987) эти отложения как результат лавинной седиментации в процессе разрушения вулканических аппаратов и карбонатных построек.

Силуро-девонский фациальный ряд обнаруживает разнообразие обломочных образований: хаотические брекчии, конглобрекчии, конгломераты, пачки переслаивающихся вулканомиктовых гравелитов, песчаников, алевролитов. Обломочный материал вулканогенно-известняковый, он совершенно не окатан или слабо окатан и имеет местное происхождение. Нормативные конгломераты с хорошо окатанным материалом встречены только глубокими скважинами в пределах Североуральского бокситового бассейна ниже бокситовой залежи (гл. 1500–2000 м). Их вскрытая мощность 500 м. (скв. 743-г, Кальинское месторождение). Это и есть вулканогенная молосса, состоящая из хорошо окатанных галек порфиритов базальтового и андезитобазальтового состава, часто кайнотипного облика. Она относится к образованиям дальнего переноса — из размываемой прилегающей силурийской вулканической суши (Шатров, 2011).

Среди этих пород часто присутствуют олистолиты размером до нескольких метров. Экзотические обломки и глыбы дальнего переноса крайне редки. Характерной особенностью образований является почти полное отсутствие цементирующего глинистого материала даже в составе матрикса, что особенно подчеркивает аллохтонный (оползневой) характер всей кластики. Структурно-текстурные особенности хаотических комплексов прямо указывают на обстановки катастрофических перемещений больших объемов грубообломочного материала.

Обломочные горизонты чередуются с мощными (десятки метров) пачками и потоками лав базальтового и андезитобазальтового состава, что свидетельствует о периодической тектонической активности территории прогиба. Формирование молассового комплекса (и олистостром) связано с процессами тектоно-вулканической активизации и сопровождалось как разрушением пенепленизированных тектонических выступов и карбонатных массивов, так и процессами эксплозивной деятельности действующих вулканов, поставлявших разнообразный материал. Палеогеографически это были цепочки хребтов, сложенных остатками вулканических построек с «сидящими» на них рифами (островные дуги?), разделенные межгорными впадинами. Значительная высота вулканических построек в сочетании с крутыми склонами создавали благоприятные условия для гравитационного оползания. Играли роль повышенная палеосейсмичность (тектонический фактор) и эрозионные процессы.

Вулканиты представлены в основном мелководными и наземными базальтами и трахибазальтами. Часто породы имеют кайнотипный облик с содержанием вулканического стекла до 25–30 %. Минеральный состав типичного базальта (обр. 94, р. Иоутынья): плагиоклаз (зональный лабрадор) 48 %, пироксен 10–15 %, стекло вулканическое бурого цвета до 30 %, рудный (магнетит) 5–7 %. Вулканиты — как излившиеся, так и в составе обломочных горизонтов — совершенно не метаморфизованы, отличаются удивительной свежестью и сохранившимся стеклом. По составу и внешнему облику они почти не отличаются от мезозойских триасовых траппов восточного склона Урала и Зауралья (Шатров, 2003). На Полярном Урале в Щучьинском прогибе терригенный олистостромо-турбидитовый комплекс в возрастном интервале нижний – верхний девон достигает огромной мощности — около 3000 м. с гигантскими олистолитами и олистоплаками известняков (250 х 80 м). Широкое развитие гигантских олистостромовых блоков дает некоторым сибирским ученым основание связывать тектоническое развитие Щучьинского прогиба с шарьяжно-надвиговой тектоникой, а сам прогиб трактовать как аллохтон-пластину (Воронов и др., 2008).

Обломочные образования являются важным документом геологической истории. Диагностика орогенных молассовых комплексов Приполярного и Полярного Урала позволяет наметить ряд важных тектонических событий, в частности, выявить эпохи в истории орогенеза Урала. Орогенные этапы образования моласс, начиная с силура, контролировались колебательными тектоническими движениями — поднятиями областей денудации.

Молассовые толщи силура и девона, в том числе и гравитационные олистостромы, исключают любые проявления коллизионной тектоники (масштабные покровы, надвиги, шарьяжи, аккреционные клинья и др.) и являются надежными индикаторами рифтогенно-раздвиговой модели становления Уральского подвижного пояса.

Исследования поддержаны проектом УрО РАН № 12-с-5-1032.

Литература

Волков А.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала // Материалы ВСЕГЕИ. Общая сер. 1948. Вып. 8. С. 39–42.

Воронов В.Н., Козлов Е.П., Подсосов А.И. Шучьинский синклинорий Полярного Урала — уникальный учебный полигон для подготовки специалистов геологической отрасли // Горные ведомости 2008. № 5 (48). С. 40–50.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–50.

Каретин Ю.С. Геология и вулканогенные формации района сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Рапопорт М.С. Орогенные формации и металлогения Урала // Известия Уральской госуд. горно-геол. академии. Вып. 5. С. 14–19.

Рогожин Е.С. Геофизическая наука на рубеже веков // Вестник РФФИ. 2000. № 3. С. 13–37.

Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.

Шатров В.П. Палеотектонические обстановки формирования силуро-девонских комплексов Североуральского сегмента Тагильского прогиба // Ежегодник-1995. Институт геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 56–58.

Шатров В.П. Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // Доклады академии наук. 2003. Т. 391, № 2. С. 239–242.

Шатров В.П. Вулканогенная моласса Червяковского — индикатор орогенеза Петропавловской зоны Тагильского прогиба // Ежегодник-2010. Институт геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 73–77.

Шатров В.П. Сапельников В.П. Стратиграфическое положение и формационная принадлежность среднепалеозойских обломочных образований северной части Тагильского погружения // Геологическая история Урала. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 69–84.

Шатров В.П., *Шурыгина М.В.* Стратиграфическая позиция кайнотипных вулканитов северной части Тагильского погружения по биостратиграфическим данным // Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимым регионам. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–43.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1994. 285 с.

АЭРОЗОЛИ И МОРСКИЕ ЛЬДЫ, ИХ РОЛЬ В ПОЛЯРНОМ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ В АРКТИКЕ

В.П. Шевченко

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, vshevch@ocean.ru

Арктика оказывает огромное влияние на природную среду Земли. Очень хрупкое равновесие между ее физическими, химическими и экологическими параметрами делает Арктику индикатором глобальных изменений. Традиционно речной сток считают главным геохимическим путем поставки терригенных и антропогенных соединений от источников в морскую среду, но существует много данных, показывающих, что атмосферный и ледовый перенос являются важными путями поставки вещества в моря и океаны, в том числе в Северный Ледовитый океан и его моря (Лисицын, 1978, 1994, 2010; Nürnberg et al., 1994; Barrie, 1996; Eicken et al., 1997; Lisitzin, 2002; Stein and Macdonald, 2004; Левитан и др., 2007; Dethleff and Kuhlmann, 2010; Шевченко, 2011, 2012; Виноградова, Пономарева, 2012; Tunved et al., 2013).

В 1991–2013 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с коллегами из многих российских и зарубежных организаций проводили специальные исследования аэрозолей, снега и льдов Арктики и их влияния на состояние окружающей среды и процессы морского осадконакопления (Шевченко и др., 2000, 2012б; Shevchenko et al., 2003; Лисицын, 2010). Целью работы является дальнейшее системное исследование аэрозолей, снега и льдов Арктики и оценка их реального влияния на климат, осадконакопление и загрязнение шельфовых морей Российской Арктики и центральной части Северного Ледовитого океана. С 2001 г. такие исследования проводятся И.А Немировской с коллегами в Антарктике (Немировская, Новигатский, 2007; Немировская, Чернявский, 2011).

В ходе аэрозольных исследований изучается гранулометрический состав аэрозолей в диапазоне от 0,005 до 10 мкм с помощью счетчиков разных видов, вещественный состав (микроскопия), минеральный состав, элементный состав (нейтронно-активационный, атомно-абсорбционный, рентгено-флуоресцентный анализы, ICP-MS), концентрации ^{7}Be, свойств и закономерностей пространственно-временной изменчивости характеристик аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы, процессы формирования полей и потоков приходящей радиации, влияние различных факторов на радиационный режим, обратные траектории переноса воздушных масс и ледового дрейфа, загрязнения (тяжелые металлы, углеводороды и др.).

Исследование многоэлементного состава лишайников, мхов и кернов торфяников верховых болот выполняются с целью оценки поставки вещества из атмосферы, включая экотоксиканты (Шевченко, 2006; Шевченко и др., 2012а, 2013). В ходе исследования снега изучают растворенную фазу, нерастворимые частицы (теми же методами, что и аэрозоли), потоки эолового вещества со снегом.

Исследование ведется на количественном уровне с определением потоков вещества в мг м$^{-2}$ год$^{-1}$ в четырехмерной системе (три координаты в пространстве и время), системно. Подготовка к проведению данных работ в Центральной Арктике проводится в Белом море с 2000 г. по настоящее время.

Применение нескольких взаимно дополняющих методов исследования аэрозолей и снега на поверхности льдов и в снежницах позволило использовать эти природные самописцы для определения количественного содержания и потоков аэрозольного материала в Арктике вплоть до Северного полюса, его гранулометрический, минеральный и химический состав, впервые определить потоки отдельных видов загрязнений и районы их поступления и разгрузки. Выявлены и применены многочисленные новые маркеры аэрозольного материала, использование которых позволяет определить как области его захвата с поверхности, так и траектории переноса и участки отложения на лед и разгрузки при таянии льдов (депоцентры).

Коренным отличием эолового материала в Арктике является то, что главная его поставка и разгрузка идут не летом, а зимой, когда поверхность питающих провинций скрыта слоем снега

и скована льдом. В это время главное значение приобретают аэрозоли и загрязнения дальнего и сверхдальнего происхождения: об этом свидетельствуют многочисленные маркеры (минералы, отношения химических элементов, биомаркеры) (Шевченко, 2006). Осаждение аэрозолей в Арктических морях и в Центральной Арктике идет не на водную поверхность, как в других зонах, а на поверхность льдов. В зоне паковых льдов круглогодичная аккумуляция эолового материала на льдах идет на протяжении 3–15 лет. Разгрузка аэрозолей паковых льдов идет в местах таяния льдов — в северной части Гренландского моря — именно здесь выявляется наибольшее их поступление в донные осадки.

Балансные подсчеты, полученные на основе наших определений, показывают, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества за пределами маргинальных фильтров рек. Это принципиально важно, поскольку ранее эоловый материал в Арктике не принимался в расчет. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15 %, по нашим данным. Велика роль эолового материала в поставке органического вещества и биогенных элементов в Северный Ледовитый океан.

Морской лед всегда содержит некоторое количество взвешенных веществ (криозолей), но визуально загрязнение льда отмечается при содержании взвеси более 10 мг/л. За последние 25 лет были проведены специальные исследования количества и состава криозолей как на поверхности льда, так и в кернах бурения льдин (Лисицын, 1994, 2010; Nürnberg et al., 1994; Eicken et al., 1997; Lisitzin, 2002; Stein and Macdonald, 2004; Левитан и др., 2007; Dethleff and Kuhlmann, 2010). С 1995 г. мы подключились к исследованию криозолей Арктики и проводим такие исследования совместно с российскими и зарубежными коллегами (Шевченко и др., 2003, 2008, 2012в; Немировская и др., 2008, 2010; Кащенко и др., 2009). Проводятся сравнительные исследования морского льда и осадочного материала на дрейфующих льдах («грязного льда»): изучение гранулометрического, минерального, химического состава осадочного материала, состава микроводорослей и их остатков, изучение кернов льда на дрейфующих льдинах и сопоставление результатов работ с данными по льдам на островах. Показано, что наибольшие количества осадочного вещества приурочены, как правило, к верхним слоям ледовой толщи. Верхние слои образуются при первичном замерзании льда, т.е. в начале дрейфа ледового поля, нижние самые молодые. Вторым важным компонентом осадочного вещества верхнего слоя льдов является эоловый материал, накапливающийся в снеге. Летом снег стаивает почти полностью, отдавая осадочный материал в озера-снежницы, где он смешивается с осадочным веществом талого льда. На их дне в понижениях идет смешение осадочного вещества ранних этапов существования льда (криогенного) и эолового материала. Образуются пятна и полосы криогенно-эолового вещества («грязный лед»).

Кроме осадочного вещества, захваченного при образовании льда, в арктические моря и Центральную Арктику поступает осадочный материал в составе речного льда, выносимого в море во время весеннего паводка, и айсбергов, откалывающихся от ледников на суше.

Осадочный материал во льдах дельты Северной Двины регулярно изучается нами, начиная с 2003 г. (Шевченко и др., 2008, 2012в). Концентрация криозолей в речном льду здесь варьирует в большом диапазоне: от 1 до более 50 мг/л. При этом обычно значительно более высокие концентрации частиц отмечаются в верхних частях кернов, лед в которых образовался из перекристаллизованного снега.

В августе–сентябре 2001 г. во время экспедиции «AMORE-2001» с борта НИС «Поляршторн» в районе хребта Гаккеля нами было обнаружено аномально большое количество айсбергов, 6 из них было обследовано с помощью вертолета (Шевченко и др., 2003). На всех этих айсбергах отобран осадочный материал пелитовой, алевритовой и песчаной фракций. На трех айсбергах были обнаружены обломки горных пород. Результаты проведенных лабораторных исследований показывают, что наиболее вероятным источников айсбергов, изученных нами, являются острова архипелага Северная Земля.

В последние 20 лет морские льды стали важным объектом исследований, касающихся переноса загрязняющих веществ в Арктике (Pfirman et al., 1995; Загрязнение…, 1998; Немировская

и др., 2008, 2010). Имеются две возможности аккумуляции морским льдом загрязняющих веществ: из атмосферы, где большая площадь поверхности делает лед эффективной ловушкой для переносимых воздухом контаминантов, и из воды во время ледостава. Морской лед может вбирать в себя твердое вещество во многом так же, как и речной лед: шуга и донный или внутриводный лед захватывают взвешенные в водной толще частицы. Такое вмерзание твердых частиц в лед особенно эффективно в отношении частиц алевритовой и пелитовой размерностей. Ввиду того, что многие загрязняющие вещества преимущественно связаны именно с такими мелкозернистыми частицами, лед может оказаться загрязнен ими больше, чем вода. Далее образовавшийся лед включается в поток дрейфующих льдов с разгрузкой в местах таяния — обычно на тысячи километров от места захвата.

В целом для осадочного процесса в Арктике характерен ледовый морской тип седиментогенеза (Лисицын, 2010), который соответствует для суши континентальному седиментогенезу зон холодных полярных пустынь, северной тундры и тайги (Лисицын, 1978, 1994; Lisitzin, 2002). В данном докладе рассмотрены особенности распределения и состава рассеянного осадочного вещества во льдах Арктики, включая новые данные по Белому морю. Белое море покрывается каждую зиму льдом, который полностью исчезает весной.

Для распределения нерастворимых частиц в припайном льду Белого моря характерно наличие верхнего слоя мутного матового льда снежного генезиса, в котором преобладают минеральные и антропогенные частицы (пепел, сажа), особенно вблизи крупных промышленных центров. Также характерно низкое содержание криозолей в средней части ледового покрова, резко возрастающее в конце зимы в подошве (нижние 3–5 см) за счет активного развития (цветения) микроводорослей, в первую очередь диатомей. Концентрации криозолей в морских и речных льдах Белого моря значительно ниже, чем в морях Сибирского шельфа, для которых характерно существование мощных заприпайных полыней.

Весь осадочный материал, переносимый льдами (включая загрязняющие вещества), после их таяния фиксируется в толще донных осадков — уникальном природном самописце. Это не только подчеркивает необходимость одновременного изучения нановещества атмосферы, криосферы, литосферы и седиментосферы, но и дает замечательную возможность изучения вещества в этих геосферах во времени, т.е. открывает век четырехмерных (4-D) исследований природной среды и климата (Лисицын, 2010). Соответствующие исследования начаты нами в последние годы.

Автор благодарен академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы, а также всем коллегам, участвовавшим в экспедиционных и лабораторных исследованиях эолового и ледового переноса вещества.

Исследования проводились при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 23), Отделения наук о Земле (проект «Наночастицы…»), РФФИ (проекты 11-05-00087, 11-05-00300, 12-05-00998), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-618.2012.5, Российско-Германской Лаборатории им. Отто Шмидта.

Литература

Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986–2010 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 2, № 6. С. 475–483.

Загрязнение Арктики: Доклад о состоянии окружающей среды Арктики. АМАП. СПб., 1998. 188 с.

Кащенко В.Ю., Новигатский А.Н., Поняев М.С. Распределение и состав осадочного вещества в снежно-ледовом покрове в околополюсном районе Арктики в апреле 2008 г. // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2009. С. 58–63.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС. 2007. 404 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука. 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике — ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 18–60.

Немировская И.А., Новигатский А.Н. Органические соединения в атмосфере, криосфере и воде Антарктики // Арктика и Антарктика. М.: Наука. 2008. Вып. 5 (39). С. 136–155.

Немировская И.А., Чернявский Н.Г. Исследование углеводородов в водах и снежно-ледяном покрове юго-восточного сектора Антарктики // Океанология. 2011. Т. 51, № 1. С. 8–18.

Немировская И.А., Шевченко В.П., Лисицын А.П. Геохимия снежно-ледяного покрова в Арктике и Антарктике // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир. 2010. С. 392–436.

Немировская И.А., Шевченко В.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Содержание и состав взвеси и органических соединений в снежно-ледяном покрове Белого моря // Арктика и Антарктика. М.: Наука. 2008. Вып. 6 (40). С. 108–122.

Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука. 2006. 226 с.

Шевченко В.П. Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Т. II. Казань: Казанский университет. 2011. С. 476–480.

Шевченко В.П. Ледовый перенос осадочного вещества в Арктике // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Т. I. СПб.: СПбГУ. 2012. С. 147–149.

Шевченко В.П., Алиев Р.А., Бобров В.А. и др. Эоловый материал в природных архивах // Система Белого моря. Т. II. — Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012а. С. 70–107.

Шевченко В.П., Куценогий К.П., Макаров В.И. и др. Аэрозоли // Система Белого моря. Т. II. — Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012б. С. 50–69.

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др. Аэрозоли Арктики — результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 1, № 6–7. С. 551–576.

Шевченко В.П., Лисицын А.П., Харин Г.С. и др. Перенос осадочного материала в Центральной Арктике айсбергами // Геология морей и океанов. Тез. докладов XV Международной школы по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС. 2003. С. 63–64.

Шевченко В.П., Покровский О.С., Стародымова Д.П. и др. Геохимия эпигейных лишайников водосборного бассейна Белого моря // Доклады Академии наук. 2013. Т. 450, № 1. С. 87–93.

Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Ю. и др. Геохимические исследования снега, льда и воды в устьевой зоне реки Северной Двины в феврале 2006 г. // Вестник Архангельского государственного технического университета. Серия «Прикладная геоэкология». 2008б. Вып. 74. С. 118–135.

Шевченко В.П., Филиппов А.С., Новигатский А.Н. и др. Рассеянное осадочное вещество пресноводных и морских льдов // Система Белого моря. Т. II. — Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012в. С. 169–200.

Barrie L.A. Occurences and trends of pollution in the Arctic troposphere // Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. Berlin: Springer. 1996. P. 93–129.

Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian Kara and Laptev seas as main source regions // Polar Research. 2010. V. 29. № 3. P. 265–282.

Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V. et al. Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export // Continental Shelf Research. 1997. V. 17. P. 205–233.

Lisitzin A.P. Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 2002. 563 p.

Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice — entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. P. 185–214.

Pfirman S.L., Eicken H., Bauch D., Weeks W.S. The potential transport of pollutants by Arctic sea ice // The Science of the Total Environment. 1995. V. 159. P. 129–146.

Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R. Heavy metals in aerosols over the seas of the Russian Arctic // The Science of the Total Environment. 2003. V. 306. P. 11–25.

The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer. 2004. 363 p.

Tunved P., Ström J., Krejci R. Arctic aerosol life cycle: linking aerosol size distribution observed between 2000 and 2010 with air mass transport and precipitation at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard // Atmospheric Chemistry and Physics. 2013. V. 13. P. 3643–3660.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ОСНОВА ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОДСОЛЕВОГО ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НГО (ЛЕНО-ТУНГУССКАЯ НГП)

Г.Г. Шемин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, SheminGG@ipgg.sbras.ru

Непско-Ботуобинская НГО является наиболее изученным и перспективным районом Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. На ее территории уже подготовлены значительные промышленные запасы нефти и газа, тем не менее, она до настоящего времени обладает огромными прогнозными ресурсами углеводородов. Это, прежде всего, относится к подсолевому вендско-нижнекембрийскому карбонатному комплексу, в котором прогнозируется около 80 % ресурсов нефти. Подготовка объектов нефтепоисковых работ в этом комплексе весьма затруднена, поскольку они обычно относятся к неантиклинальному типу, а точность прогнозирования карбонатного разреза традиционными сейсморазведочными методами применительно к этому комплексу весьма низкая.

Автор на протяжении более трех десятилетий проводил исследования по выделению объектов нефтепоисковых работ в преображенском, усть-кутском и осинском продуктивных горизонтах подсолевого карбонатного комплекса центральных районов Лено-Тунгусской НГП с использованием геологических, литолого-фациальных, геохимических и промыслово-геофизических методов. Результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что литолого-фациальный метод является наиболее эффективным методом при прогнозировании объектов нефтепоисковых работ в этом комплексе. Ниже приведено обоснование отмеченного вывода на примере преображенского и осинского горизонтов Непско-Ботуобинской НГО.

Преображенский продуктивный горизонт залегает в основании подсолевого вендско-нижнекембрийского комплекса, в подошве успунской и катангской свит, и пользуется повсеместным распространением в пределах Непско-Ботуобинской НГО, изменяясь в толщинах от 10–12 до 22 м. Горизонт сложен преимущественно доломитами с прослоями и линзочками ангидритов, ангидрито-доломитов и глинистых доломитов. По литолого-палеонтологическим исследованиям среди доломитов выделяются три основных типа: хемогенный, органогенный (микрофитолитовый) и органогенно-обломочный. По соотношению в разрезах отмеченных генетических типов доломитов, степени их глинизации и сульфатизации они подразделяются на четыре типа.

Первый тип разреза преображенского горизонта, представленный в основном органогенными и органогенно-обломочными доломитами, содержащими небольшую примесь глинистого и сульфатного материала, сформировался, вероятнее всего, в наиболее насыщенных организмами участках (банках) внутришельфовой отмели в условиях малоподвижных весьма мелководных (до 1–3 м) вод. Эти условия формирования горизонта существовали лишь на отдельных локальных участках (рис. 1А).

Второй тип разреза, сложенный преимущественно микрофитолитовыми и органогенно-обломочными доломитами и имеющий более глинистый и сульфатный состав, чем первый, сформировался во внутришельфовой отмели в условиях преимущественно малоподвижных вод. Отмеченные условия седиментации отложений горизонта имели более широкое распространение. Они существовали в центральной наиболее приподнятой части Непско-Ботуобинской НГО, в Еремино-Чонской зоне.

Третий тип разреза, представленный хемогенными и органогенными доломитами с прослоями ангидритов, ангидрито-доломитов, глинистых доломитов, образован в условиях мелководного шельфа, которые в преображенское время господствовали в северо-восточной и центральной частях Непско-Ботуобинской НГО.

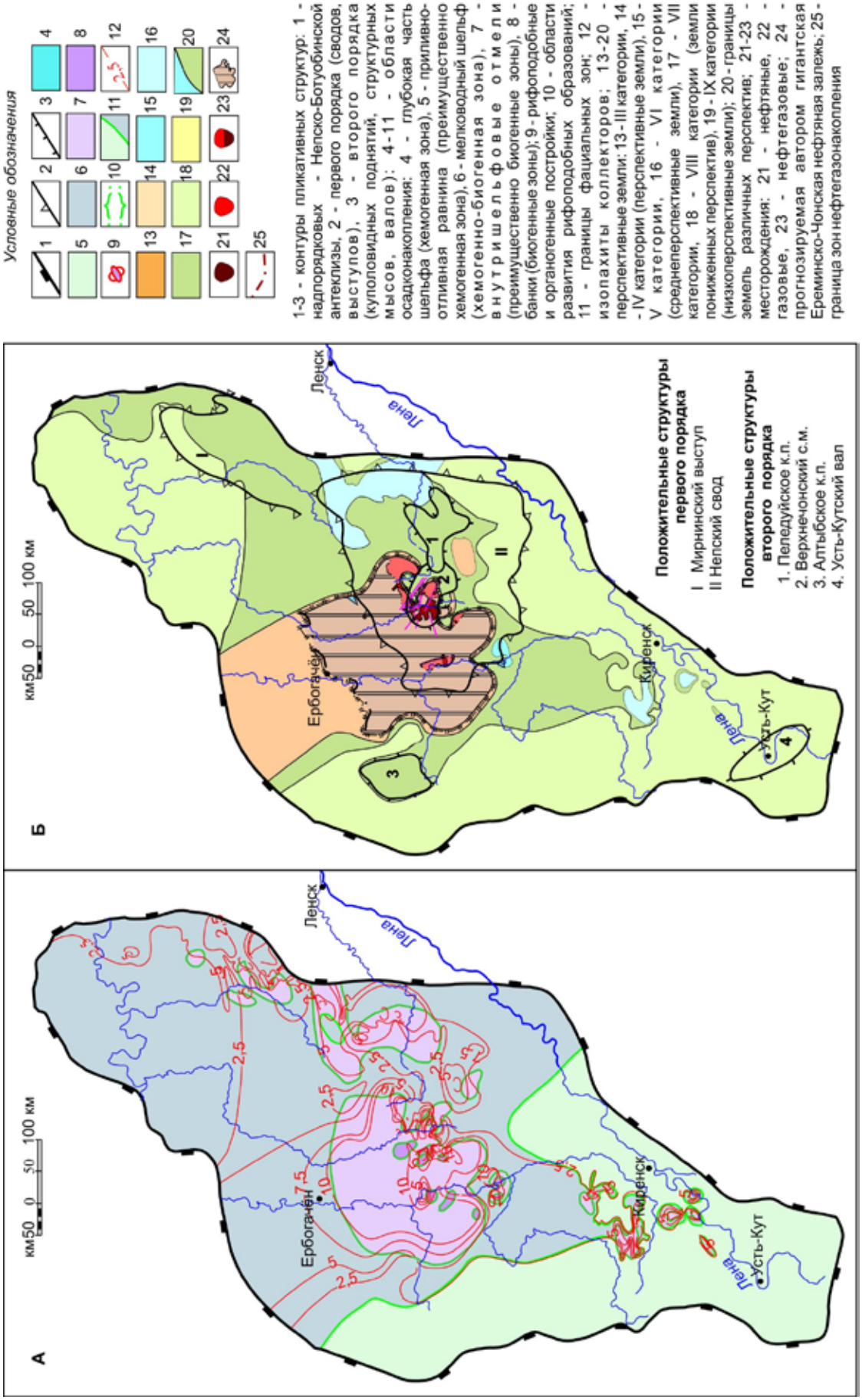


Рис. 1. Карты фациальной зональности и эффективных толщин (А) и перспективы нефтегазоносности (Б) преображенского горизонта Непско-Ботуобинской НГО

Четвертый наиболее глинистый и сульфатный тип разреза горизонта представлен преимущественно хемогенными доломитами. Он, наиболее вероятно, сформировался в приливно-отливной равнине, существовавшей на юго-западе Непско-Ботуобинской НГО.

Фильтрационно-емкостная модель преображенского горизонта Непско-Ботуобинской НГО представляется следующей (см. рис. 1А). Коллекторы его распространены в центральной части области, там, где развит первый тип разреза, сложенный в основном органогенными доломитами. Толщина их изменяется от нескольких до 20 м. Наибольшие их значения 10–20 м прогнозируются в выше отмеченной Еременско-Чонской зоне. Пористость их изменяется от 5–7 до 20 %, проницаемость — от $0{,}2 \cdot 10^{-3}$ до $300 \cdot 10^{-3}$ мкм^2. Распределение их значений сходное с таковым для толщин коллекторов. То есть седиментационная модель преображенского горизонта Непско-Ботуобинской НГО определила его фильтрационно-емкостную. Это обусловлено тем, постседиментационные процессы (перекристаллизация, выщелачивание, доломитизация), сформировавшие вторичные коллекторы преображенского горизонта, наиболее интенсивно проявились в органогенной и органогенно-обломочной его составляющих.

Перспективы нефтегазоносности преображенского горизонта Непско-Ботуобинской НГО приведены на рис. 1Б. Обоснование их рассмотрено в работе автора (Шемин, 2007). Согласно выполненным автором исследованиям, наиболее перспективные земли преображенского горизонта прогнозируются в центральной наиболее приподнятой части нефтегазоносной области, в которой выделена гигантская Еременско-Чонская нефтяная залежь.

Осинский продуктивный горизонт залегает в кровле подсолевого вендско-нижнекембрийского карбонатного комплекса, представлен отложениями билирской свиты и среднеусольской подсвиты и пользуется повсеместным распространением в пределах Непско-Ботуобинкой НГО, изменяясь в толщинах от 10 до 100 и более метров. В большинстве разрезов скважин в составе горизонта велика доля известняков водорослевых с прослоями органогенно-обломочных, оолито-онколитовых и хемогенных разновидностей; в меньшей мере доломитов, в основном замещения, с реликтами водорослей и микрофитолитов, известковых, послойно глинистых, сульфатизированных и галитизированных.

По литологическим особенностям строения и условиям образования разрезов осинского горизонта территория Непско-Ботуобинской НГО подразделяется на пять зон. Первая из них расположена в северо-восточной части. В ней доминируют доломиты микро- и тонкозернистые, местами глинистые, с прослоями известняков и водорослевых доломитов, которые сформировались в двух областях осадконакопления: глубокого (преимущественно хемогенная зона) и мелководного (хемогенно-биогенная зона) шельфа. Первая из них прогнозируется на крайнем северо-востоке, а вторая — в более южных участках указанной территории (рис. 2А).

Вторая и третья зоны соответствуют Катангско-Мирнинской и Катско-Пилюдинской площадям развития рифоподобных и органогенных построек, расположенных в виде полос, соответственно, в центральной и юго-западной частях рассматриваемой нефтегазоносной области. Подробная характеристика их приведена в работе автора (Шемин, 2007).

Четвертая зона находится между второй и третьей. Она соответствует площади распространения низких значений толщин осинского горизонта и сложена доломитами и известняками, образовавшимися в обстановке мелководного шельфа.

В пятой зоне, охватывающей южную часть нефтегазоносной области, осинский горизонт также представлен доломитами и известняками, однако здесь возрастает роль пород с микрофитолитовыми и водорослевыми остатками.

Коллекторы осинского горизонта распространены почти на всей территории Непско-Ботуобинской НГО. Толщины их варьируют от нескольких до 40 м, обычно не превышают 5–7 м. Наибольшие толщины коллекторов (10–40 м) и повышенные их фильтрационно-емкостные свойства прогнозируются в Катангско-Мирнинской и Катско-Пилюдинской областях развития органогенных и рифоподобных образований (см. рис. 2А).

Перспективы нефтегазоносности осинского горизонта Непско-Ботуобинской НГО приведены на рис. 2Б. Наиболее перспективные земли выделены в контурах вышеуказанных областей распространения органогенных и рифоподобных образований.

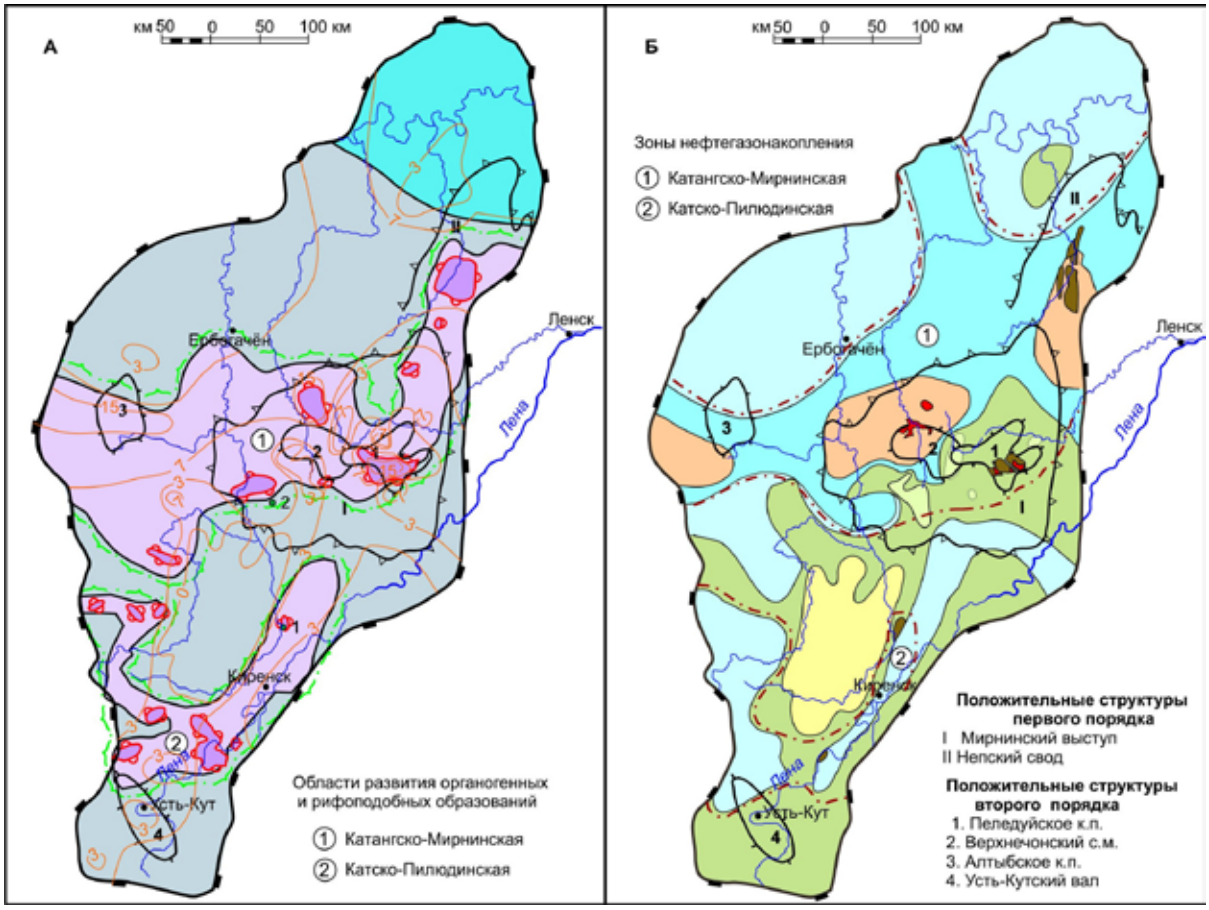


Рис. 2. Карты фациальной зональности и эффективных толщин (А) и перспективы нефтегазоносности (Б) осинского горизонта Непско-Ботуобинской НГО

Литература

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 467 с.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СРЕДНЕЮРСКОЙ ЭПОХИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И АКВАТОРИИ КАРСКОГО МОРЯ

Г.Г. Шемин, А.Л. Бейзель, Л.Г. Вакуленко, В.И. Москвин, Н.В. Первухина, А.А. Сюрин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, SheminGG@ipgg.sbras.ru

В последние годы в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН проводятся исследования по составлению литолого-палеогеографических карт юрского периода севера Западной Сибири и прилегающей территории Карского моря масштаба 1:2 000 000. В них впервые для подобных разработок показаны литологические области и распределение современных толщин, что существенно повышает достоверность палеогеографических построений. Раньше авторами были опубликованы литолого-палеогеографические реконструкции раннеюрской эпохи региона (Шемин и др., 2013). В настоящей работе приведены результаты палеогеографических исследований среднеюрской эпохи указанной территории: лайдинского (ааленского), вымского (раннебайосского), леонтьевского (позднебайосского) и малышевского (батского) времени.

Лайдинское время характеризуется очередным повышением уровня моря. На севере Западной Сибири и прилегающей акватории Карского моря несколько расширены контуры осадочного бассейна, и изменились обстановки осадконакопления. В то время почти повсеместно существовали морские условия: глубокий и мелководный шельф и мелководье. Только на окраинных частях бассейна, примыкающих к областям размыва: Уралу, Новой Земле, Таймыру и Сибирской платформе, — развивались прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, и прибрежные аллювиальные равнины (рис. 1, 2).

Первая наиболее глубоководная часть бассейна охватывала почти всю северную часть исследуемого региона, центральные наиболее погруженные участки акватории Карского моря, Енисей-Хатангского прогиба, Гыданский полуостров и смежные с ним площади. В ее пределах на глубинах 100–200 м накапливались алевритово-глинистые осадки, местами с прослоями песков, которые в современном виде представлены глинисто-алевритовой и преимущественно глинисто-алевритовой литологическими областями. Толщина их изменяется от 80 до 150 м.

Мелководная часть шельфа наиболее широко распространена на юге рассматриваемого региона, в Надым-Тазовском междуречье, и незначительно в более северных его участках, огибая в виде узких полос более глубоководную площадь. На отмеченной территории формировались глинисто-алевритово-песчаные осадки, современные толщины которых изменяются от 40 до 160 м.

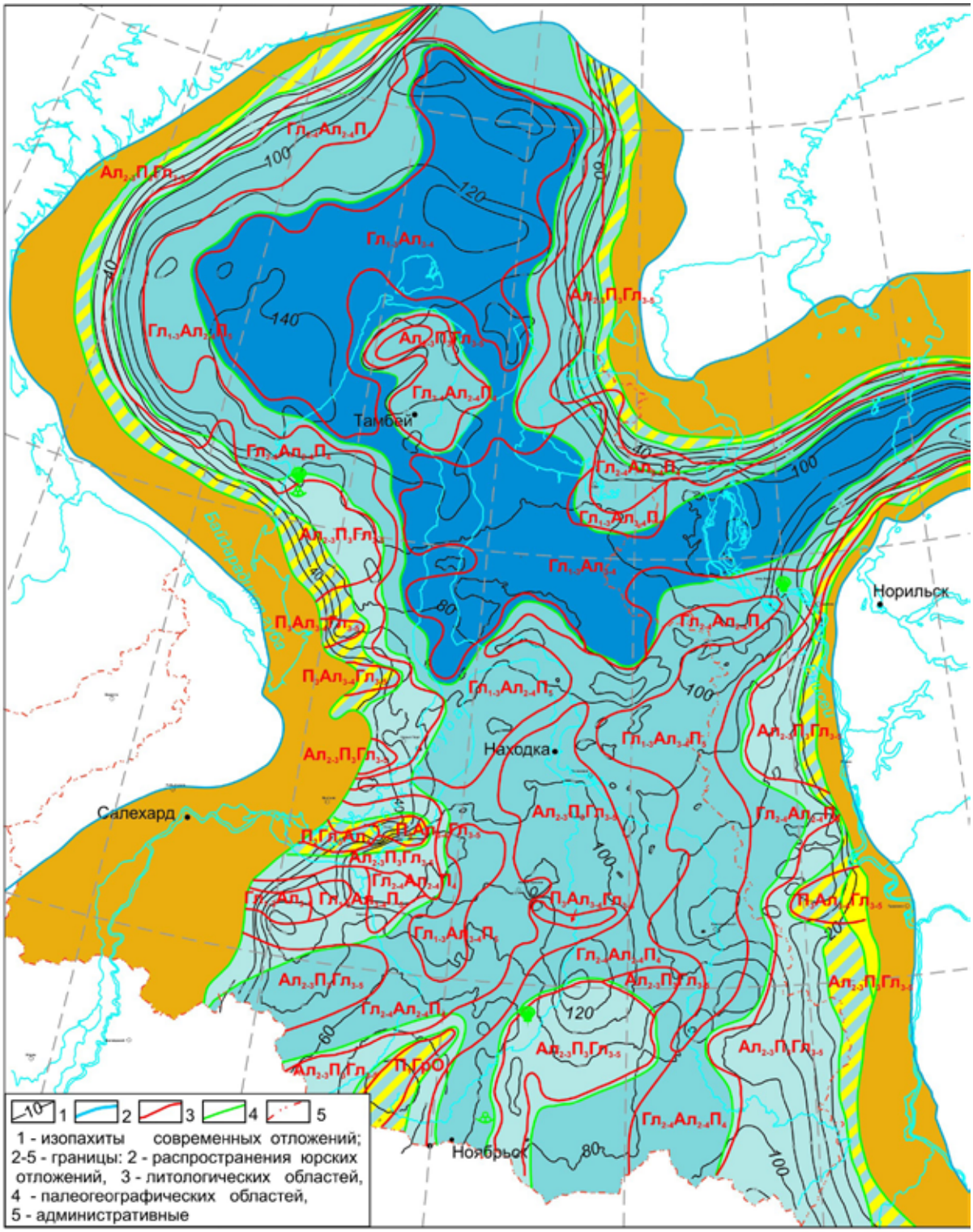
Мелководная область, прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, и прибрежные аллювиальные равнины были распространены лишь на участках, примыкающих к областям размыва, причем они были наиболее широко развиты в южной части рассматриваемого региона. На их территориях формировались песчаные, алевритовые и глинистые осадки, пляжевые, дельтовые, барьерных и береговых баров, русловые, озерные и пойменные

В вымское время произошло обмеление сибирских морей, в том числе Западно-Сибирского. На рассматриваемой территории контуры седиментационного бассейна практически сохранились, однако условия формирования отложений значительно изменились. Не стало глубоководного шельфа, расширились области его мелководной части, мелководья, прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, и прибрежных аллювиальных равнин.

Мелководный шельф распространился в более северные территории седиментационного бассейна, и к концу вымского времени его контуры примерно совпали с ранее существовавшим глубоководным. В южной части региона область мелководного шельфа несколько сокращена. В этой области накапливались преимущественно глинисто-алевритовые осадки с прослоями песков. В современном виде они представлены двумя литологическими областями: алеврито-глинисто-псаммитовой и глинисто-алеврито-псаммитовой. Толщина отложений изменяется от 140 до 400 м.

Область мелководья охватила значительную часть территории юга седиментационного бассейна, где раньше существовал мелкий шельф, а также распространилась в более северные его районы, огибая в виде полос более глубоководную территорию. В ее пределах

Рис. 1. Легенда литолого-палеогеографических карт среднеюрской эпохи севера Западной Сибири и акватории Карского моря



Литологические области

$П_1ГрО_4$ - преимущественно псаммитовая
$П_3Гл_3Ал_4$ - преимущественно псаммитово-глинистая
$П_3Ал_{3-4}Гл_{3-5}$ - псаммитово-алевритово-глинистая
$Ал_{2-3}П_3Гл_{3-5}$ - алевритово-псаммитово-глинистая
$Гл_{2-4}Ал_{2-4}П_4$ - глинисто-алевритово-псаммитовая
$Гл_{1-3}Ал_{2-4}П_5$ - преимущественно глинисто-алевритовая
$Гл_{1-3}Ал_{3-4}$ - глинисто-алевритовая

Литологические компоненты разреза

ГрО - грубообломочная: брекчия, галечная и гравелитовая
П - псаммитовая; Ал - алевритовая; Г - глинистая;
У - углистая

Содержание компонентов, %

1 - 100-76; 2 - 75-51; 3 - 50-26; 4 - 25-11; 5 - 10-1; 6 1

Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта лайдинского (ааленского) времени севера Западной Сибири и акватории Карского моря

формировались алеврито-песчано-глинистые осадки, современные толщины которых варьируют от 120 до 320 м.

Прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, имели более широкое распространение, чем раньше. Они существовали вблизи областей размыва в виде обширных участков на юге рассматриваемой территории, а также меньших по площади в северных его районах. В этой области накапливались песчано-алевритовые осадки, современные толщины которых изменяются от 60 до 240 м.

Прибрежные аллювиальные равнины имели наименьшее распространение. Они повсеместно оконтуривали области размыва, причем наиболее широкое их развитие отмечалось в линейной зоне, простирающейся вдоль Сибирской платформы. Состав накопившихся осадков в основном или преимущественно песчаный.

Леонтьевское время характеризуется повышением уровня сибирских морей, которое вызвало обширную трансгрессию на севере Западной Сибири и акватории Карского моря. В то время на рассматриваемой территории расширены контуры осадочного бассейна и изменились обстановки осадконакопления. Это, прежде всего, касается ее северной половины — центральной наиболее погруженной части акватории Карского моря, Енисей-Хатангского прогиба и Гыданского полуострова. Здесь существовавший ранее мелководный шельф сменился на глубоководный, в котором накапливались преимущественно глинисто-алевритовые осадки. Современные толщины их изменяются от 40 до 360 м. На остальной большей части региона развивался в основном мелководный шельф, мелководье и прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем.

Мелководный шельф и мелководье, как и раньше, охватывали большую часть юга исследуемой территории, а также в виде полос огибали глубоководную область на ее севере. В их пределах накапливались глины, алевриты и пески, которые в современном виде представлены тремя литологическими областями: алевритово-псаммитово-глинистой, глинисто-псаммитово-алевритовой и глинисто-алевритово-псаммитовой. Толщина отложений изменяется от 20 до 200 м.

Прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, и отчасти прибрежные аллювиальные равнины существовали лишь на окраинных частях бассейна, примыкающих к областям размыва. Состав накопившихся в их пределах осадков в основном песчано-алевритовый и песчаный. Современные толщины отложений изменяются от нескольких до 240 м.

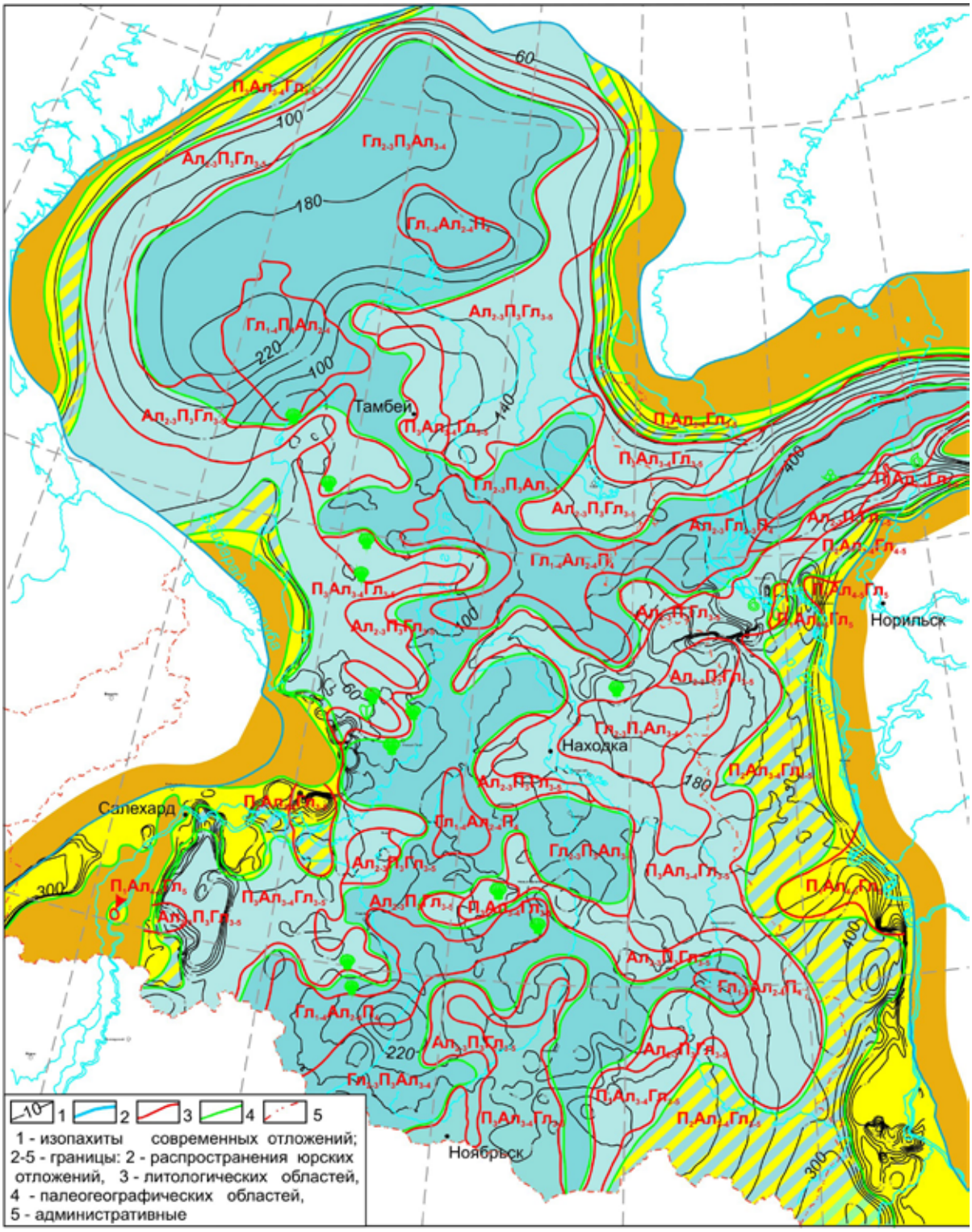
В малышевское время в пределах рассматриваемого региона произошло обмеление моря без сокращения его площади. Почти на всей территории сохранились морские условия осадконакопления, однако глубокая часть шельфа, существовавшая в акватории Карского моря, Енисей-Хатангского прогиба и Гыданского полуострова, сменилась на мелководную. Эта область по-прежнему существовала на большей части территории юга региона. В ней накапливались глинисто-песчано-алевритовые, алевритово-глинисто-песчаные и песчано-алевритово-глинистые осадки, имеющие современные толщины 100–150 м (рис. 3).

Мелководье в виде полос сложной формы оконтуривало более глубоководную область. В нем также формировались сложные по составу осадки, но содержание песков было увеличено. В современном виде они представлены преимущественно алевритово-псаммитовой и преимущественно глинисто-псаммитовой литологическими областями. Толщины их изменяются от 40 до 300 м.

Прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, и прибрежные аллювиальные равнины имели ограниченное распространение в рассматриваемой части осадочного бассейна, повсеместно примыкая к областям сноса терригенного материала. В них накапливались песчаные и в основном песчано-алевритовые осадки.

Литература

Шемин Г.Г., Бейзель А.Л., Вакуленко Л.Г., Москвин В.И. Литолого-палеогеографические реконструкции раннеюрской эпохи севера Западной Сибири и прилагающей акватории Карского моря // Тр. Международной научной конференции «Недропользование, горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых, геоэкология»: сб. материалов в 3 т. Т. 1. Новосибирск: СГГА, 2013. С. 13–18.



Литологические области

$П_1Ал_{4-5}Гл_5$ - в основном псаммитовая
$П_2Ал_{3-4}Гл_{3-5}$ - преимущественно псаммитовая
$П_3Ал_{3-4}Гл_{3-5}$ - преимущественно псаммитово-алевритовая
$Ал_{2-3}П_3Гл_{3-5}$ - преимущественно алевритово-псаммитовая
$Гл_{2-3}П_3Ал_{3-4}$ - преимущественно глинисто-псаммитовая
$Ал_{2-3}Гл_{2-3}П_4$ - алевритово- глинисто-псаммитовая
$Гл_{1-4}Ал_{2-4}П_4$ - глинисто- алевритово-псаммитовая

Литологические компоненты разреза

П -псаммитовая; Ал - алевритовая; Гл - глинистая;

Содержание компонентов, %

1 - 100-76; 2 - 75-51; 3 - 50-26; 4 - 25-11; 5 - 10-1; 6-0,9-0,1.

Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта малышевского (батского) времени севера Западной Сибири и акватории Карского моря

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА ПРИМЕРЕ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЛАМБЕЙШОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А.М. Шехирева, Ц.С. Тонашка

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», Пермь, Shehireva@permnipineft.com, tcvetana@yandex.ru

Тимано-Печорская НГП характеризуется сложным геологическим строением, а выделяющиеся в ее пределах крупные тектонические элементы резко отличаются друг от друга стратиграфией, мощностью и литолого-фациальными особенностями даже одновозрастных осадочных комплексов, что весьма затрудняет их изучение.

В последние годы перспективы прироста запасов углеводородов связываются с поисками и разведкой залежей, приуроченных к коллекторам со сложными литолого-петрофизическими свойствами. К числу сложно построенных коллекторов относятся и низкопоровые карбонатные коллекторы, на долю которых приходится свыше 20 % мировых запасов углеводородного сырья.

В работе представлены литологическая и петрофизическая характеристики пород-коллекторов, их типизация.

В качестве объекта исследований выбраны карбонатные отложения Ламбейшорского месторождения, вскрытые оценочными скважинами 1, 2 и разведочной скважиной 4, расположенных в пределах Лайско-Людминского нефтегазоносного района. В тектоническом отношении Восточно-Ламбейшорская структура расположена в юго-восточной части тектонического элемента 2 порядка Лайского вала, в зоне сочленения с Верхнелайской депрессией. Лайский вал принадлежит крупному структурно-тектоническому элементу 1 порядка Денисовскому прогибу, который, в свою очередь, входит в состав Печоро-Колвинского авлакогена.

Изучаемые толщи представлены карбонатными породами: известняками микробиально- и органогенно-детритовыми, доломитами вторичными. В скважине 4 вскрыты известняки микрозернистые.

Образование пустотного пространства карбонатных пород (пор, каверн, трещин), определяющего их ФЕС, тесно связано с их генезисом.

Как показывают данные литолого-петрографических исследований, изученные породы (данного разреза) в своем геологическом развитии подвергались широкому спектру постседиментационных преобразований: уплотнению, перекристаллизации, доломитизации, стилолитизации, трещиноватости и выщелачиванию. Каждый из перечисленных вторичных процессов оказывал неоднозначное влияние на формирование пустотного пространства на различных этапах литогенеза. Вторичные процессы, оказавшие наиболее существенное влияние на формирование ФЭС рассматриваемых карбонатных пород:

Перекристаллизация затрагивает как первичную микритовую массу, формируя сгустково-комковатую, так и органические остатки (биокласты). Приводит к формированию дополнительной межкристаллической пористости и улучшению коллекторских свойств пород (Багринцева, 1977).

Доломитизация: общее содержание доломита варьирует в широком пределе (от единичных кристаллов до формирования слоев). Доломитизация сопровождается часто полной перестройкой структуры породы. В нижней части отложений изученного разреза отмечаются прослои доломитов. Содержание пор диагенетической доломитизации-перекристаллизации в доломитизированных известняках и во вторичных доломитах составляет до 5 %.

Более поздняя эпигенетическая доломитизация ухудшает коллекторские свойства пород (запечатывает фенестральные полости).

Выщелачивание: в результате циркуляции растворов по ослабленным зонам формируются вторичные пустоты выщелачивания, однозначно улучшая ФЕС пород. В нашем случае на стадиях позднего диагенеза-эпигенеза сформированные пустоты практически полностью или частично заполнялись вторичным кальцитом, реже доломитом (Кузнецов, 1992; Багринцева, 1999).

Путями фильтрации наряду с порами также являются трещины и стилолиты. Процесс стилолитизации и трещинообразования является общим для всего изученного разреза.

В рассматриваемых отложениях выделяются несколько разновидностей трещиноватости:

Короткие и протяженные прерывистые слабоволнистые разнонаправленные и пересекающиеся открытые и сомкнутые трещинки (рис. 1).

Фрагменты переплетающихся разветвленных, редко прерывистых стилолитов зубчатого, бугорчатого, зубчато-бугорчатого, зубчато-столбчатого и столбчатого типа (рис. 2).

Рис. 1. Известняк органогенно-водорослевый, с примесью доломита, трещиноватый. Гл. 3645,03 м

Рис. 2. Известняк микробиально-детритовый, стилолитизированный. Гл. 3689,75 м

Короткие и протяженные прерывистые разветвленные прямолинейные слабоволнистые и конусовидные трещины, минерализованные яснокристаллическим кальцитом, иногда с примесью ангидрита, пирита, БОВ или доломита, иногда только доломитом (рис. 3).

В отложениях данного возраста также встречаются несколько генетических разновидностей кавернозности (рис. 4):

1 разновидность развита по первичному поровому пространству в результате выщелачивания.

2 разновидность развита по стенкам трещин и в разделительных пленках стилолитов, увеличивающая их раскрытость.

Развитие постседиментационных процессов привело к образованию различных типов коллектора.

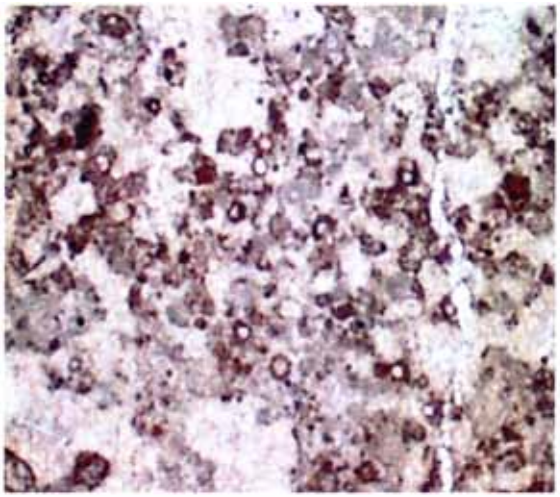


Рис. 3. Увеличение 25х. Проходящий свет. Минеральная трещина в известняке микробиально-детритовом (сферово-узорчатом). Гл. 3710,18 м

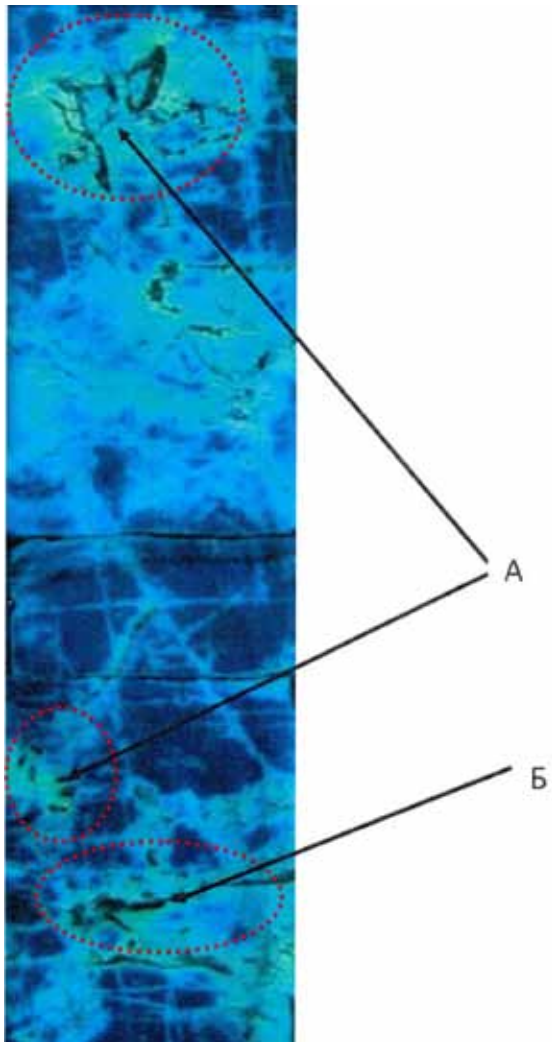


Рис. 4. Генетические разновидности кавернозности: **А** — развита по первичному поровому пространству в результате выщелачивания; **Б** — развита по стенкам трещин, увеличивающая их раскрытость. Микробиально-детритовый известняк, Гл. 3685,75–3686,10 м

Типизация пород-коллекторов по генетическим типам пустотного пространства изучаемых отложений основана на соотношении открытой пористости и абсолютной газопроницаемости. Данное соотношение отчетливо выделяет различный характер связи между этими показателями для коллекторов с различным типом пустотного пространства (Гудок, 2007). Основным критерием, определяющим тип коллектора, является способность породы пропускать через себя флюид, т.е. проницаемость. В зависимости от того, по каким пустотам преобладает фильтрация флюида, все образцы были разделены на три основные группы (рис. 5):

• **трещинный коллектор** характеризуется путями фильтрации за счет интенсивной трещиноватости. Образованию трещин в карбонатных породах благоприятствует высокий темп их уплотнения, повышение их хрупкости с глубиной. В результате исследований выявлено, что для такого коллектора характерна трещиноватость 1 и 2 разновидностей;

• **кавернoво-поровый коллектор** — преобладающая роль поровых каналов в проницаемости и пористости с дополнительным увеличением за счет каверн. Каверны развиты по первичному поровому пространству в результате выщелачивания (1-я генетическая разновидность кавернозности);

• **трещинно-порово-кавернoвый (смешанный) коллектор** — породы с более сложным типом пустотного пространства за счет кавернозности, развитой по стенкам трещин и в разделительных пленках стилолитов (2-я генетическая разновидность кавернозности), и трещиноватости, представленной трещинами различной формы и стилолитами.

Основная масса изучаемых пород — это известняки микробиально-детритовые, доломиты и известняки органогенно-детритовые. Для них характерны следующие фильтрационно-емкостные свойства.

Тип породы	Фильтрационно-емкостные свойства		
	Кп, %	Кпр, 10^{-3}мкм^2	Среднее значение
Органогенно-детритовые известняки	0,50–6,45	0,001–16,780	Кп=2,43; Кпр=0,4163
Количество образцов	25	19	41
Микробиально-детритовые известняки	0,43–21,95	0,001–9058,24	Кп=4,86; Кпр=0,9178
Количество образцов	1085	992	2077
Доломиты	0,45–24,24	0,001–18143,01	Кп=7,25; Кпр=1,5527
Количество образцов	195	191	386

Микробиально-детритовые известняки представляют все типы коллектора. Нет какой-либо закономерности в распределении на зависимости. Для данного литологического типа характерны различные генетические разновидности кавернозности и трещиноватости (рис. 6).

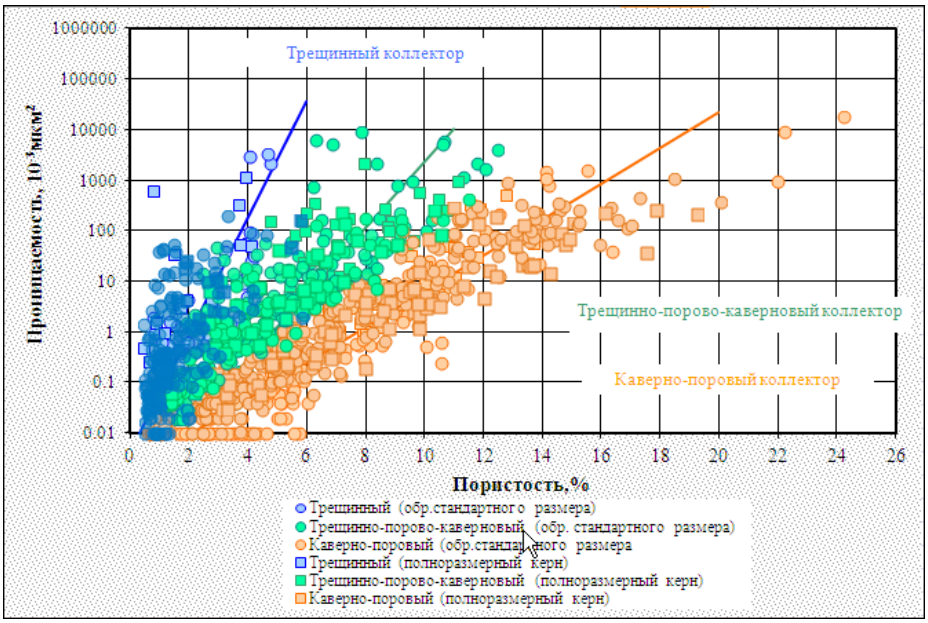


Рис. 5. Сопоставление результатов определения газопроницаемости и коэффициента открытой пористости Восточно-Ламбейшорского месторождения

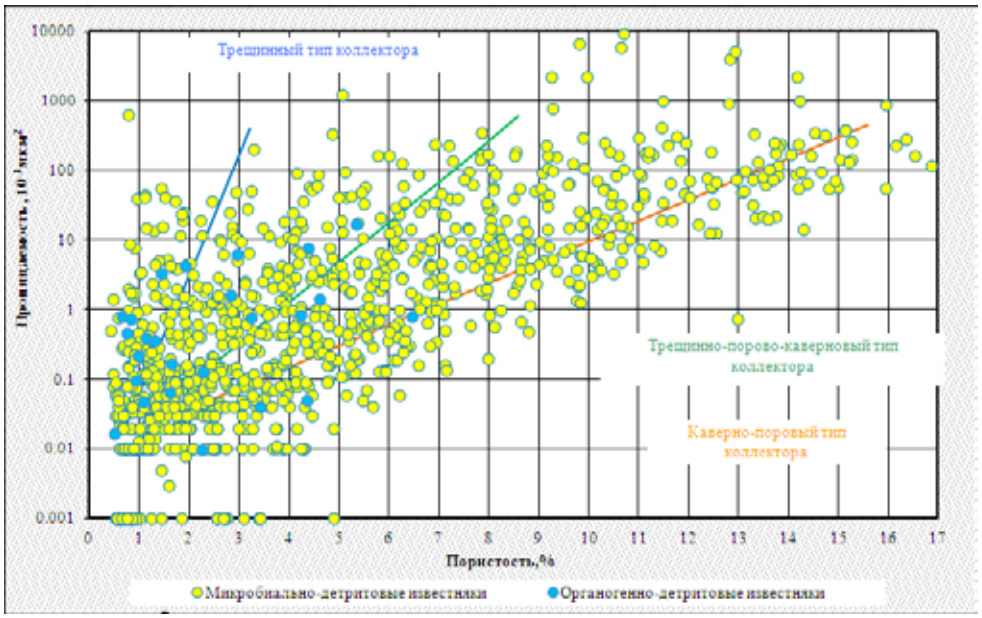


Рис. 6. Сопоставление результатов определения газопроницаемости и коэффициента открытой пористости известняков Восточно-Ламбейшорского месторождения

Органогенно-детритовые известняки преобладают в трещинном и смешанном типах коллектора, но данных недостаточно, чтобы выявить закономерность (рис. 6).

Доломиты представляют преимущественно трещинно-каверново-поровый и трещинно-порово-каверновый типы. В скважине 1 на зависимости Кп-Кпр доломиты относятся к трещинно-порово-каверновому и каверново-поровому типам коллектора. В скважине 2 доломиты распространены во всех типах коллектора, но данных недостаточно, для того чтобы выявить какую-либо закономерность. Доломиты в скважине 4 преимущественно относятся к трещинному и трещинно-каверново-поровому типам коллектора (рис. 7). Такое расположение данного литотипа объясняется его образованием в результате доломитизации известкового осадка в процессе диагенеза. Взаимодействие $CaCO_3$ осадка и находящегося в большом количестве в морской воде $MgSO_4$ приводит к образованию доломита. В результате замещения Ca на Mg происходит уменьшение объема породы и возникновение трещиноватости, а

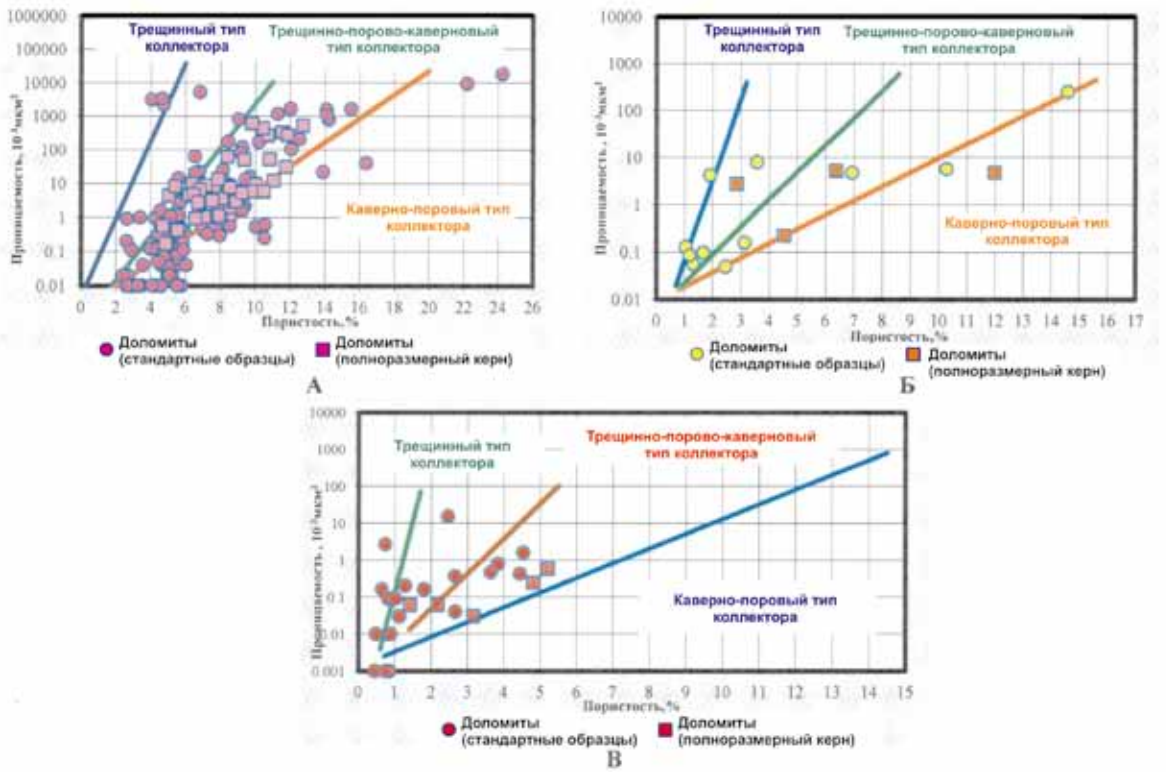


Рис. 7. Сопоставление результатов определения газопроницаемости и коэффициента открытой пористости доломитов Восточно-Ламбейшорского месторождения

вследствие этого улучшение коллекторских свойств. Развитие доломитизации приурочено к северным частям месторождения. С севера на юг происходит сокращение доли доломитов в разрезе скважины.

Заключение

Типизация пород-коллекторов по генетическим типам пустотного пространства изучаемых отложений Восточно-Ламбейшорского месторождения, основанная на соотношении открытой пористости и абсолютной газопроницаемости, позволила выделить следующие типы коллектора: трещинный коллектор; каверново-поровый коллектор; трещинно-порово-каверновый коллектор.

Формирование каверново-порового и смешанного типов коллектора связано с первичным (седиментационным) пустотным пространством, которое было увеличено в более поздних стадиях литогенеза (диа-и катагенез) за счет процессов окремнения, перекристаллизации, кальцитизации, доломитизации и выщелачивания.

Доломиты задонского горизонта обладают наилучшими коллекторскими свойствами. Их можно отнести к **коллекторам каверново-порового типа, осложненных трещиноватостью, со средними полезной емкостью и фильтрационными свойствами** (по классификации Багринцевой К.И.). Известняки задонского возраста неравномерно пористые (преимущественно низкопористые) и неравномерно проницаемые. Их можно отнести к коллекторам **каверново-порового, трещинно-каверново-порово и трещинного типов с низкой полезной емкостью и низкими фильтрационными свойствами.**

Литература

Багринцева К.И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1977. 231 с.

Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.

Гмид Л.П., Леви С.Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л., 1972.

Гудок Н.С., Богданович Н.Н., Мартынов В.Г. Определение физических свойств нефтеводосодержащих пород. М.: Недра, 2007. 592 с.

Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и её сопредельных территорий. СПб.: НЕДРА, 2005. 260 с.

Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

СОРБЦИОННЫЕ СПОСОБНОСТИ И ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ ТРАВЕРТИНОВ И ИХ ТЕХНОГЕННЫХ АНАЛОГОВ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА)

А.И. Шиф[1], Г.А. Семенов[2]

[1]Spectrum-Info Ltd, Киев, AlexanderShiff@spectrum-info.com
[2]ООО ГП «СЕВКАВГЕОПРОЕКТ», Ессентуки, gregsemenov@gmail.com

Достаточно широко распространенные на всех континентах, исключая пока только Антарктиду, выходы травертинов часто являются концентраторами в промышленных масштабах Ag, Au, As, W, Mn, F, Hg, Sr, Sb и др. (Байков и др., 1983). Они расположены в пределах большинства известных рудных полей и на территориях минеральных месторождений мира. Рассмотрим ряд сорбционных процессов, частично объясняющих высокую минералого-геохимическую информативность разновидностей травертиновых выходов на примере Альпийского тектоно-магматического пояса.

Роль органического вещества в концентрировании металлов в пределах биосферы нашей планеты носит весьма своеобразный и довольно сложный характер. На протяжении многих лет ряд исследователей высказывали мысль о существенной роли растительных и живых организмов в концентрации металлов в определенных фациальных условиях и в формировании многих гипергенных рудных месторождений. Так, А.И. Перельман считал, что «важным фактором восстановления в гидротермальных системах (помимо H_2S и его производных), вероятно, служили органические вещества, содержащиеся во вмещающих породах и водах. Гидротермальные руды часто образуются на пересечении жил с битуминозными породами, которые могли играть роль восстановителя» (Перельман, 1989, стр. 230–231).

В пределах Пшекиш-Тырныаузкой шовной зоны (район вольфрам-молибденового месторождения Тырныауз, Центральный Кавказ) нами были изучены впервые выделяемые битуминозные травертины проявлений Кыртыкское-2, ониксы кальцитовые проявлений Тегенекли, Кыртыкское-1, Верхне-Баксанское, Герхожанское, Былымское, а также натечные карбонаты кальцитового состава горизонта 2317 (орт 7) месторождения Тырныауз. Все проявления наблюдались нами в полосе интрузивных и метаморфических образований фундамента Центрального Кавказа.

Наибольший интерес в свете рассматриваемой проблемы представляют собой впервые выделяемые в мире битуминозные травертины проявления Кыртыкское-2 (Семенов, 2009). Их результаты люминесцентно-битуминологического анализа приведены в таблице 1.

Главный показатель наличия здесь кислородного барьера — это ожелезненные и омарганцованные участки русла, в большинстве случаев они оказываются значительно меньше обогащены ксеногенными включениями минералов, что выражается в количественном уменьшении числа минеральных видов, а также в частоте встречаемости последних (по результатам минералогического анализа нерастворимого остатка травертинов). Данный вопрос требует специального рассмотрения.

Как видно из таблицы 1, аномальным является образец № КЫР/19 битуминозных травертинов проявления Кыртыкское-2, хлороформенные и спиртобензольные экстракты которых были проанализированы методом ИК-спектроскопии на приборе UR-200 в НИИФОХ ЮФУ.

По результатам проведенных анализов, в хлороформенных и спиртобензольных экстрактах органического вещества по ИК-спектрам диагностируются эфиры, кислоты и алифатические соединения, максимальные концентрации которых совпадают с появлением шеелита в определенном интервале разреза травертинового выхода общей протяженностью

около 160 м и приходятся только на битуминозные разности травертинов. Данный факт был описан впервые (Семенов, 2009) и не согласуется с известными результатами образования высокотемпературных шеелитов.

Роль гидроксидов железа в накоплении соединений вольфрама и мышьяка наиболее четко прослежена на примере травертиновых выходов Верхне-Баксанского (Центральный Кавказ) и Лаштракского (Западный Кавказ).

Таблица 1. Результаты люминесцентно-битуминологического анализа травертинов битуминозных, ониксов кальцитовых и натечных карбонатов

Номер образца	Интенсивность люминесценции		Тип битумоидов	Процентное содержание	
	Хлороформенный экстракт	Спирто-бензольный экстракт		Битумоиды	
				«А», 10^{-3}	«С», 10^{-3}
КЫР-2/15	2	3,5	МБ+МСБ	0,02	0,2
КЫР-2/19	21	12	СБ+МСБ	**2,6**	**0,9**
КЫР-1/2о	2	4	МБ+МСБ	0,02	0,3
ТГ/6о	2,5	5	МБ+МСБ	0,025	0,4
ВБ/7о	1,5	3	МБ+МСБ	0,015	0,1
ГЕР/10о	1,5	4	МБ+МСБ	0,015	0,3
Б19/3о	1,5	3	МБ+МСБ	0,015	0,1
2117з/7о	1,5	4	МБ+МСБ	0,015	0,3

Верхне-Баксанское проявление травертинов расположено в левом борту р. Баксан (Республика Кабардино-Балкария), в 0,6 км ниже устья р. Кыртык на склоне горы Сабамык. Наибольший интерес представляют сильно ожелезненные разности травертинов с арагонитовыми прожилками, наблюдающиеся в основании «плаща», и маломощные (1–3 см) прослои темно-коричневых «мраморных ониксов» кальцитового состава.

Лаштракское проявление травертинов расположено в верховьях одноименного левого притока р. Б. Лаба (Республика Карачаево-Черкесия). Выход древнечетвертичных травертинов, отложенных из вод Лаштракских источников, представляет собой купол ярко-оранжевого цвета размером 100*120 м при максимальной мощности от 5 до 7 м.

Как было отмечено выше, характерной особенностью ландшафта бескарбонатных пород во влажном климате является его повышенная кислотность. В этих условиях на участке травертинонакопления формируются совмещенные щелочной, кислородный, сорбционный и другие барьеры, что можно наблюдать в настоящее время на выходах Лаштракских и Верхнебаксанских источников, где интенсивно осаждаются гидроксиды железа, в больших количествах сорбирующие мышьяк и вольфрам. Это подтверждается наличием в нерастворимом остатке песчаного класса, но только в тяжелой фракции, весовых количеств шеелита, а также единичных зерен арсенопирита и пирита, которые отсутствуют в образцах с наибольшим процентным содержанием нерастворимого остатка (Семенов, 2009).

Можно сделать вывод о высокой минералого-геохимической информативности битуминозных и ожелезненных разностей травертинов Северного Кавказа, которая может быть использована для поиска и локального прогноза эндогенного оруденения различного генезиса в пределах всего Альпийского пояса.

Таким образом, процессы травертинообразования и сами конкретные выходы по своей площадной распространенности объединяют в себе ряд общеизвестных геохимических барьеров, которые в различных вариациях практически полностью перекрывают в плане местоположение источниковых карбонатных осадков. Высокая минералого-геохимическая информативность битуминозных и ожелезненных интервалов, являющихся геохимическими микробарьерами в химически чистых карбонатных выходах травертинов, объясняется сорбционными процессами, позволяющими накапливать ряд микрокомпонентов, которые в результате катагенетических преобразований превращаются в ряд аутигенных минералов, ранее

запретных для данного температурного интервала и считавшихся ксеногенными, связанными с подстилающими травертины породами.

Основные выводы, полученные по результатам вакуумно-декриптометрических исследований природных травертинов и их техногенных аналогов, широко распространенных на территории Северного Кавказа, сводятся к следующему:

Таблица 2.Результаты вакуумно-декриптометрического анализа техногенных и природных травертинов (мм^3 на 1 г навески)*

Газово-жидкие включения	Проявления (современная Т °С минер. вод)			
	«Лесная сказка» 65°, 6°	Аминовка	Министочник 62-65°	Железноводск 60°
Усредненный температурный интервал декрипитации, °С (max)	60–80 (200–220)		60–160 (140–160), 300–340 (320–340)	60–140 (120–140), 340–380 (360–380)
техногенные травертины				
CO_2 (среднее значение)	3,7–12,3·10^6 (8,9·10^6)		2,7–36,2·10^5 (4,1·10^5)	5,5–34,1·10^6 (16,7·10^5)
Σ легких газов (среднее значение)	0,6–2,7·10^5 (1,6·10^5)		1,5–6,6·10^4 (2,8·10^4)	0,3–1,2·10^5 (0,4·10^5)
H_2S (среднее значение)	8,8·10^3		1,6–50,3·10^3 (15,2·10^3)	0,01–2,1·10^3
H_2O (среднее значение)	1,6–2,8·10^6 (2,2·10^6)		4,2–18,8·10^5 (8,7·10^5)	8,7–29,5·10^5 (20,6·10^5)
природные травертины				
Усредненный температурный интервал декрипитации, °С (max)	60–100 (80–100)	60–120 (100–120) 220–300 (280–300)		60–100 (80–100) 220–320 (300–320)
CO_2 (среднее значение)	1,9–4,1·10^6 (2,5·10^6)	2,7–11,8·10^5 (3,8·10^5)		0,5–9,2·10^5 (4,2·10^5)
Σ легких газов (среднее значение)	1,4–2,7·10^5 (2,0·10^5)	0,4–1,5·10^5 (0,8·10^5)		0,8–7,9·10^4 (4,7·10^4)
H_2S (среднее значение)	-	3,1·10^5		1,3·10^4
H_2O (среднее значение)	1,9–4,0·10^6 (2,9·10^6)	4,3–9,9·10^5 (6,5·10^5)		0,6–30,7·10^5 (11,5·10^5)

Газово-жидкие включения	Проявления (современная Т °С минер. вод)		
	Пятигорск 49°	Нагутское 42°	Кармадон 57°, 84°
техногенные травертины			
Усредненный температурный интервал декрипитации, °С (max)	40–120 (100–120), 200–240 (220–240), 360–440 (420–440)	120–140, 200–280 (260–280), 340–400 (380–400)	20–120 (80–100), 140–220 (140–160)
CO_2 (среднее значение)	0,3–5,4·10^6 (2,2·10$^{6)}$	1,8–11,9·10^5 (12,5·10^5)	0,2–0,9·10^5 (0,4·10^5)
Σ легких газов (среднее значение)	7,2–1,5·10^4 (8,6·10^4)	0,4–1,9·10^4 (1,2·10^4)	1,2–4,9·10^5 (3,4·10^5)
H_2S (среднее значение)	1,1·10^4	-	-
H_2O (среднее значение)	1,2–2,9·10^6 (2,0·10^6)	3,2–2,8·10^5 (13,3·10^5)	0,6–2,3·10^5 (1,8·10^5)
природные травертины			
Усредненный температурный интервал декрипитации, °С (max)	80–160 (140–160), 240–260		40–300: а) 60–80 б) 280–300
CO_2 (среднее значение)	9,3·10^4		а) 0,5·10^5 б) 7,5·10^5 Σ 7,9·10^5
Σ легких газов (среднее значение)	1,4v10^4		а) 1,4·10^5 б) 1,7·10^5 Σ 3,1·10^5
H_2S (среднее значение)	2,9·10^4		-
H_2O (среднее значение)	4,5·10^5		а) 17,8·10^5 б) 13,4·10^5 Σ 30,8·10^5

*Анализы выполнены в НИИ физической и органической химии ЮФУ на вакуумном декриптометре серии ВД конструкции В.М. Демина и др.

1. По данным декриптометрических исследований начальный этап первого интервала вскрытия газово-жидких включений обычно совпадает с реальной температурой минеральных вод, отлагающих современные техногенные травертины (табл. 2), что позволяет, вероятно, интерполировать температуру декрипитации включений природных палеотравертинов на температуру минеральных палеовод, их отложивших.

2. По результатам газовой хроматографии включения техногенных новообразований являются преимущественно вводно-углекислотного типа. Содержание углекислоты, воды и суммы легких газов варьирует, соответственно, в пределах 1,9–123,1; 0,6–29,5; 0,04–2,7·10^5 мм^3.

3. По результатам газовой хроматографии, отраженным в таблице, видно, что по насыщенности CO_2 техногенные травертины превосходят природные по проявлениям «Лесная сказка», Железноводск, Пятигорск в 3–10 раз и уступают в 20 раз в проявлении Кармадон. Следует отметить высокую насыщенность CO_2 в техногенных травертинах проявлений «Министочник» и Нагутское. Максимальное содержание CO_2 в травертинах «Лесная сказка», что связано с близостью Черкесского и Белореченского глубинных разломов. Значительное преобладание CO_2 в природных травертинах Кармадона по сравнению с техногенными объясняется непосредственной близостью вулканического аппарата Казбека. По содержанию легких газов техногенные травертины превосходят природные по проявлениям Железноводск, Пятигорск и Кармадон, несколько уступая в проявлении «Лесная сказка», что объясняется, по-видимому, потерей газовой фазы при двукратных переливах во время транспортировки минеральных вод от скважины № 2, находящейся в ст. Абадзехская, к потребителю. Из семи исследованных проявлений максимальная насыщенность легкими газами наблюдается в природных и техногенных травертинах Кармадона, что связано с непосредственной близостью вулкана Казбек.

Присутствие большего количества легких газов в природных травертинах «Лесная сказка» по сравнению с техногенными, должно быть, вызвано значительной потерей газов при транспортировке минеральной воды в цистерне в профилакторий «Лесная сказка» и последующем переливе данной воды из цистерны в накопительную емкость санаторного комплекса. По водонасыщенности техногенные травертины курортов Железноводска и Пятигорска превосходят природные травертины. В «Лесной сказке» и Кармадоне наблюдается обратная зависимость (для Кармадона отношение содержания H_2O в природных к содержанию H_2O в техногенных травертинах равно 15). Наибольшая водонасыщенность наблюдается в травертинах профилактория «Лесная сказка».

Не исключена возможность того, что использование результатов декриптометрических и газово-хроматографических исследований природных травертинов и их карстовых и поверхностных благородно окрашенных разновидностей («мраморных ониксов») позволит в дальнейшем проводить разбраковку минеральных новообразований по наличию или отсутствию пространственно-генетической связи с эндогенным оруденением различного генезиса. Данная связь может проявляться как в общей газонасыщенности включений, так и в отношении концентраций отдельных газовых составляющих и водонасыщенности. Это позволяет выделять на диаграммах зоны (области), характеризующие отдельные группы месторождений сероводородно-углекислых вод различной минерализации и температуры, рудных месторождений и проявлений, а также определять наличие связи водно-углекислотной (или водно-сероводородной) насыщенности во включениях с характеристикой тектонических нарушений по глубинности их заложения с применением разбраковочного коэффициента.

Следовательно, природным травертинам, широко распространенным не только в Северо-Кавказском регионе, но и во всем Альпийском поясе мира, необходимо уделять самое пристальное внимание как источнику важных сведений о процессах, приводящих к их образованию в зоне гипергенеза и оруденению на глубине. В последнем случае травертинообразование часто является заключительной фазой рудоформирующих процессов или имеет пространственно-генетическую связь с рудным телом. Использование результатов термобарогеохимических исследований в комплексе с минералого-геохимическими анализами травертинов при поисковых работах позволит открыть новые месторождения полезных ископаемых различного генезиса, особенно в регионах тектоно-магматической активизации.

Литература

Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А. Травертины Северного Кавказа // Геология рудных месторождений. 1983. № 2. С. 57–66.

Перельман А.И. Геохимия. М.: ВШ, 1989. 528 с.

Семенов Г.А. Сорбционные процессы в травертинах Альпийского пояса мира // Природные минеральные сорбенты Юга России и перспективы их использования: Мат-лы Всерос. науч. конф. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ, 2009. С. 81–93.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦИКЛОГЕНЕЗА В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНАХ

С.Б. Шишлов

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, sshishlov@mail.ru

На сегодня существуют теоретические, методические и факторологические предпосылки для выявления специфических черт циклогенеза в эпиконтинентальных палеобассейнах экваториальной жаркой гумидной, субэкваториальной жаркой переменно-влажной (семигумидно-семиаридной), тропической жаркой аридной, субтропической и умеренной с сезонными изменениями температур гумидных, аридных и переменно-влажных климатических зон. Для этого необходимо реконструировать механизмы функционирования основных типов седиментационных систем и описать структурно-вещественные особенности продуцируемых ими трансгрессивно-регрессивных слоевых последовательностей — циклотем.

Теоретической базой исследования являются работы, посвященные механизмам седиментационной цикличности (Романовский, 1985) и климатическим типам седиментогенеза (Страхов, 1962). На этой основе выполнен структурно-генетический анализ разрезов терригенных сероцветных (карбон, пермь Таймырского, Тунгусского и Печерского бассейнов, мел Западно-Сибирской плиты), терригенно-карбонатных сероцветных (карбон, пермь Русской Плиты), карбонатных (девон и карбон Печерского бассейна, пермь Русской Плиты), терригенных и терригенно-карбонатных красноцветных (девон Русской Плиты) эпиконтинентальных комплексов, направленный на выявление циклотем, их типизацию и реконструкцию механизмов формирования на актуалистической основе. При этом мы исходили из того, что климат питающей провинции и палеобассейна является внешними факторами циклоседиментогенеза (Романовский, 1985). Он определяет только специфику системы седиментации — совокупности взаимосвязанных процессов осадконакопления, — эволюция которой является непосредственной причиной возникновения цикличности.

В результате показано, что в эпиконтинентальных палеобассейнах разных климатических зон существовали седиментационные системы глубоководного шельфа, открытого мелководья, изолируемого мелководья, лагуны и дельты. Трансгрессивно-регрессивный цикл эволюции седиментационной системы каждого типа формировал особую циклотему, слоевая структура которой инвариантна возрасту, региону и климату. Однако именно климат в существенной мере определял специфику вещественного состава и комплекса первичных признаков (текстуры, включения, новообразования, ориктоценозы, ихнофоссилии) слоев, образующих эпиконтинентальные циклотемы. Кроме перечисленных выше интерзональных типов седиментационных систем, существуют зональные типы, возникающие только в специфических климатических условиях. Это, например, седиментационная система органогенных построек, характерная для тропической жаркой аридной климатической зоны.

В условиях экваториального жаркого гумидного климата формировались карбонатно-терригенные сероцветные, часто угленосные циклотемы. На трансгрессивной фазе седиментационные системы функционировали в условиях дефицита терригенного материала, возникающего за счет подъема базиса эрозии, и одновременного повышения продуктивности морской фауны благодаря увеличению прозрачности и нормализации солености вод

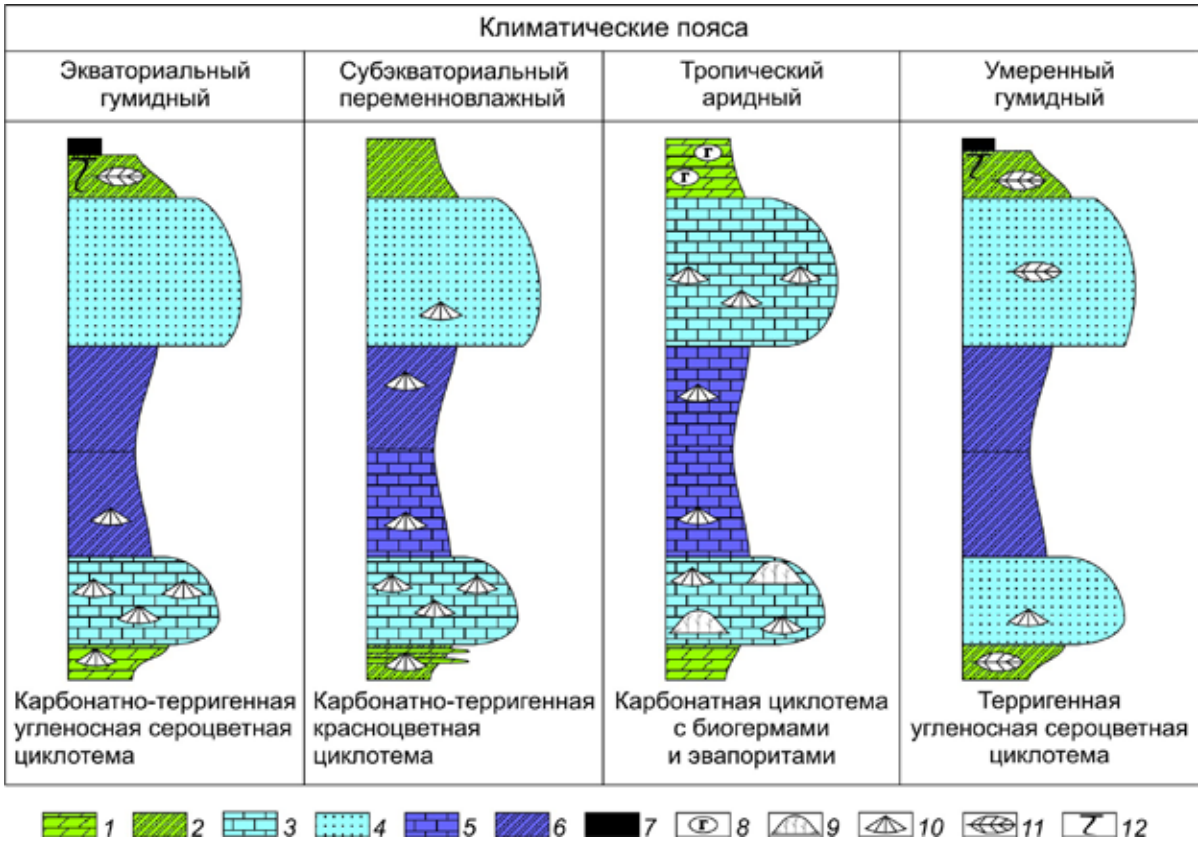
прибрежного мелководья. Это приводило к накоплению карбонатных слоев. На регрессивной фазе сток с континента увеличивался и биопродуктивность морских организмов падала за счет снижения прозрачности и опреснения прибрежных вод. В результате накапливались терригенные слои. Влажные вечнозеленые экваториальные леса продуцировали значительное количество растительной органики, поступление которой в эпиконтинентальный бассейн определяло серый цвет формирующихся осадков. В низовых болотах накапливались торфяные залежи, которые после захоронения трансгрессивными осадками образовывали слои угля. Такие условия существовали при накоплении циклотем нижнего и среднего карбона Подмосковного бассейна, Донбасса, формации Йоридейл (Великобритания) и пенсильванских формаций Мидконтинента (США).

В условиях субэкваториального жаркого переменно-влажного (семигумидно-семиаридного) климата возникали карбонатно-терригенные красноцветные циклотемы. Для них характерна существенная изменчивость соотношения карбонатных и терригенных слоев, которое определяли тип седиментационной системы и объемы поступавшего в палеобассейн терригенного материала. Так, в дельтовых циклотемах абсолютно доминируют терригенные отложения, а в циклотемах открытого мелководья, которые формировались вдали от устьев рек, часто преобладают карбонатные слои. При этом карбонатны локализуются преимущественно в трансгрессивных, а терригенные слои — в регрессивных частях циклотем. Размыв формировавшихся на континенте субэкваториальных латеритов приводил к поступлению в эпиконтинентальный бассейн красных окислов железа, для восстановления которых не хватало органического вещества, продуцируемого наземными растительными сообществами. Иллюстрацией этого типа циклогенеза являются разрезы франского яруса Русской плиты.

Для эпиконтинентальных бассейнов тропического жаркого аридного климатического пояса характерны карбонатные циклотемы, содержащие остатки тепловодной (хлорозоновой) фауны. Это связано с низким твердым континентальным стоком (преимущественно эоловый перенос) и высокой биопродуктивностью шельфов с теплыми прозрачными водами нормальной солености. Седиментационные системы дельт здесь возникали только в виде исключения, т.к. речная сеть была крайне разреженна и транспортировала пресную воду транзитом из областей с влажным климатом. За счет абсолютного преобладания количества испаряющейся воды над атмосферными осадками происходило осолонение акваторий лагун и придонных вод ниже базы волнений. Для сформировавшихся в этих обстановках слоев характерно повышенное содержание карбонатов магния и присутствие выделений эвапоритов. В этом климатическом поясе возникали особые седиментационные системы органогенных построек и себх. Такой тип циклогенеза реализовывался при формировании карбонатных разрезов нижней перми Русской плиты, девона и карбона Печерского бассейна.

В бассейнах субтропического и умеренного климатических поясов седиментационные системы функционировали на фоне сезонной изменяющейся и в целом невысокой температуры. При этом здесь могли существовать гумидные, аридные и переходные переменно-влажные (семигумидно-семиаридные) условия циклогенеза. Гумидный климат приводил к формированию терригенных сероцветных, часто угленосных циклотем, особенности которых установлены при изучении верхнего палеозоя Таймырского, Тунгусского, Печерского бассейнов и подробно описаны в монографии (Шишлов, 2010). В аридных условиях формировались циклотемы, сложенные «холодноводными» карбонатами, которые содержат выделения глауконита и бореальную (форамоловую) фауну. Результатом циклогенеза этого типа, по-видимому, являются разрезы нижнего – среднего ордовика Русской плиты и верхнего ордовика Сибирской платформы (Дронов, Зайцев, 2011). Семигумидно-семиаридные вариации субтропического и умеренного климатов, вероятно, приводили к образованию карбонатно-терригенных сероцветных циклотем.

На рисунке представлены обобщенные модели циклотем, сформировавшиеся в разных климатических условиях в результате полного трансгрессивно-регрессивного цикла миграции энергетических зон эпиконтинентального бассейна: низкоэнергетической мелководной (зона Z), высокоэнергетической мелководной (зона Y) и низкоэнергетической глубоководной (зона X). Видно, что все циклотемы имеют близкую слоевую структуру, формирование которой



Климатические вариации эпиконтинентальных циклотем.

1 — микритовые известняки и доломиты зоны Z, 2 — аргиллиты и алевролиты зоны Z, 3 — детритовые известняки зоны Y, 4 — песчаники зоны Y, 5 — микритовые известняки зоны X, 6 — аргиллиты и алевролиты зоны X, 7 — уголь, 8 — эвапориты, 9 — органогенные постройки, 10 — морская фауна, 11 — континентальная флора, 12 — корневые системы

связано со сменой во времени условий зон Z, Y, X (трансгрессивная последовательность), а затем X, Y, Z (регрессивная последовательность). При этом особенности вещественного состава и генетическую специфику отложений определяет климат.

Очевидно, что представленная схема климатических вариаций циклогенеза нуждается в существенной доработке, уточнении и детализации. Для этого целесообразно использовать геохимические, минералогические и петрографические индикаторы климата, определения палеотемператур по соотношениям Ca/Mg в биогенных карбонатах и по изотопам кислорода в биогенных фосфатах, оценки первичной биопродуктивности по изотопным соотношениям углерода в биогенных карбонатах, в сочетании с палеомагнитными исследованиями, направленными на определение палеоширот, на которых формировались анализируемые разрезы.

Литература

Дронов А.В., Зайцев А.В. Холодноводные карбонаты в верхнем ордовике Сибирской платформы. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания «Концептуальные проблемы литологических исследований в России». Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2011. Том I. С. 280–284.

Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: в 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. I. 212 с.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: СПГГИ (ТУ); ЛЕМА, 2010. 276 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН НАКОПЛЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

С.И. Школьник[1], Е.Ф. Летникова[2], С.В. Вещева[1]

[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sink@crust.irk.ru*
[2]*Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, efletnik@igm.nsc.ru*

Значительная площадь Тункинских гольцов Восточного Саяна, находящаяся вблизи границы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) с Сибирским кратоном, принадлежит к районам с четко выраженным покровно-складчатым строением. Здесь породы чехла Тувино-Монгольского микроконтинента образуют автохтонную структуру, аллохтон представлен породами Тункинского террейна. Толща автохтона хорошо коррелируется с венд-кембрийским субплатформенным осадочным чехлом Тувино-Монгольского микроконтинента. В составе Тункинского фрагмента венд-кембрийского чехла ТММ выделяются (снизу вверх) верхнешумакская, горлыкская и араошейская свиты (Боос, 1991). Араошейская свита сложена в основном известняками, обособленными в индивидуальной тектонической структуре, отложения горлыкской свиты представлены преимущественно карбонатными породами существенно доломитового состава с характерными для свиты обильными фитогенными постройками (строматолиты, микрофитолиты), являющимися в отдельных горизонтах породообразующими. Верхнешумакская свита, имеющая преимущественно терригенный состав, с размывом залегает на рифейских офиолитах, являющихся частью фундамента ТММ (Кузьмичев, 2004) и согласно подстилает горлыкскую свиту, являясь базальной для венд-кембрийского чехла Тувино-Моногольского микроконтинента.

Терригенные породы, отобранные из разреза верхнешумакской свиты в бассейне верхнего течения р. Шумак, представляют собой рассланцованные песчаники кварцевого или кварц-полевошпатового состава с хлорит-серицитовым цементом, при повышении степени метаморфических преобразований в песчаниках появляются лейсты биотита, из акцессорных минералов присутствует сфен, пирит и циркон. Исходя из петрохимических данных, протолит метапесчаников верхнешумакской свиты представлен граувакками, иногда литаренитами и аркозами, т.е. химически незрелыми или умеренно зрелыми псаммитами. Особенности распределения индикаторных элементов-примесей в метапесчаниках верхнешумакской свиты показывают, что основным источником сноса для них являлись породы среднего и кислого составов, при этом существуют разности пород, формирование которых происходило только за счет продуктов размыва пород кислой специализации. Низкие значения Th/Co и пониженные La/Th отношений предполагают, что существенную роль в составе рассматриваемых пород играли менее зрелые источники, а именно островодужные образования андезитового и возможно базальтового составов.

Для установления возрастного диапазона накопления терригенных пород из четырех проб метапесчаников были выделены детритовые цирконы, U-Pb датирование методом LA-ICP-MS которых проводилось в Университете Гонконга по методике, подробно описанной в (Sun et al., 2008). Цирконы представлены в большей степени субидиоморфными длиннопризматическими и короткостолбчатыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами с розоватым и желтоватым оттенком. Конкордантные значения возрастов цирконов из терригенных пород верхнешумакской свиты укладываются в четыре возрастных диапазона: 780–790, 810–930, 960–1020 и 2330–2570. На гистограмме измеренных возрастов также отображаются три пика, полученные по единичным зернам детритовых цирконов, соответствующие возрастам 1353±9 млн лет, 1762±12 млн лет и 1986±10 млн лет. Наименьшее значение возраста, полученное по циркону из песчаников свиты, соответствует 676±4 млн лет.

Петрографическое и петрохимическое изучение пород шумакской свиты указывают на ближний перенос и местный источник сноса. Главными тектоническими элементами, расположенными в непосредственной близости, в первую очередь являются породы Гарганской глыбы, офиолиты Дунжугурской дуги и вулканиты Сархойской активной континентальной окраины. На современном срезе геохронологических исследований ТММ можно утверждать, что источником сноса молодых цирконов возрастного диапазона 780–790 млн лет (6 измерений) могут являться вулканиты Сархойской серии (787±7 млн лет) (Кузьмичев и др., 2011) или близкие по возрастному диапазону тоналиты Сумсунурского комплекса, вскрытые в пределах Гарганской глыбы (785+11 млн лет) (Кузьмичев, 2004).

Протяженная островодужная система, время заложения которой фиксируется по плагиогранитам Дунжугурского офиолитового комплекса, отвечает 1020 млн лет (Khain et al., 2002), согласно предположениям А.Б. Кузьмичева (2004), существовала в интервале 800–1000 млн лет. На данный временной диапазон приходится основная часть измеренных конкордантных значений возрастов цирконов из верхнешумакской свиты. Вероятнее всего, вулканиты зрелой стадии развития Дунжугурской островодужной системы, частично утраченные в ходе субдукционных процессов, либо перекрытые мощным венд-кембрийским осадочным чехлом ТММ и не отдатированные на сегодняшний день, могли служить основным источником материала для терригенных пород верхнешумакской свиты. Еще одним вероятным источником сноса могли являться породы Гарганской глыбы, однако полученные датировки, пики которых отвечают значениям возрастов 2346±16 млн лет, 2440±20 млн лет, 2545±25 млн лет, в пределах глыбы до настоящего момента не обнаружены.

Исходя из полученных результатов по датированию детритовых цирконов, можно предполагать, что нижняя возрастная граница формирования терригенных отложений верхнешумакской свиты не древнее 670 млн лет. Перекрываются эти отложения карбонатными породами боксонской серии (аналог горлыкской свиты), накопление которых началось около 600 млн лет (Кузнецов и др., 2010), т.е. формирование верхнешумакской свиты происходило в достаточно узкий временной интервал от 670 до 600 млн лет. Питающими провинциями для отложений свиты являлись локальные источники сноса, в первую очередь рифейские породы Дунжугурской и Сархойской островодужных систем и, вероятнее всего, древние раннепротерозойские кристаллические образования Гарганской глыбы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00569) и Президиума СО РАН (ИП № 68).

Литература

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А. и др. // ДАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 350–355.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. // Геология и геофизика. 2011. № 7. С. 875–895.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.

Sun M., Yuan C., Xiao W. et al. // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 352–383.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

В.А. Шмырина[1], В.П. Морозов[2], Я.Х. Саетгалеев[1]

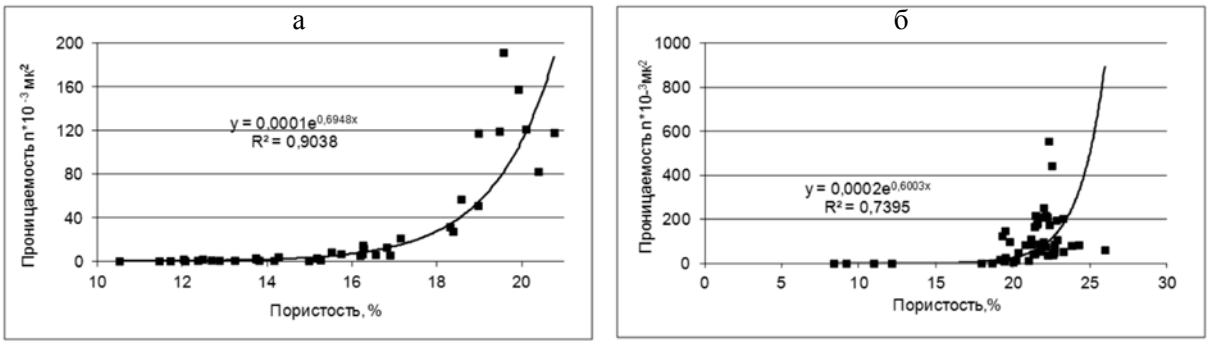
[1]Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени, Тюмень, shmyrinava@nipi.ws.lukoil.com
[2]Казанский федеральный университет, Казань, Vladimir.Morozov@ksu.ru

Формирование коллекторских свойств породы происходит на различных стадиях литогенеза, которым соответствуют различные факторы, определяющие пористость и проницаемость осадочных толщ. Следовательно, и влиять они будут по-разному: одни будут способствовать ухудшению, другие — улучшению коллекторских свойств.

Объектами исследования являются нефтяные продуктивные пласты нижнемелового (пласт $БС_{11}^1$) и верхнеюрского (пласт $ЮС_1^1$) возрастов, отложения которых представлены близкими по составу терригенными породами, различающиеся по коллекторским свойствам.

В работе проводится статистическая обработка данных гранулометрического анализа обломочных пород, их пористости и проницаемости, а также содержания глинистых минералов.

В первую очередь была проанализирована связь между проницаемостью и пористостью отложений основных продуктивных пластов $ЮС_1^1$ и $БС_{11}^1$ при помощи различных функций. Наиболее тесные связи между этими параметрами установлены при аппроксимациях в виде экспоненциальной функции. Однако, как видно на рисунке, значения этих параметров не строго ложатся на экспоненциальную кривую. При больших значениях пористости и проницаемости наблюдаются наибольшие их разбросы, что хорошо видно на правой части приведенных графиков. Это указывает на многофакторность связей, которые могут определяться как седиментогенно-катагенетическими процессами, так и вторичными изменениями наложенного характера. Для определения влияния названных факторов на коллекторские свойства пород построены другие графики, позволяющие оценить роль каждого из них. Однако привести в работе большое число построенных графиков не представляется возможным, поэтому их данные сведены в таблицу 1.



Графики зависимости проницаемости от пористости: а – для пласта $ЮС_1^1$, б – для пласта $БС_{11}^1$

Анализ таблицы показывает, что между коррелируемыми данными имеются как положительные, так и отрицательные связи. Интерпретация данных таблицы 1 может быть выполнена на основе определяющих их факторов (табл. 2). К числу таких факторов относятся, с одной стороны, седиментогенез, диагенез и катагенез (в работе используется термин «седиментогенез-катагенез»), а с другой, вторичные изменения наложенного характера.

Так, например, седиментогенез и последующие стадии (диагенез и катагенез) определяют положительные связи между пористостью и проницаемостью, с одной стороны, и медианным размеров зерен, с другой. Положительная связь свидетельствует о том, что с увеличением медианного размера зерен наблюдается увеличение пористости и проницаемости. Это соответствует положениям механогенного седиментогенеза. При процессах диагенеза и катагенеза такая закономерность в целом измениться не может.

Таблица 1. Таблица зависимостей между данными коллекторских свойств обломочных пород, их гранулометрическим составом и содержанием глинистых минералов

	Пористость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-3}$ мкм^2	Md, мкм	So	Содержание ПФ, %	Содержание каолинита в ПФ, %	Содержание хлорита в ПФ, %	Содержание ГССМ в ПФ, %
Пористость, %	–	+0,95 +0,83	+0,66 +0,05	−0,31 −0,11	−0,55 −0,36	+0,69 +0,17	−0,63 −0,26	−0,68 −0,26
Проницаемость, $n \cdot 10^{-3}$ мкм^2	+0,95 +0,83	–	+0,77 +0.37	−0,29 −0,54	−0,60 −0.54	+0,82 +0,49	−0,77 −0,4	−0,77 −0,57
Md, мкм	+0,66 +0,04	+0,77 +0,37	–	−0,48 −0,11	−0,63 −0,36	+0,76 +0,31	−0,63 −0,32	−0,71 −0,45
So	−0,31 −0,11	−0,28 −0,53	−0,48 −0,11	–	+0,77 +0,44	−0,12 −0,29	+0,02 +0,14	+0,16 +0,40
Содержание ПФ, %	−0,55 −0,36	−0,55 −0,54	−0,63 −0,36	+0,77 +0,44	–	−0,41 −0,22	+0,41 +0,1	+0,36 +0,34
Содержание каолинита в ПФ, %	+0,69 +0,17	+0,82 +0,49	+0,76 +0,31	−0,12 −0,29	−0,41 −0,22	–	−0,88 −0,98	−0,97 −0,94
Содержание хлорита в ПФ, %	−0,63 −0,26	−0,77 −0,4	−0,63 −0,32	+0,02 +0,14	+0,42 +0,10	−0,88 −0,98	–	+0,72 +0,88
Содержание ГССМ в ПФ, %	−0,68 −0,26	−0,77 −0,57	−0,71 −0,45	+0,16 +0,40	+0,36 +0,34	−0,97 −0,94	+0,72 +0,88	–

Примечание: 1) Md — медианный размер зерен, So — коэффициент отсортированности, ПФ — пелитовая фракция, ГССМ — гидрослюдисто-смешанослойный минерал; 2) в верхней части ячеек данные для пласта $ЮС_1^1$, в нижней для пласта $БС_{11}^1$; количество данных для пласта $ЮС_1^1$ 42, для пласта $БС_{11}^1$ 53.

Обратные зависимости, т.е. отрицательные связи, установлены между пористостью и проницаемостью, с одной стороны, и коэффициентом отсортированности зерен, с другой, что также соответствует положениям механогенного седиментогенеза. Аналогичные рассуждения могут быть приведены и для других зависимостей, приведенных в левом столбце таблицы 2. Важным для всех пород отложений пластов $БС_{11}^1$ и $ЮС_1^1$ является то, что они могут быть интерпретированы с позиций механогенного седиментогенеза и последующих диагенеза и катагенеза.

Другой характер зависимостей, не обнаруживающих связей с седиментогенезом-катагенезом (т.е. процессами седиментогенеза и фонового литогенеза), получен при оценке связи содержания каолинита с коллекторскими свойствами пород, гранулометрическими коэффициентами, содержанием пелитовой фракции, а также хлоритом и гидрослюдисто-смешанослойными минералами (правый столбец таблицы 2).

Другой характер зависимостей, не обнаруживающих связей с седиментогенезом-катагенезом (т.е. процессами седиментогенеза и фонового литогенеза), получен при оценке связи содержания каолинита с коллекторскими свойствами пород, гранулометрическими коэффициентами, содержанием пелитовой фракции, а также хлоритом и гидрослюдисто-смешанослойными минералами (правый столбец таблицы 2).

Полученные данные указывают на то, что каолинит, в отличие от хлорита и гидрослюдисто-смешанослойных минералов, не является седиментогенно-катагенетическим, его следует относить ко вторичным, образованным в результате изменения полевых шпатов и прежде всего калиевого полевого шпата. На последнее обстоятельство указывают данные рентгенографического анализа. На дифрактограммах наблюдается зависимость: с уменьшением доли калиевого полевого шпата увеличивается содержание каолинита.

Наибольшее содержание каолинита, в отличие от других глинистых минералов, наблюдается в обломочных породах, обладающих большим медианным размером частиц и более высокой степенью их отсортированности, что объясняется изначально более высокой пористостью и проницаемостью таких отложений.

Таким образом, изложенный материал позволяет оценить роль двух основных факторов, контролирующих коллекторские свойства обломочных пород. К их числу относятся седиментогенно-катагенетический и вторичные изменения наложенного характера.

Таблица 2. Генетическая интерпретация зависимостей, приведенных в таблице 1

Факторы	
Седиментогенез-катагенез	Вторичные изменения
Пористость / проницаемость – медианный размер зерен (+)	
Пористость / проницаемость – коэффициент отсортированности зерен (–)	
Пористость / проницаемость – содержание пелитовой фракции / хлорита / ГССМ (–)	Пористость / проницаемость – содержание каолинита (+)
Медианный размер зерен – коэффициент отсортированности (–)	
Медианный размер зерен – содержание пелитовой фракции / содержание хлорита / ГССМ (–)	Медианный размер зерен – содержание каолинита (+)
Коэффициент отсортированности зерен – содержание ПФ / содержание хлорита / ГССМ (+)	Коэффициент отсортированности зерен – содержание каолинита (–)
Содержание пелитовой фракции – содержание хлорита / ГССМ (+)	Содержание пелитовой фракции / хлорита / ГССМ – содержание каолинита (–)
Содержание хлорита – содержание ГССМ (+)	

Примечание: в круглых скобках указан знак зависимости — положительный или отрицательный.

КИМЕРИДЖСКИЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ: СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Е.В. Щепетова

Геологический институт РАН, Москва, shchepetova@ginras.ru

Специфической особенностью верхнеюрских толщ Русской плиты (РП) является широкое распространение в них углеродистых отложений. В «классических» разрезах центральных районов России установлен целый ряд углеродистых горизонтов (Страхов, 1934; Средний…, 1989; Брадучан и др., 1989; Hantzpergue et al., 1998 и др.). Особое положение среди них занимает волжская сланценосная толща, которая распространена на огромной территории РП и оценивается как региональное проявление событий, имевших субглобальный характер (Гаврилов и др., 2008). Также весьма широкое распространение имеют и более ранние позднекимериджские импульсы накопления ОВ, которые во многих палеобассейнах Северного полушария предшествовали масштабной и продолжительной аккумуляции углеродистых осадков в волжское время (Morgans-Bell et al., 2001; Захаров и др., 2005 и др.). В верхнекимериджских отложениях Русской плиты также установлены и детально исследованы горизонты углеродистых (16–17 % TOC) отложений.

В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба РП в течение кимериджа накопилась довольно мощная (около 60 м) толща карбонатно-глинистых осадков, разрез которой изучен нами в серии обрывов правого берега р. Волги, протянувшейся от д. Городищи (Ульяновская область) до д. Большие Тарханы (юго-западный Татарстан).

Верхняя часть разреза *(~18 м)* вскрывается у д. Городищи (Rogov et al., 2006). В основании видимой части залегает пачка голубовато-серых глинистых известняков (1,5 м), которая принадлежит терминальной части зоны Eudoxus верхнего кимериджа. Кровля этой пачки представляет собой поверхность подводного размыва, подчеркнутую двумя рядами пиритизированных и фосфатизированных раковин аммонитов. Над размывом залегает пласт темных пород (0,7 м), в середине которого прослеживается слой (0,05–0,12 м) темно-коричневых горючих сланцев, местами переработанный ходами илоедов (рисунок а). Выше залегает циклично

построенная толща (~15 м), принадлежащая преимущественно к зоне Autissiodorensis верхнего кимериджа. Цикличность выражена в чередовании светлых монотонных и более темных слоистых пачек (2–5 м), различающихся по содержанию биогенного карбонатного материала в глинистых породах. В целом зона Autissiodorensis характеризуется невысокой карбонатностью и заметно обогащена алевритовым материалом. При движении вверх по разрезу в верхней части кимериджских отложений алевритистость продолжает увеличиваться, а карбонатность - уменьшаться, с максимальными значениями в нижневолжских глинистых породах (зона Klimovi).

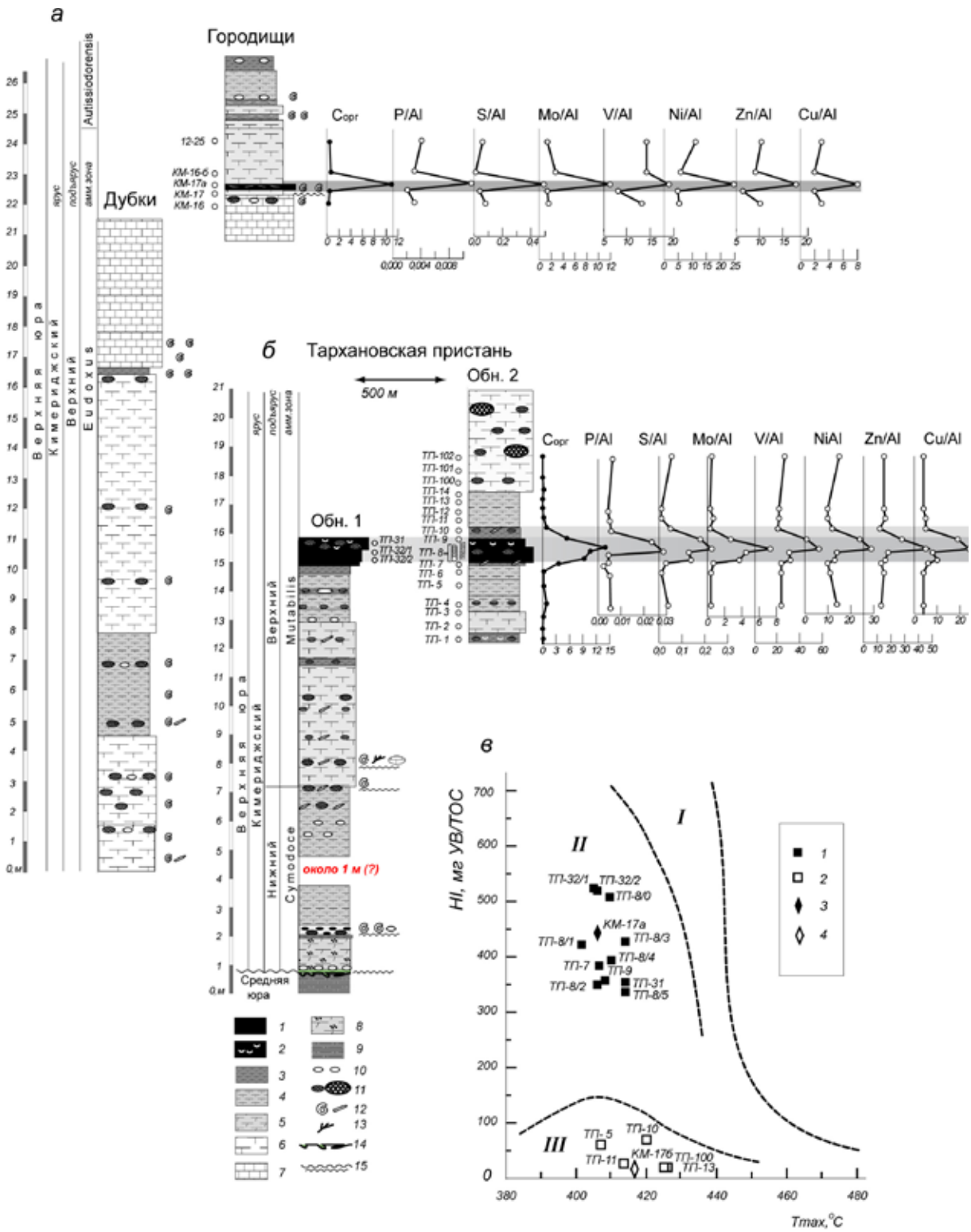
Средняя часть (~23 м) разреза верхнего кимериджа (зона Eudoxus) была изучена нами в разрезе «Дубки» (рисунок а), расположенном в нескольких километрах выше по течению р. Волги от разреза «Городищи». Она сложена тонкодисперсными и высококарбонатными «пелагическими» разностями глинистых пород с крайне низким (<1 %) содержанием $C_{орг}$.

Нижняя часть (~15 м) разреза верхнего кимериджа до настоящего времени оставалась наименее изученной. Новые данные о ее строении, биостратиграфии и литолого-геохимических особенностях получены нами в результате исследований разреза «Тархановская пристань» в 2011 году (рисунок б). Кимериджские отложения здесь с глубоким размывом залегают на толще алевритистых глин, датируемых средней юрой. На поверхности размыва сконцентрирован разнородный грубозернистый материал: окатанные фрагменты фосфатизированных аммонитов (1–3 см), угловатые обломки темных фосфоритов гравийной и песчаной размерности, глобулярный глауконит и обломочные зерна кварца, железистые оолиты (до 1–2 мм), мелкие фрагменты разрушения подводной железистой корки, раковинный детрит. Состав этого материала (остатки исключительно кимериджской фауны в сочетании с типичными компонентами среднеюрских железистых пород) показывает, что накапливался он в результате перемыва в основном кимериджских осадков, тогда как переотложенные среднеюрские компоненты, вероятно, сносились с располагавшейся неподалеку подводной возвышенности. Обломочные компоненты сцементированы глинистым материалом с примесью тонкодисперсного аутигенного глауконита. Над этим конгломератовидным слоем залегает пачка светлых глауконитсодержащих мергелей (1,3 м), в кровле которых присутствует поверхность перерыва, с многочисленными пиритизированными остатками аммонитов и маломощным (до 5 см) пластовым фосфоритом. Эта пачка относится к терминальной части зоны Cymodoce нижнего кимериджа (Щепетова, Рогов, 2013).

Над поверхностью перерыва залегает толща карбонатно-глинистых отложений (видимая мощность ~12 м) с характерным для разреза верхнего кимериджа цикличным строением. В этом разрезе так же, как в изученных ранее, наблюдается чередование светлых и более темных пачек глинистых пород, различающихся по содержанию планктоногенного карбонатного материала. Две светлые пачки (4–5 м) сложены голубовато-серыми относительно высоко известковистыми глинами (23–40 % $CaCO_3$), нацело биотурбированными, без признаков слоистости, тогда как две более темные пачки (2–3 м) — глинами с более низким содержанием $CaCO_3$ (8–15 %), менее биотурбированными, сланцеватыми. Петрографические данные свидетельствуют о значительном количестве рассеянного алевритового и песчаного материала в обеих разновидностях глинистых пород.

О присутствии слоя (0,5 м) углеродистых сланцев (15 % TOC) в нижней части кимериджских отложений известно из работы (Hantzpergue et al., 1998), в которой он был отнесен к нижнему кимериджу. Сходный по содержанию $C_{орг}$ (до 17–18 % TOC) горизонт, но более мощный (1,0–1,1 м) прослеживается на расстоянии около 0,5 км в двух обнажениях, расположенных выше по течению р. Волги от разреза Мимеи, в котором углеродистые сланцы первоначально были установлены (Hantzpergue et al., 1998). Новые биостратиграфические данные, полученные в ходе полевых работ 2010–2011 гг., позволяют утверждать, что данный горизонт, так же как и нижележащие глины мощностью 3–4 м, принадлежат к подзоне и зоне Mutabilis верхнего кимериджа, а карбонатные глины, перекрывающие углеродистый горизонт, относятся к подзоне Lallierianum зоны Mutabilis (Щепетова, Рогов, 2013).

Изученный углеродистый горизонт залегает внутри пачки относительно более темных сланцеватых глин и отчетливо выделяется в верхней части обнажения по своей темной окраске. На подстилающих глинах ($C_{орг}$ 0,77–3,0 %) углеродистые сланцы залегают по резкой



Разрез верхнего кимериджа северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, распределение в отложениях некоторых химических элементов и пиролитических (Rock-Eval) параметров: а — средняя часть (Дубки) и фрагмент верхней части (Городище) разреза; б — нижняя часть разреза (Тархановская пристань): 1 — сланцы углеродистые; 2 — раковины бентосных моллюсков в сланцах; 3 — глины с повышенным $C_{орг}$ (до 3–3,5 %); 4–6 — глины известковистые с разным содержанием биогенного $CaCO_3$; 7 — известняки глинистые пелитоморфные; 8 — мергели глауконитсодержащие; 9 — глины бескарбонатные алевритистые; 10 — фосфоритовые конкреции; 11 — пиритовые конкреции; 12 — аммониты, белемниты; 13 — остатки обугленной древесины; 14 — softground; 15 — перерывы, размывы; 16 — отбор образцов; в — пиролитические параметры и типы керогена на диаграмме Ван-Кревелена: 1–2 — отложения верхней части разреза (1 — углеродистые сланцы; 2 — глины); 3–4 — отложения нижней части разреза (3 — сланцы; 4 — глины)

горизонтальной границе, в нижних 5 см углеродистого слоя $C_{орг}$ достигает 9,3 %. Углеродистый горизонт неоднороден по строению и распределению $C_{орг}$ (5,6–13,7 %): нижняя часть (0,30 м) сложена темно-бурыми, практически бескарбонатными сланцами, остатки фауны в них не найдены; верхняя часть представлена известковистыми сланцами (12–15 % $CaCO_3$), которые заметно обогащены остатками известкового нанопланктона. На поверхностях напластования в них рассеяны редкие мелкие раковинки *Meleagrinella*, встречаются остатки ходов *Planolites*. Нижняя часть горизонта отделяется от верхней части пластом (0,2 м), ограниченным снизу и сверху горизонтами конденсации с рострами белемнитов и пиритовыми стяжениями, образовавшимися по аммонитам (10–15 см). К этому пласту, накапливавшемуся, вероятно, при некотором замедлении седиментации, приурочены сланцы с наиболее высокой концентрацией ОВ ($C_{орг}$ 9,8–13,7 %).

Литологические особенности и петрографический состав ОВ углеродистых сланцев из верхней и нижней частей разреза верхнего кимериджа различаются. Сланцы зоны Eudoxus (верхняя часть разреза) имеют «пелагический» облик, характеризуются тонкодисперсным глинистым матриксом, существенно обогащены остатками известкового нанопланктона. ОВ в них довольно однородное и представлено удлиненными тонкими пленками коллоальгинита однообразной темно-желтой окраски. Пленки располагаются в матриксе довольно плотно, ориентированы горизонтально и формируют отчетливую тонколаминированную текстуру, лишенную признаков синседиментационной биотурбации. Редкие остатки фауны в сланцах представлены раковинками агглютинирующих фораминифер и биогенным фосфатным детритом. Накопление углеродистых осадков происходило, вероятно, в обстановке с дефицитом кислорода.

Сланцы зоны Mutabilis (нижняя часть разреза) проявляют признаки более мелководных образований, формировавшихся ближе к палеоберегу, в менее стабильной седиментационной и геохимической обстановке. Они характеризуются заметным количеством примеси алевритового и песчаного материала, состав ОВ, по сравнению со сланцами зоны Eudoxus, менее однородный. В них доминирует коллоальгинит, его частички окрашены в разные оттенки желтого, оранжевого и коричневого цветов, не выдержаны по форме и размерности, горизонтальная ориентация часто нарушена биотурбацией. Помимо коллоальгинита в составе ОВ сланцев зоны Mutabilis в заметном количестве присутствует мелкий фитодетрит (не менее 10 %), а также специфические биоморфные образования — тонкие (доли мм) светло-желтые пленки, не поддающиеся таксономическим определениям, которые были отнесены к ламальгиниту (до 10 %).

Несмотря на различный состав ОВ, величины водородного индекса в углеродистых сланцах из верхней и нижней частей разреза, по данным пиролиза (рисунок в), близкие (HI=412–436 и 354–524) и свидетельствуют о преимущественно морском происхождении ОВ (кероген II типа), источником которого служила в основном биомасса морского планктона. По величинам T_{max} (401–424 °C) можно судить о низкой степени их термической зрелости, геохимические параметры ОВ были сформированы в основном на стадиях седиментации и диагенеза. Помимо $C_{орг}$ в сланцах, по сравнению с фоновым уровнем (в глинах), концентрируется ряд химических элементов: P, S, Mo, V, Cr, Ni, Zn, Cu, (рисунок а, б). Наиболее высокое содержание, более чем в 5–10 раз превышающее кларковый уровень, характерно для S и Mo, концентрации остальных элементов в сланцах в 2–3 раза выше среднего содержания этих элементов во вмещающих породах.

Углеродистые сланцы волжской сланценосной толши, ранее изученные нами в этом районе, резко отличаются от верхнекимериджских высоким содержанием остатков фауны, в том числе бентосной; бескарбонатные разновидности волжских сланцев, как правило, характеризуются исключительно высокими ($C_{орг}$ 20–30 % и более) концентрациями органического вещества.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-01138 и 12-05-00380 и Программы ОНЗ-1 РАН.

Литература

Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С. Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры – неокома Европейской части СССР и Западной Сибири // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука/ 1989 С. 108–115.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

Захаров В.А., Боден Ф., Дзюба О.С., Дю В., Зверев К.В., Ренард М. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Геол. и геофизика. 2005. № 1. С. 3–20.

Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука. 1989. 183 с.

Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны Perisphinctes panderi d'Orb. (Очерк литологии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII, вып. 2. С. 200–248.

Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V., Olferiev A., Zakharov V. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms. Mém. Mus. nath. Hist. nat. 1998. T. 179. P. 9–33.

Morgans-Bell H.S., Coe A.L., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Weedon G.P., Marshall J.E.A., Tyson R.V., Williams C.J. Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK // Geol. Magazine. 2001. V. 138. P. 511–539.

Rogov M., Shchepetova E., Ustinova M., Price G.D., Guzhikov A., Pimenov M., Dzyuba O. A multi-proxy study of the Kimmeridgian/Volgian boundary beds in the Gorodischi section (Middle Volga area, Russia), the lectostratotype of the Volgian Stage // Volum. Jurassica. 2006. V. IV. P. 208–210/14.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ГРАНИЦЕ ЮРЫ И МЕЛА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин, П.А. Ян, Е.М. Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, edervg@ipgg.sbras.ru

На границе юры и мела наблюдается существенная реорганизация океанических и климатических условий, что выражено в смене главным образом кремнистой седиментации на карбонатную (Dromart et. al., 2003; Casellato, 2007). В западной части океана Тетиса в начале поздней юры преобладает седиментация радиоляриевых кремнистых осадков, а для конца верхнеюрской эпохи характерно накопление илов, состоящих из известковых нанофоссилий (Casellato, 2007). Многими авторами этот период отмечается как период вымирания различных видов фауны (Raup, Sepkovski, 1984; Hallam, 1986; Afanasieva, Amon, 2006 и др.). Формирование черносланцевой баженовской свиты Западной Сибири также происходило в позднеюрско-нижнемеловой период. Цель исследования — на основе детального литологического изучения разрезов баженовской свиты центральной части Западной Сибири установить седиментационные признаки существования в рассматриваемом регионе вышеупомянутой перестройки океанических и климатических процессов, фиксируемых в осадках западного Тетиса. В рамках работы проводился анализ распространения урана по разрезу баженовской свиты, а также особенностей биогенного и терригенного осадконакопления на разных стадиях ее формирования. Изучен керн баженовской свиты из северной части Широтного Приобья, собранный с глубины 2700–3000 м из группы скважин Салымского района (№ 2802 Салымская, № 1 Западно-Салымская, № 1017 Горшковская, № 901 Малобалыкская, № 67 Чупальская, № 55 Западно-Фаинская и № 1305 Восточно-Правдинская).

Строение разрезов. Баженовская свита в большинстве изученных разрезов имеет трехчленное строение. Нижняя часть свиты мощностью 6–8 м охарактеризована керном лишь в разрезе скважины № 1305 Восточно-Правдинской площади. Эта пачка характеризуется повышенным содержанием глинистого материала (35–40 %) и кремнезема (30–40 %). Она является также низкокарбонатной (менее 5 % $CaCO_3$). Согласно изучению каротажных диаграмм (Павлова и др., 2012), в остальных изученных разрезах нижняя пачка свиты также имеет повышенное содержание глинистого материала и низкое содержание карбонатных минералов. Средняя пачка свиты мощностью 20–30 м слагается высококремнистыми

породами — силицитами и пиритисто-углеродисто-глинисто-кремнистыми породами, близкими к силицитам по содержанию кремнезема, а верхняя (6–7 м) — карбонатно-глинисто-кремнистыми породами смешанного состава. При изучении в сканирующем микроскопе в породах верхней пачки в значительном количестве обнаружены остатки кольцеобразной или овальной формы размером 3–5 мкм, диагностированные как реликты *кокколитофорид.* Эти организмы упоминались ранее в составе верхней части баженовской свиты Т.И. Гуровой (1960), Т.Т. Клубовой (1988) и др. Согласно ряду авторов (Ясович, Поплавская, 1975; Клубова, 1988), кремнистая и кремнисто-карбонатная пачки, выделяемые в баженовской свите центральной части Западной Сибири, имеют различный возраст, первая из них соответствует волжскому ярусу, вторая — бериасскому.

Уран. В изученных разрезах баженовской свиты Западной Сибири на границе волжского и бериасского ярусов наблюдатся максимальное содержание урана. Подобный пик содержания урана в баженовской свите отмечали в своих работах С.Г. Неручев (1982) и М.Ю. Зубков и Н.А. Доронина (1982). Многими исследователями, изучавшими распределение этого элемента в баженовской свите (Плуман, 1971, 1975; Хабаров и др., 1980; Зубков, 2001 и др.), отмечалась связь содержания урана и органического углерода. В изученных нами разрезах баженовской свиты на границе средней и верхней пачек установлено максимальное содержание урана: в скв. 901 и 67 оно составляет 0,01168–0,01169 %, в скв. 2802 оно несколько понижено, но также является максимально высоким по разрезу свиты — 0,073 %. Содержание органического углерода в этих образцах меняется от 11,12 до 20,46 %. По данным С.Г. Неручева (1982), возрастание интенсивности уранонакопления до максимума в верхневолжское время сопровождалось обеднением всех живых природных комплексов: фауны планктона, пелагиали, бентоса, фитопланктона и, наконец, споровой и голосемянной растительности в прилегавших областях суши.

Терригенный привнос. В большинстве изученных разрезов баженовской свиты мы наблюдаем снизу вверх следующую смену пород с постепенным увеличением содержания терригенного материала: кремнисто-глинистые породы – силициты-радиоляриты – силициты микрокристаллические – микститы – аргиллиты. Во время формирования баженовской свиты выделяются следующие стадии, установленные в соответствии с методическими разработками П.Р. Вэйла с соавторами (Vail et. al., 1991).

1) *Трансгрессивная стадия (Transgressive System Tract TST) — от георгиевской свиты до поверхности максимального затопления (mfs).* После формирования трансгрессивных песков георгиевской свиты в баженовском палеобассейне в эту стадию происходило отложение кремнисто-глинистых осадков. В конце трансгрессивной стадии наблюдается максимальное затопление, которому отвечает радиоляриевый горизонт, фиксируемый во многих разрезах центральной части Западной Сибири. В этот период терригенный привнос был минимальным и происходило отложение биогенного материала (70–80 %).

2) *Ранняя стадия высокого стояния уровня моря (EHST)* — седиментация материала силицитов.

3) *Поздняя стадия высокого стояния уровня моря ($LHST_1$).* В этот период отлагались осадки микститов, пород с содержанием кремнистого, глинистого и карбонатного материала 20-30% каждого.

4) *Поздняя стадия высокого стояния уровня моря ($LHST_2$)* — отложение материала аргиллитов подачимовской пачки.

5) *Стадия низкого стояния уровня моря (LST).* В эту стадию отлагался алевритово-песчаный материал ачимовской свиты.

Установленное в настоящем исследовании распределение глинистого материала по разрезу свиты мы связываем с различными периодами высокого стояния уровня моря и соответственно, разной степенью удаленности береговой линии от центральной части палеобассейна.

Геологическое событие. На границе юры и мела в разрезах баженовской свиты центральной части Западной Сибири установлено геологическое событие, которое характеризуется сменой биогенной кремнистой седиментации на кремнисто-карбонатную, — преобладание радиолярий в течение долгого периода времени в водной толще баженовского палеоморя на границе юры

и мела прекращается, и далее наблюдается расцвет кокколитофоридовых водорослей. Для развития организмов с кремнистым скелетом необходима подпитка вод, богатых растворенным кремнеземом и питательными веществами, такими как азот, нитраты и др. (Наливкин, 1956; Лисицин, 1966 и др.). Для развития известковых нанофосилий благоприятны условия, при которых диатомовые водоросли, являющиеся доминирующими среди фитопланктона, не могут существовать: это периоды, когда нитраты, фосфаты и другие питательные вещества остаются в достаточном количестве, а содержание растворенного кремнезема существенно уменьшается (Tyrell, Merico, 2004). Эту идею поддерживают С. Браун и Дж. Йодер (Brown, Yoder, 1994), а также М. Мелинте (Melinte, 2004). Таким образом, для развития и захоронения организмов с кремнистым скелетом необходима определенная концентрация растворенного кремнезема в водной массе. При снижении содержания растворенного кремнезема ниже определенной нормы, условия для обитания кремнистой фауны ухудшаются и возникают условия, благоприятные для развития карбонатного фитопланктона.

По мнению М.Ю. Зубкова и Н.А. Дорониной (1982), для смены биогенной преимущественно кремнистой седиментации на карбонатную необходимо изменение температуры морской воды и увеличение значений ее pH, так как в этих условиях становятся более устойчивыми карбонаты, а растворимость кремнезема увеличивается. На смену геохимической обстановки может также указывать максимальный пик урана на границе двух пачек баженовской свиты. Согласно вышеупомянутым авторам, уран присутствует в морской воде в виде комплекса $UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{-2}$; при активизации процессов фотосинтеза концентрация углекислоты в воде падает, что служит причиной разложения карбонильного комплекса урана и обогащение осадка уранинитом. Положение об изменении CO_2 в системе атмосфера – океан также подтверждаются изотопными исследованиями Х. Вайссерта и Е. Эрба (Weissert, Erba, 2004) и О.С. Дзюба с соавторами (Dzyuba et. al., 2013). Анализ палеоботанического материала привел В.А. Вахрамеева (1952) к выводу, что на границе юры и мела действительно произошло существенное изменение климата. Это предположение об изменении климата на границе юры и мела также поддерживается данными К. Фёллми (Föllmi, 2012), который полагает, что в этот период установились аридные условия на территории Тетиса, способствовавшие уменьшению скоростей биогеохимического выветривания и интенсивности привноса в океан терригенного материала. Палинологические данные О. Аббинк и др. (Abbink et al., 2001) также указывают на постепенное потепление в период от киммериджа до раннего мела. Как было показано выше, для существования радиолярий и седиментации их остатков необходимо, чтобы воды палеоморя были насыщены кремнеземом. Такие условия выполняются в гумидном климате, а сокращение поставки растворенного кремнезема в водные массы возможно при смене климата на более сухой.

Таким образом, в верхневолжское время произошла смена геохимической обстановки на территории Тетиса и баженовского палеоморя, повлекшая за собой вымирание и обновление различных групп организмов (Raup, Sepkovski, 1984; Hallam, 1986; Afanasieva, Amon, 2006 и др.). В Тетическом поясе климат стал аридным, кремнистое осадконакопление прекратилось и происходила седиментация материала кокколитофоридовых известняков (Dromart et al., 2003; Casellato, 2007). В баженовском палеоморе, расположенном в бореальном поясе, не наблюдается столь резкой смены осадков, кремнистые породы здесь сменяются кремнисто-карбонатными. Степень аридизации на территории Западной Сибири была заметно ниже, но в целом осадки центральной части баженовского палеобассейна несут в себе свидетельства о том, что этот район был также подвергнут влиянию глобальной перестройки геохимической обстановки. В краевых частях Западно-Сибирского палеобассейна терригенная седиментация преобладала в тот период над биогенной и вышеупомянутое событие не запечатлено.

Выводы

1. В большей части разрезов баженовской свиты центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы наблюдается следующая смена пород: кремнисто-глинистые породы – силициты-радиоляриты – силициты микрокристаллические – микститы. Фиксируется постепенное увеличение привноса терригенного материала, что связывается с разными стадиями (от ранней до поздней) высокого стояния уровня моря. Наиболее благоприятным

периодом для накопления ОВ была поздняя стадия высокого стояния уровня моря.

2. В Западной Сибири на границе *юры и мела* наблюдается:

- аномально высокое (максимальное для разреза свиты) содержание урана;
- смена биогенной кремнистой седиментации на кремнисто-карбонатную. Подобная смена седиментации в этот период произошла также и в Тетическом поясе и связывается с перестройкой геохимической обстановки в океанических водах северного полушария в рассматриваемый период.

Литература

Вахрамеев В.А. Ископаемая флора и стратиграфия континентальных меловых отложений восточного склона Урала и Западного Казахстана // Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР. С. 10–11.

Гурова Т.И. О вещественном составе верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР, 1960. Т. 134. № 4. С. 924–927.

Зубков М.Ю. Анализ распределения K, U, Th и B в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов // Геохимия. 2001. № 1. С. 51–70.

Клубова Т.Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1988. 155 с.

Лисицин А.П. основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью// Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 321–370.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 391 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли.Л.: Недра, 1982. 208 с.

Павлова М.А., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. и др. Интерпретация материалов геофизических исследований скважин Широтного Приобья из интервалов баженовской свиты: строение разрезов, литотипы и их физические параметры // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012. Том II. СПбГУ. С. 138–140.

Плуман И.И. Распространение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1975. № 5. С. 756–766.

Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.Н. и др. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. М.: Недра, 1980. С. 94–105.

Ясович Г.С., Поплавская М.Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тюмень: тр. ЗапСибНИГНИ, 1975. № 102. С. 28–57.

Abbink O., Targarova J., Brinkhus H., Visscher H. Late Jurassic to earliest Cretaceous paleoclimatic evolution of the southern North Sea // Global and Planetary Change. 2001. V. 30. P. 231–256.

Afanasieva M.S. and Amon E.O. Biotic Crises and Stages of Radiolarian Evolution in the Phanerozoic // Paleontological Journal. 2006. V. 40. Suppl. 4. P. S453–S467.

Brown C.W., Yoder J.A. Coccolithoforid blooms in the Global Ocean // J. Geophys Res-Oceans 99. 1994. P. 7467–7482.

Casellato C.S. Causes and consequences of calcareous nannoplankton evolution in the Late Jurassic: implications for biogeochronology, biocalcification and ocean chemistry. Ph.D. Thesis. 2007–2008.

Dromart G., Garcia J.P., Gaumet F., Picard S., Rousseau M., Atrops F., Lecuyer C. & Sheppard S.M.F. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidences // American Journal of Science. 2003. V. 303. P. 667–707.

Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic-Cretaceous boundary sections and their correlation potential // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. V. 381–382. P. 33–46.

Hallam A. The Pliensbachian and Tithonian extinction events // Nature. 1986. V. 319. P. 765–768.

Föllmi K.B. Early Cretaceous life, climate and anoxia // Cretaceous Research. 2012. V. 35. P. 230–257.

Melinte M.C. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes // Geo-Eco-Marina. 2004.

Raup D. & Sepkoski J.J. Periodicity of extinctions in the geologic past // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1984. V. 81. P. 801–905.

Tyrrell T. and Merico A. Emiliania huxleyi: bloom observations and the conditions that induce them // Coccolithophores: from molecular processes to global impact. Berlin, Germany, Springer. 2004. 75–97.

Vail P.R., Audermard F., Bowman S.A. et. al. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology — an Overview // Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 1991. P. 617–659.

Weissert H., Erba E. Volcanism, CO_2, and paleoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // Journal of the Geological Society, London. 2004. V. 161. P. 1–8.

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЦИКЛ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАК МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФАХ

О.Г. Эпштейн

Геологический институт РАН, Москва, Litology2013@ginras.ru

Верхнекайнозойские гляциальные шельфы (рис. 1) занимают свыше трети общей площади мелководий Мирового океана. Они резко выделяется многими своими особенностями, в том числе в 1,5–2 раза бóльшими шириной и глубиной моря у бровки. Эти шельфы возникли в результате деятельности ледников, многократно надвигавшихся на океанское мелководье со стороны возвышенной суши. В каждом регионе данные шельфы начали формироваться с того времени, когда на прилегающей суше стали проявляться процессы крупномасштабной ледниково-межледниковой ритмичности, связанной с глобальными климатическими флуктуациями позднего кайнозоя: в Южном полушарии с олигоцена, в Северном с позднего миоцена.

На гляциальных шельфах ледниково-межледниковые ритмы проявляются в последовательном развитии обстановок оледенения, дегляциации и открытого морского бассейна и определяемых ими процессов формирования, соответственно, ледниковой эрозионной поверхности и моренообразования, накопления гляциоморских, а затем морских осадков. Эти эрозионно-аккумулятивные явления ледниково-межледникового ритма составляют элементарный гляциоседиментационный цикл. Многократной повторяемостью последних, протекавших на фоне гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана (его понижения во время оледенения, а затем подъема), сформированы осадочные покровы (шельфовые гляциоформации) рассматриваемых океанских мелководий. Результаты анализа материалов многочисленных исследований показывают, что верхнекайнозойские шельфовые гляциоформации имеют чрезвычайно специфический характер (Эпштейн, 2011). Резко контрастируя с мощными (многие сотни – первые тысячи метров) верхнекайнозойскими гляциоформациями прилегающих континентальных склонов, на гляциальных шельфах развит весьма маломощный осадочный покров (обычно в целом менее 50–100 м и даже

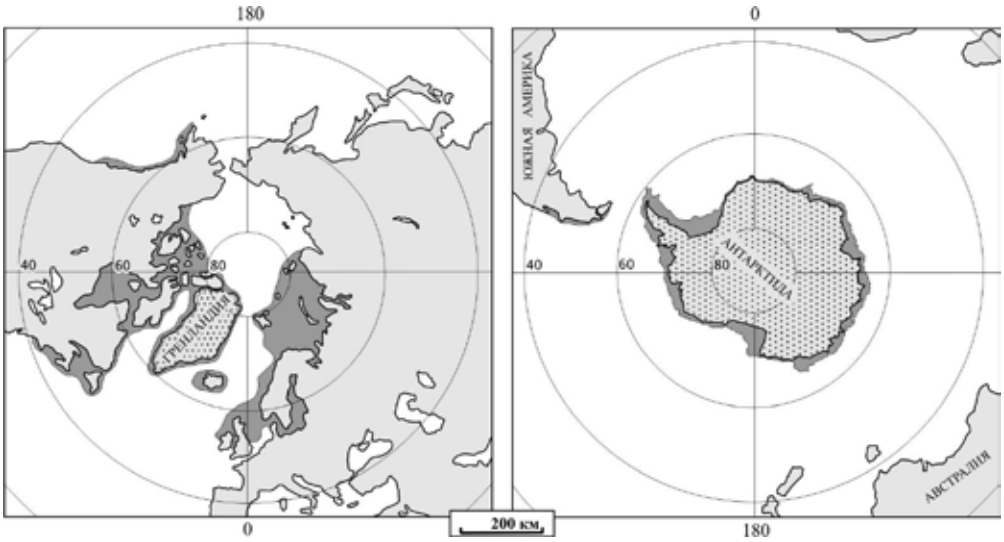


Рис. 1. Верхнекайнозойские гляциальные шельфы (темно-серая окраска) в Северном и Южном полушариях. Крапом выделены современные ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды

на внешнем шельфе, как правило, не более 200–300 м). В нем наблюдается ряд отчетливо выраженных ледниковых эрозионных границ (на внешнем шельфе обычно 5–10, а на среднем-внутреннем шельфе почти всегда 1–3), из которых самая верхняя сформирована во время последнего (поздневалдайского) плейстоценового оледенения. Эрозионные границы, за исключением верхней, разделяют обычно морены разного возраста. Все это, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что начальный этап каждого гляциоседиментационного цикла (формирование ледниковой эрозионной поверхности), связанный с продвижением налегающих на ложе ледников к бровке шельфа, характеризовался чрезвычайно интенсивными процессами ледниковой эрозии ложа (особенно в районах внутреннего и среднего шельфа). В результате в течение позднего кайнозоя огромные массы минерального вещества ледниками удалены с шельфов и вынесены на прилегающие склоны (этим обусловлена исключительно масштабная проградация гляциальных шельфов до 100–150 км). На самих шельфах среди доверхневалдайских отложений присутствуют лишь частично уцелевшие от ледниковой эрозии почти исключительно морены (как механически наиболее прочные образования) отдельных гляциоседиментационных циклов. При таком характере строения верхнекайнозойских шельфовых гляциоформаций в их разрезах в полностью сохранившемся первичном виде представлен лишь комплекс отложений последнего (верхнеплейстоцен-голоценового, точнее верхневалдайско-голоценового) гляциоседиментационного цикла (Эпштейн, 2012).

Верхневалдайско-голоценовые отложения являются наиболее хорошо изученными в осадочном покрове рассматриваемых океанских мелководий. Анализ региональной геолого-геофизической информации свидетельствует о том, что на всех гляциальных шельфах верхневалдайско-голоценовые осадки имеют в целом хорошо выраженное трехчленное строение (снизу вверх): морена, гляциоморские и морские отложения (Эпштейн, 2012) (рис. 2). Морена обладает акустически неслоистым строением, а вышележащие отложения отчетливо слоисты. Морена несогласно залегает на подстилающих образованиях. Гляциоморские осадки без размыва несогласно с облеканием перекрывают кровлю морены. Морские отложения на глубинах менее 150–200 м несогласно с размывом залегают на гляциоморских образованиях и даже на морене, а в области бóльших глубин в целом согласно перекрывают первые. Все три упомянутые генетически разные элемента верхневалдайско-голоценового разреза, разделенные поверхностями несогласий или соответствующими им согласными границами, представляют собой самостоятельные картируемые сейсмостратиграфические комплексы (сверху вниз): I, II и III. Абсолютные датировки, относящиеся к этим комплексам, имеют в основном такие значения (в тыс. лет назад): сейсмостратиграфический комплекс III 25–16, комплекс II 15–10, комплекс I менее 12–10. Это позволяет в целом для гляциальных шельфов возраст сейсмостратиграфических комплексов верхневалдайско-голоценового разреза оценить следующим образом (сверху вниз): сейсмостратиграфический комплекс (ССК) I — условно голоценовый (морские осадки), ССК II — условно позднеледниковый (гляциоморские отложения), ССК III — верхневалдайский (допозднеледниковый), имея в виду максимум последнего оледенения и время последующей фазы квазистабильного состояния ледниковых покровов (комплекс представлен мореной).

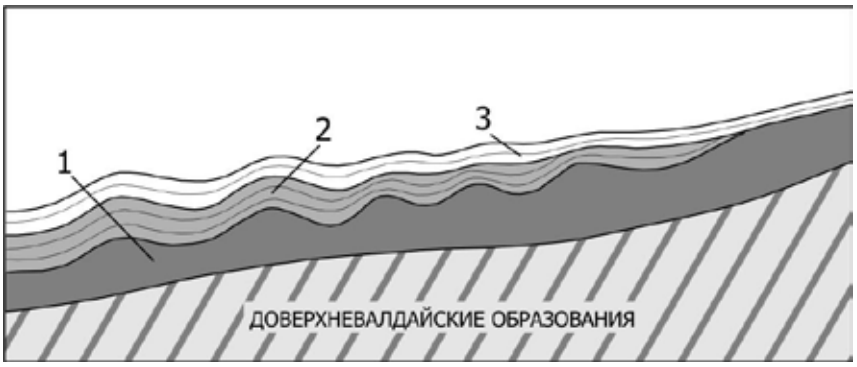


Рис. 2. Принципиальная схема строения комплекса верхневалдайско-голоценовых отложений на верхнекайнозойских гляциальных шельфах. 1 — морена, 2 — гляциоморские отложения, 3 — морские осадки

Важнейшие особенности отложений верхневалдайско-голоценовых сейсмостратиграфических комплексов, развитых на гляциальных шельфах, состоят в следующем (Эпштейн, 2012).

Морена верхневалдайского (допозднеледникового) ССК III возникла в стадию оледенения шельфов. Она сформирована в результате геологической деятельности повсеместно налегавших на ложе ледников, днище которых находилось в основном много ниже уровня Мирового океана того времени (минус 150–120 м). Морена представляет собой диамиктон, состоящий из тонкозернистого матрикса, рассеянного грубообломочного материала (до валунов и глыб) и отторженцев рыхлых отложений ложа. В виде покрова морена распространена почти на всей площади шельфов. Она повсеместно резко несогласно перекрывает более древние образования, будучи отделена от них ледниковой эрозионной поверхностью. При наличии субгоризонтальной подошвы морена обычно имеет неровную холмисто-западинную кровлю и весьма изменчивую мощность (от первых метров до многих десятков метров) и изредка образует конечно-моренные гряды. Распределение мощностей морены в целом не обнаруживает какой-либо связи с рельефом подошвенной поверхности; часто повышенную мощность морена имеет на поднятиях субстрата (рис. 3). Все это, а также сложное площадное распространение разных типов морен, в том числе и т.н. «мягких» или М-морен (Эпштейн и др., 2010, 2011а, б), — следствие особенностей ледового седиментогенеза.

Гляциоморские осадки условно позднеледникового ССК II возникли в стадию дегляциации шельфов. В это время на основной части каждого шельфа кровля верхневалдайской морены, освобождаясь от ледникового покрытия, сразу становилась поверхностью морского дна. Гляциоморские осадки сложены минеральным веществом, который субгляциальными талыми водами выносился в приледниковый бассейн. Они очень широко распространены на шельфах (вплоть до максимальных глубин моря) и почти отсутствуют лишь в зоне глубин <100–150 м, где они, если и накапливались, то абрадированы в ходе гляциоэвстатической морской трансгрессии. Гляциоморские осадки представлены слоистыми в основном исключительно тонкозернистыми образованиями. Сформировавшись, очевидно, в гидродинамически спокойных условиях, они везде без размыва несогласно с облеканием перекрывают кровлю морены (рис. 2). Эти осадки, имеющие мощность от первых метров до 75–100 м, во многих случаях накапливались с суперлавинными скоростями. Как и у других бассейновых образований, их мощности максимальны в пределах понижений морского дна и заметно сокращаются к бортам положительных форм (рис. 3). Вместе с тем, в пределах одного и того же шельфа даже во впадинах, сходных по батиметрическим условиям и морфологической выраженности, гляциоморским осадкам обычно свойственна существенно разная (даже на порядок) мощность. Это свидетельствует об общей теснейшей связи гляциоморского осадконакопления с пространственно-временными особенностями процесса деградации ледниковых покровов.

Морские отложения условно голоценового ССК I формировались в открытых морских условиях при гляциоэвстатическом подъеме уровня Мирового океана с отметок минус 120–

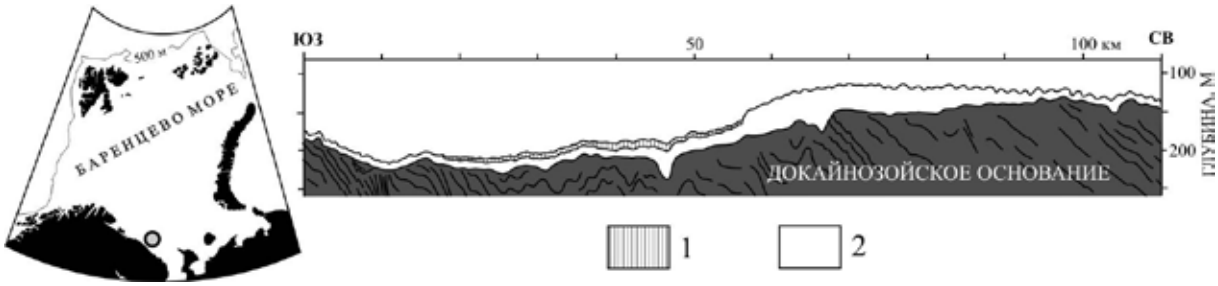


Рис. 3. Сейсмогеологический профиль в южной части Баренцева моря и схема его расположения. На профиле комплекс осадков последнего (поздневалдайско-голоценового) гляциоседиментационного цикла (1, 2): 1 — ССК II+I мощностью >3–5 м (гляциоморские и перекрывающие их морские осадки), 2 — ССК III (морена). На схеме изобата 500 м примерно отвечает положению бровки шельфа; район расположения профиля показан серым кружком

150 м. Эти осадки являются почти исключительно терригенными, имеют мощность обычно до 5–7 м. Сформировавшись в условиях гидродинамически активных морских акваторий, они резко отличаются от гляциоморских образований ССК II общим более грубым составом (даже глины содержат значительную примесь песчано-алевритового материала), максимально широким спектром гранулометрических типов (до галечников и валунников) и их сложной пространственной изменчивостью. В зависимости от батиметрических условий морские отложения залегают по-разному (рис. 2). В зоне значительных глубин моря глинистые осадки согласно залегают на гляциоморских образованиях, вместе с ними образуя акустически единую слоистую пачку ССК II+I (рис. 3). Однако, и здесь в участках локальных поднятий дна осадки ССК I обнаруживают признаки несогласного залегания, выражающегося в элементах подошвенного налегания. В области глубин обычно 150–250 м морские отложения почти повсеместно несогласно (подошвенное налегание) залегают на гляциоморских отложениях ССК II, а на глубинах менее 100–150 м перекрывают непосредственно морену ССК III или даже коренные породы. Несогласное залегание осадков ССК I на подстилающих образованиях в первом случае объясняется тем, что уже в зоне глубин 150–250 м они формировались в обстановке заметных движений водной среды, в во втором — размывом кровли морены в условиях прибрежного морского мелководья в ходе гляциоэвстатического подъема уровня Мирового океана. С абразией кровли морены ССК III связано образование широко развитого покрова грубообломочно-песчаных отложений. Эти осадки на поверхности морского дна часто наблюдаются не только возле побережья, но и в области среднего и внешнего шельфа, на банках (глубины моря <100–150 м), где существует гидродинамически активная обстановка. Находящиеся здесь грубообломочно-песчаные осадки, первоначально образовавшиеся в условиях низкого уровня моря и переформированные в современной гидродинамической обстановке, являются реликтово-переотложенными. В покрове морских отложений на глубинах менее 100–150 м встречаются и сложенные песками крупные реликтовые береговые аккумулятивные формы, образование которых связано с процессами гляциоэвстатической морской трансгрессии. Наибольшие мощности осадков ССК I наблюдаются у побережья (вблизи источников сноса). За пределами береговой зоны морским отложениям свойственно вполне определенное поведение мощностей: максимальные значения в отрицательных формах дна и минимальные на поднятиях (рис. 3), что сопровождается и соответствующим изменением гранулометрии осадков: от более тонких к более грубым. Распределение гранулометрических типов отложений ССК I всецело определяется гидродинамическими факторами, т.е. закономерностями морской механической седиментации.

Таким образом, в течение верхневалдайско-голоценового гляциоседиментационного цикла, начавшегося формированием ледниковой эрозионной поверхности, на верхнекайнозойских гляциальных шельфах происходит последовательное развитие трех типов седиментогенеза: ледового, гляциоморского и морского. Первый из них, функционирующий по сути в континентальной обстановке, всецело отражает закономерности моренообразующей ледниковой деятельности. Гляциоморская седиментация, обусловленная гляциальным фактором, определяется и гидродинамически условиями приледникового бассейна. Процессы морского осадконакопления контролируются гидродинамическим режимом водной среды.

Как представляется, изложенные особенности и закономерности формирования верхневалдайско-голоценовых отложений составляют основу модели циклически развивающихся седиментационных процессов на верхнекайнозойских, по крайней мере, гляциальных шельфах.

Литература

Эпштейн О.Г. Верхнекайнозойские гляциальные шельфы — важнейшие элементы строения и развития континентальных окраин и океанического плато // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 2. С. 76–96.

Эпштейн О.Г. Позднеплейстоценово-голоценовый цикл осадконакопления на гляциальных шельфах // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 3. С. 3–19.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 1. Условия залегания и основные черты строения // Литология и полезные ископаемые. 2011а. № 2. С. 132–153.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 2. Литологический состав и условия образования // Литология и полезные ископаемые. 2011б. № 3. С. 249–281.

Эпштейн О.Г., Старовойтов А.В., Длугач А.Г. «Мягкие» морены в Арктике и Антарктике — новый фациальный тип ледниковых отложений // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 2. С. 23–44.

МАЙКОПСКАЯ СЕРИЯ КАК ОДИН ИЗ НЕТРАДИЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ УГЛЕВОДОРОДОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

М.А. Эфендиева, И.С. Гулиев

Институт геологии НАНА, Баку, m.efendiyeva@mail.ru

Введение. Тема нетрадиционных источников нефти и газа в последние 5–10 лет стала очень популярной и привлекает внимание специалистов разных профессий. Этому есть простое объяснение. Так, Северная Америка, начав разработку «сланцевых» УВ, за короткий период времени преодолела тенденции падающей добычи газа и нарастила ее до рекордного уровня.

В 2012 г. Азербайджан добыл 43,9 тонн нефти и 27,9 кубометров газа. Однако эта страна в большей степени ассоциируется с нефтью, нежели с газом. Появившийся в последние годы тренд на «сланцевые» УВ или УВ из плохо проницаемых пород является перспективным и для территории Азербайджана. Разработка месторождений таких УВ позволит вывести АР на более высокий уровень в добыче газа, а при благоприятных условиях поднимет его выше в рейтинге нефтедобывающих стран.

Обсуждение. Осадочный комплекс на территории Азербайджана сложен рядом стратиграфических комплексов, которые представлены сланцеватыми глинистыми плотными, плохо проницаемыми породами (рис. 1). К одному из таких комплексов относятся породы майкопской серии, считающиеся нефтематеринскими для вышезалегающей продуктивной толщи Азербайджана. Литологически отложения майкопа представлены толщей темно-серых, бурых, зачастую сланцевых, некарбонатных глин, слабо фаунистически охарактеризованных.

Для установления наличия в осадочном комплексе залежей «сланцевых» УВ или УВ из плохо проницаемых комплексов эти породы должны обладать определенными характеристиками. Для получения первичной информации о возможности формирования таких залежей в породах майкопской серии этот комплекс отложений авторами был впервые рассмотрен по 7 основным критериям (Алиев, Даидбекова, 1955; Али-заде, Ахмедов, 1975; Guliyev, Tagiev, 2001; Afandiyeva, Guliyev, 2013) (таблица).

Были также впервые построены литофациальные карты для каждого стратиграфического подразделения майкопа (рюпеля, хатта, кавказа, сакараула и коцахура), которые, наряду с палеогеографическими реконструкциями, подтвердили результаты предшествующих исследований: формирование майкопской серии происходило в различных условиях седиментации, результатом которых явились различия литофациальных характеристик сформировавшихся отложений в пределах отдельных областей их распространения (Хаин, Шарданов, 1952). Это был не глубоководный, как считалось ранее, а преимущественно мелководный палеобассейн, аналог современных архипелаговых морей, где в проливах между островами происходило формирование осадочного комплекса, сложенного преимущественно глинистыми тонкозернистыми плотными породами (Эфендиева, 2012; Afandiyeva, 2012).

Значительное содержание глин является одной из отличительных черт отложений майкопского возраста, так же как и то, что основная их часть содержит «сланцевые» УВ или УВ из плохо проницаемых пород. Эти глины, как правило, содержат большое количество органического вещества (керогена), находящегося на высоких уровнях катагенеза. Для формирования месторождений «сланцевого» типа оно должно быть соответствующим, чтобы иметь возможность генерировать свой потенциал либо в газ, либо в нефть.

Рис. 1. Литологическая колонка различных стратиграфических комплексов Азербайджана

Для формирования и накопления «сланцевых» УВ или УВ из плохо проницаемых пород отложения также должны обладать следующими геохимическими показателями. Это должны быть морские материнские комплексы, сформировавшиеся на протяжении трансгрессивного этапа развития, II типа, при значениях ТОС не ниже 2 %. Такими показателями обладают отложения майкопской серии в пределах Северного и Центрального Шамахы-Гобустанского НГР,

где они достигают значений TOC 6,3 % (Hudsonm et al, 2008) (рис. 2). Степень преобразованности этих пород: ОВ должно быть зрелым, а его фазовый состав должен соответствовать степени их преобразованности. При этом наиболее эффективной является газоконденсатная фаза (при Ro~1–1,3). Такими показателями обладают породы майкопа в пределах Среднекуринской впадины, где их Ro=0,7–1,0 (Kkosterman et al., 1997).

Основные критерии, определяющие накопление «сланцевых» УВ или УВ из плохо проницаемых пород в отложениях майкопской серии в пределах различных НГР Азербайджана

Нефтегазоносные районы Азербайджана	TOC (%)	Зрелость материнских пород, R_o(%)	Проницаемость, (Д)	Пористость, (%)	Температура, (°C)	Мощность, (м)	Глинистая фракция, (%)
Бакинский архипелаг	0,07–15,1	0,21–0,76	-	-	426–435	-	-
Шамаха-Гобустанский	0,2–6,3	-	$2{,}2x10^{-9}$ – $2{,}24x10^{-10}$	23,3–30,3	356–466	-	25–98,9
Абшеронский	0,2–1,1	-	$1x10^{-10}$ – $8x10^{-10}$	12–26	-	-	99,4–99,8
Талыш	3	-	-	0,05–5,19	20–100	10	13,30–64,3
Среднекуринская впадина	0,08–2,74	0,7–1,0	$2x10^{-5}$ – $1{,}5x10^{-10}$	6,0–19,1	415	150	-
Междуречье Куры и Габырры	0,09–1,30	0,40-0,50	-	19,1	81–95	150	-
Прискаспийско-Губинский	-	-	$1{,}5x10^{-9}$–10^{-10}	6,5–16,5	-	10–25	99,5
Гянджинский	-	-	-	12,7–30	31–45	60–120	30–98,5

Как было установлено последними комплексными исследованиями пород майкопского возраста в пределах территории Северного и Центрального Шамаха-Гобустанского НГР, наибольшими нефтегенерирующими показателями обладают породы хаттского яруса (верхний олигоцен). Они накапливались в морским условиях, а в дальнейшем были обогащены высшими растениями (Hudson et al., 2008). Это происходило при минимальном сносе терригенного материала с суши, когда концентрация органического вещества в породе оказывалась максимальной. По результатам выполненных авторами палеоэкологических реконструкций было установлено, что майкопские отложения формировались при трансгрессии майкопского палеобассейна в области островных суш, в пределах современного Юго-Восточного окончания Большого Кавказа и Среднекуринской впадины (Эфендиева, 2012; Afandiyeva, 2012).

При проведении опробования и дальнейших разработок в процессе бурения на «сланцевые» УВ или УВ из плохо проницаемых пород методом наклонного кустового бурения необходимо осуществление гидроразрывов систем микротрещин, которые объединяясь, образовывают пути миграции УВ к стволу скважины. Для этого изучение системы естественной трещиноватости имеет важное значение

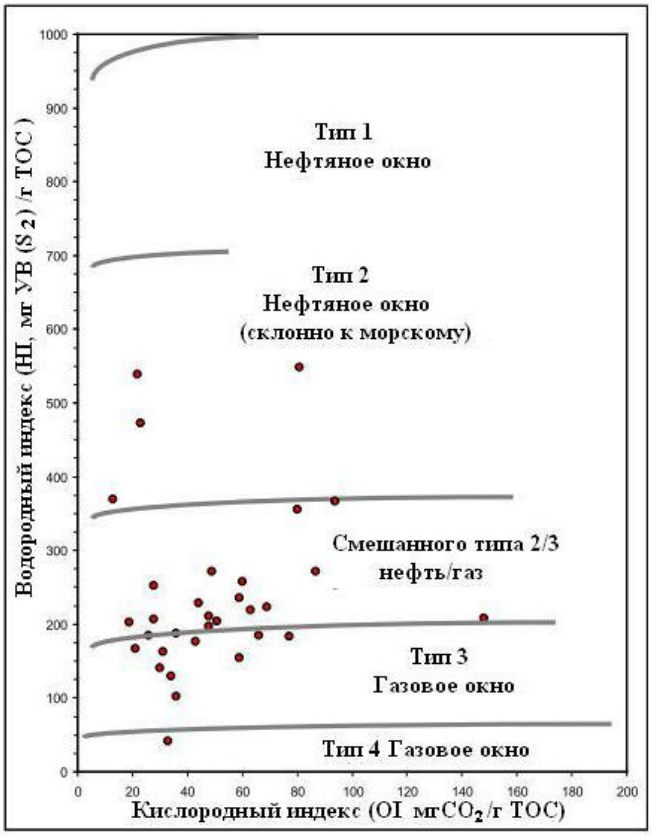


Рис. 2. Показатели кислородного и водородного индексов

как для правильного планирования гидроразрывов, так и для моделирования зоны дренажа УВ. Всеми этими природными структурно-тектоническими показателями обладают породы майкопского возраста, имеющие распространение как на территории Шамаха-Гобустанского НГР, так и в области Среднекуринской впадины.

При оценке ресурсов, сформировавшихся на больших глубинах, на которых разрабатываются месторождения «сланцевых» УВ в США, обязательно рассматривается роль взаимодействия АВПД с элементами формирующихся нефтегазовых систем. Экспериментами, проведенными рядом зарубежных исследователей (Лоран и др., 2012), было установлено, что высокое давление способствует генерации газа и пиробитума, а низкое — нефти. И даже при низких значениях ТОС (менее 1 %) и среднем уровне (R_o<1 %) генерация УВ вполне возможна при высоких значениях АВПД, но только до тех пор, пока недоуплотнение остается ограниченным. Все это позволяет рассматривать глубины, на которых залегают породы майкопского возраста в пределах как Среднекуринской впадины, так и Шамаха-Гобустанского НГР, как перспективные для формирования залежей нефти или газа из «сланцевых» или из плохо проницаемых пород.

Имеющиеся на сегодняшний день данные по геохимическим, литологическим, петрографическим, стратиграфическим и палеогеографическим исследованиям пород майкопской серии Азербайджана позволили авторам впервые составить карту-схему перспектив нефтегазонакопления сланцевых УВ или УВ из плохо проницаемых пород для различных НГР в пределах территории Азербайджана (рис. 3).

Выводы. Проведенные исследования позволили авторам впервые с новых позиций оценить потенциал майкопского комплекса отложений Азербайджана и рассматривать его как возможный нетрадиционный источник УВ:

- породы майкопского возраста в объеме хаттского яруса, а также целый ряд имеющихся на сегодняшний день геолого-геохимических показателей позволяют рассматривать этот комплекс как перспективный для накопления и формирования месторождений «сланцевых» УВ или УВ из плохо проницаемых пород;
- первичный анализ выявил наиболее перспективные области формирования залежей «сланцевых» УВ или УВ из плохо проницаемых пород — область Среднекуринской впадины и северную часть Шамаха-Гобустанского НГР — в пределах которых предлагается проведение более детальных и целенаправленных исследований.

Литература

Али-заде А.А., Ахмедов Х.А., Алиев Г.М. Оценка нефтепроизводящих свойств в мезо-кайнозойских отложениях Азербайджана. Баку: Элм, 1975. 140 с.

Алиев А.Г., Даидбекова Э.А. Осадочные породы Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1955. 331 с.

Лоран Ф., Росси Т., Кирюхина Н. Изучение взаимодействия между генерацией углеводорода и аномально высоким пластовым давлением в глубокозалегающих сланцах // 1 Международная конференция «Углеводородный потенциал больших глубин: энергетические ресурсы будущего — реальность и прогноз». Баку, 2012. С. 53–55.

Хаин В.Е., Шарданов М.Г. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: изд. АН Азерб. ССР, 1952. 346 с.

Эфендиева М.А. Развитие и характер осадконакопления майкопского бассейна на территории Азербайджана // 1 Международная конференция «Углеводородный потенциал больших глубин: энергетические ресурсы будущего — реальность и прогноз». Баку, 2012. С. 199–201.

Afandiyeva M.A., Guliyeva I.S. Maikop Group — shale hydrocarbon complex in Azerbaijan // 75 EAGE Conference & Exhibition London. 2013. P. 6–13.

Afandiyeva M.A. About a deep water Maikop Paleobasin the territory of Azerbaijan // Integrated Apporoach for Unlocking Hydrocarbon Resources. Baku, 2012. P. 49.

Guliyev I.S., Tagiyev M.F., Feyzullayev, A.A. Geochemical characteristics of organic matter from Maikop rocks of eastern Azerbaijan // Lithology and Mineral Resources. 2001. V. 36. № 3. P. 280–285.

Hudson S.M., Johnson C.L., Rowe H.D., Efendiyeva M.A. Feyzullayev C.S., Aliyev. Stratigraphy and geochemical characterization of the Oligicene-Miocene Maikop Series: implications for the paleography of Eastern Azerbaijan // Tectonophysics. 2008. V. 451, Issues 1–4. P. 40–55.

Kkosterman M.J., Abrams M.A., Aleskerov E.A., Abdullaeyev E.A., Guseinov E.N., Narimanov A.A. Hydrocarbon system of the Evlakh-Agdzabedi depression // Azerbaijan Geology. 1997. № 1. P. 90–120.

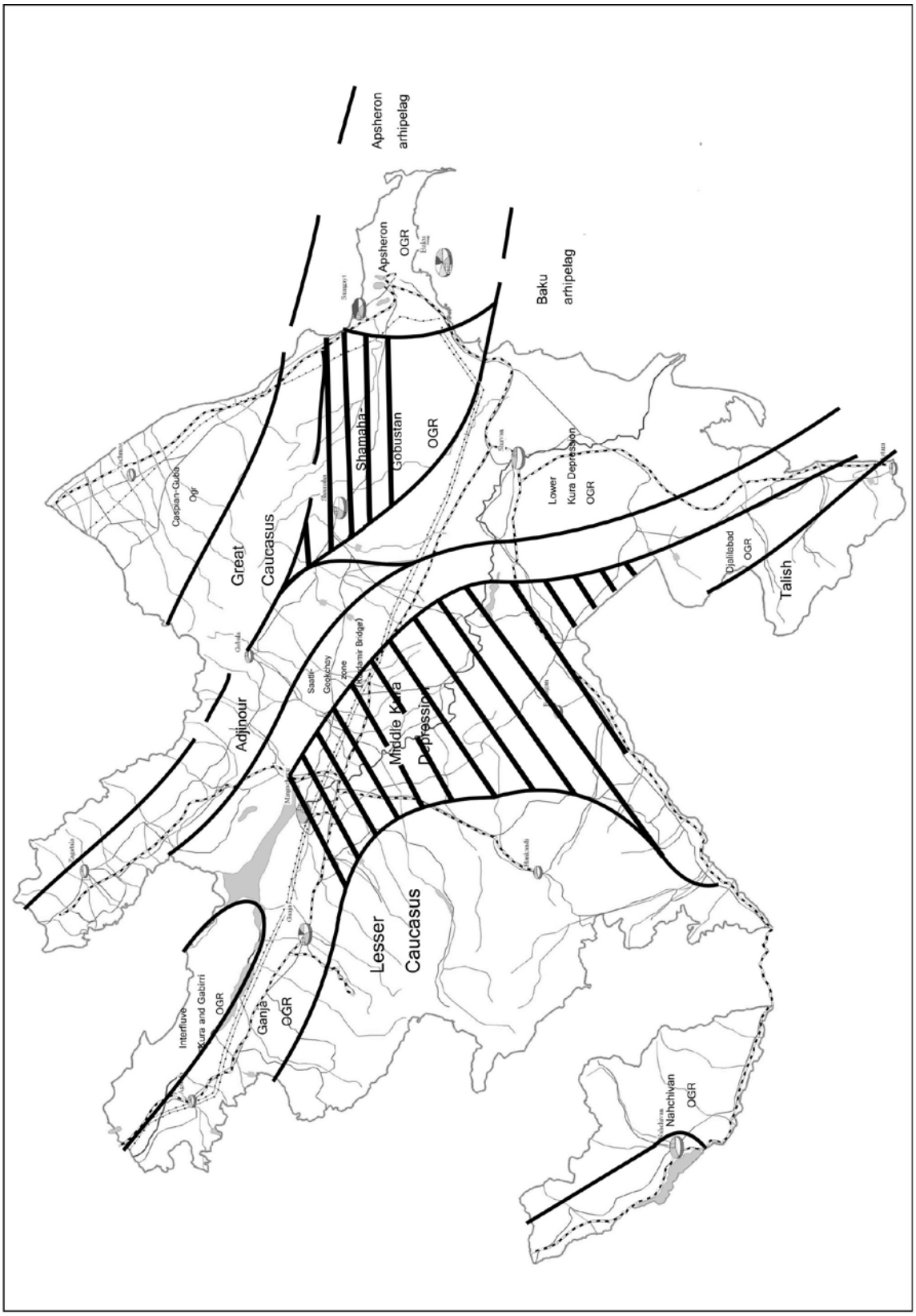


Рис. 3. Карта-схема перспектив нефтегазонакопления «сланцевых» УВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА РЕКИ ДАРЬЯ (РАЙОН МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД)

Е.В. Яковишина[1], А.А. Одинцова[1], В.Н. Беньямовский[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, yakovishina@mail.ru
[2]Геологический Институт РАН, Москва, vnben@mail.ru

Маастрихт — последний век не только мелового периода, но и мезозойской эры в целом. Внимание исследователей давно привлекает характер изменения органического мира в конце мезозоя, проблемы границ кампана – маастрихта, маастрихта – палеоцена, нижнего и верхнего маастрихта, а также выделение терминального маастрихта и изменение характера осадконакопления на этих рубежах.

На территории Кавказа маастрихтские отложения имеют широкое распространение. Они повсеместно развиты на юге Центрального и Восточного Предкавказья, в пределах Северо-Западного Кавказа. Маастрихтские отложения согласно залегают на подстилающих слоях кампана, иногда граница трудноопределима из-за сходства литологического состава известняков. Перекрываются с размывом палеогеновыми отложениями. На значительной части Ставропольского свода и в западной части Прикумской зоны поднятий отложения маастрихтского яруса были полностью уничтожены предпалеогеновой трансгрессией (Алексеев, 2005).

Разрез маастрихтских отложений в районе реки Дарья (р-н Минеральных Вод) является одним из наиболее полных. Он представлен ритмичным чередованием известняков и мергелей (рис. 1) и относится к *заюковской свите* (K_2zk).

Общая мощность отложений составляет около 58 м. Контакт с нижележащими породами не установлен (задернован). Верхняя граница с датскими отложениями представлена как стратиграфическим, так и структурным несогласием. Отбор образцов производился с интервалом 0,5–1–2 м. В разрезе отчетливо выделяются 6 литологических пачек. Следует отметить, что в целом вверх по разрезу уменьшается карбонатная составляющая и увеличивается количество терригенной примеси. В пачке 5 (рис. 1) отмечается резкое увеличение карбонатной составляющей, а также изменение состава пород. Для этой пачки характерно переслаивание серых иглистых известняков и серых глинисто-алевритистых мергелей. В кровле наблюдается смена видового состава комплекса фораминифер.

В выделении литогенетических типов (ЛГТ) данного разреза были учтены типы структурных компонентов, которые различны по составу, форме, размерам, строению и пр. (Швецов, 1958; Фролов, 1984; Adams, MacKenzie, 2006). К основным карбонатным структурным компонентам относятся целые скелетные организмы, детрит, шлам, микритовый карбонат, обломки карбонатных пород, водорослевые и пеллетовые комки и др. К некарбонатным седиментационным компонентам относятся примеси: глинистые, кварцевые, слюдистые, рудные, органическое вещество и др. (Tucker, 2008). Выделенные ЛГТ показывают закономерное изменение литологического состава пород (табл. 1), увеличение терригенной составляющей, изменение процентного содержания $CaCO_3$, $CaMgCO_3$ (табл. 2).

Результаты изотопного анализа были сопоставлены с индикаторными соотношениями $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ в карбонатных породах различного генезиса и претерпевших различные стадии постседиментационного преобразования (табл. 3). Для этого использовался график, разработанный В.Н. Кулешовым.

Результаты всех измерений попадают в область желтого поля и соответствуют морским осадочным карбонатам (Кулешов, 2001). Полученные значения не попали в область диагенетических карбонатов, что дает основание полагать, что изучаемые отложения были подвержены незначительным постседиментационным преобразованиям и являются достаточно достоверными при интерпретации условий их накопления.

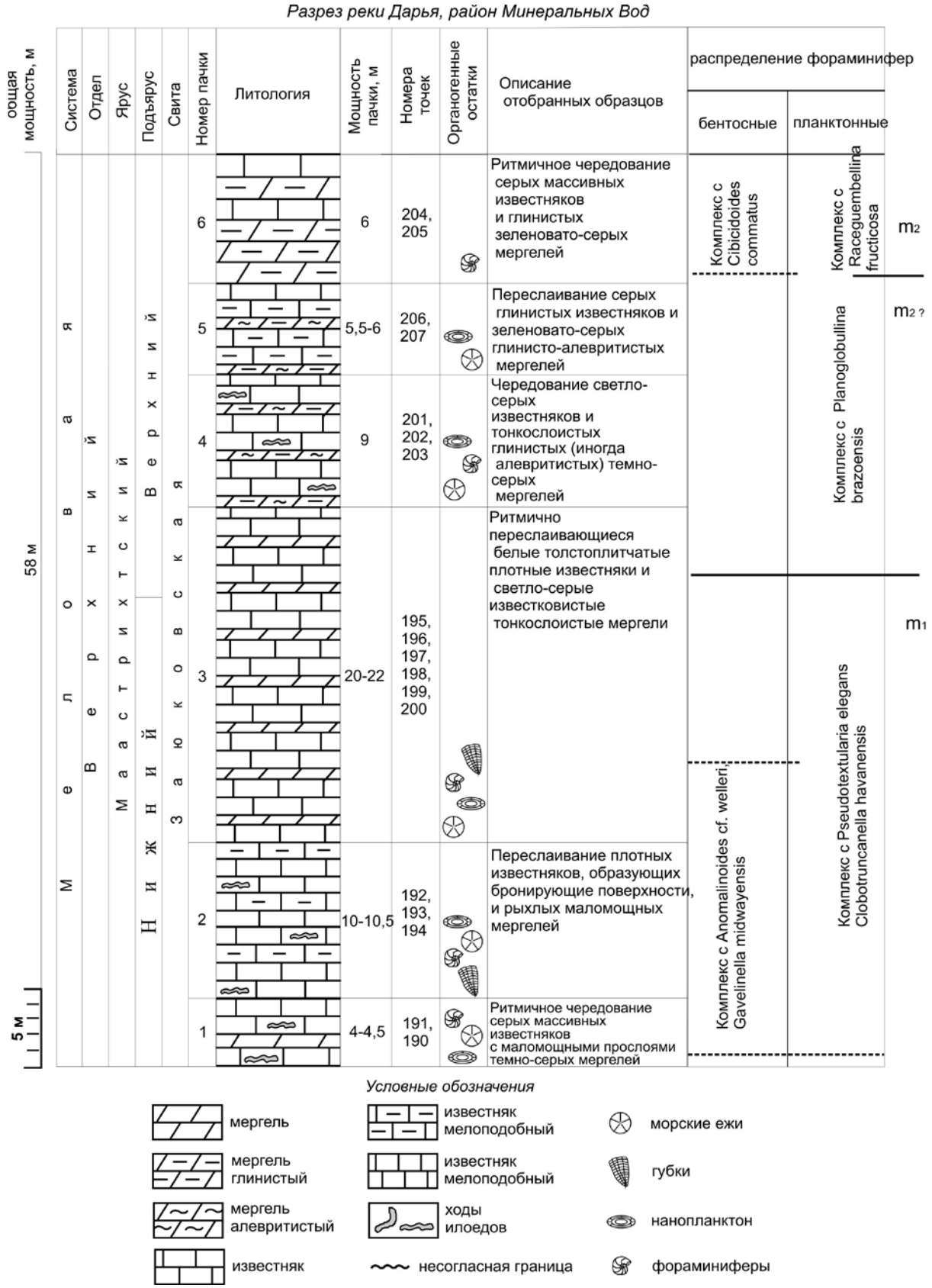


Рис. 1. Стратиграфическая колонка маастрихтских отложений на р. Дарья

Таблица 1. Минеральный состав образцов р. Дарья (по данным В.В. Крупской, 2013)

№ обр.	Минеральный состав					
	смектит	иллит	хлорит	кальцит	кварц	пол.шп
203-1	9,4	9,6	0,7	78,3	2	0,0
204-1	1	1,8	0,0	96,6	0,8	0,1
204-2	0,5	1,2	0,0	97	1,3	0,0
205-2	0,0	0,8	0,0	97,3	1,9	0,0
206-1	8,7	8,9	0,0	78,7	3,7	0,0
207-1	8,4	8,7	0,5	28	47,7	6,7
207-2	0,3	2,8	0,0	95,8	1,1	0,0

Таблица 2. Содержание $CaCO_3$ и $CaMgCO_3$

Номер образца	Содержание $CaCO_3$, %	Содержание $CaMgCO_3$, %
190-1	98,0	0,2
192-2	97,0	0,0
194-6	73,7	0,6
196-1	77,0	1,3
197-2	97,6	1,5
198-3	97,0	0,0
199-2	94,8	1,0
201-1	75,6	0,0
202-2	77,1	1,0
204-2	96,0	0,9
205-1	96,1	0,0
206-3	56,9	0,0
207-1	35,4	0,0

Таблица 3. Результаты изотопного анализа

Номер образца	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW	$\delta^{18}O$, ‰ PDB	T, °C
205/3	1,3	27,30	−3,46	33,04
205/2	1,8	27,70	−3,07	31,02
205/1	1,2	27,00	−3,75	34,59
204/2	1,6	27,40	−3,36	32,53
204/1	1,7	27,10	−3,65	34,07
207/2	1,0	28,00	−2,78	29,53
207/1	0,4	27,10	−3,65	34,07
206/1	1,7	27,60	−3,17	31,52
203/1	1,8	27,20	−3,55	33,55
202/2	1,8	27,50	−3,26	32,02

По изотопным данным по формулам ($\delta^{18}O_{PDB}=0{,}97006*\delta^{18}O_{SMOW}$ — 29,94 и $T=16{,}5-4{,}3*\delta^{18}O_{PDB}+0{,}14*\delta^{18}O_{PDB}*\delta^{18}O_{PDB}$) были рассчитаны палеотемпературы, которые оказались достаточно высокими (от 19,33° до 34,59°). По более ранним подсчетам (Овечкина, Алексеев, 2004), климат в маастрихте был достаточно теплый, характерны высокие температуры морского бассейна, в среднем около 14º с сильным потеплением в интервале 65,55–65,20 млн лет. Однако Р.В. Тейс и Д.П. Найдин отмечают существенное изменение температуры, связанное с похолоданием, которое фиксируется в раннем маастрихте (Тейс и др., 1973).

Для изотопной кривой разреза р. Дарья характерно скачкообразное изменение значения $\delta^{13}C$ (рис. 2), что может быть вызвано разными причинами, например, увеличением биопродуктивности, в результате чего органика концентрирует легкие изотопы углерода, а в карбонатах остаются тяжелые или изменением режима циркуляции вод. Также это может

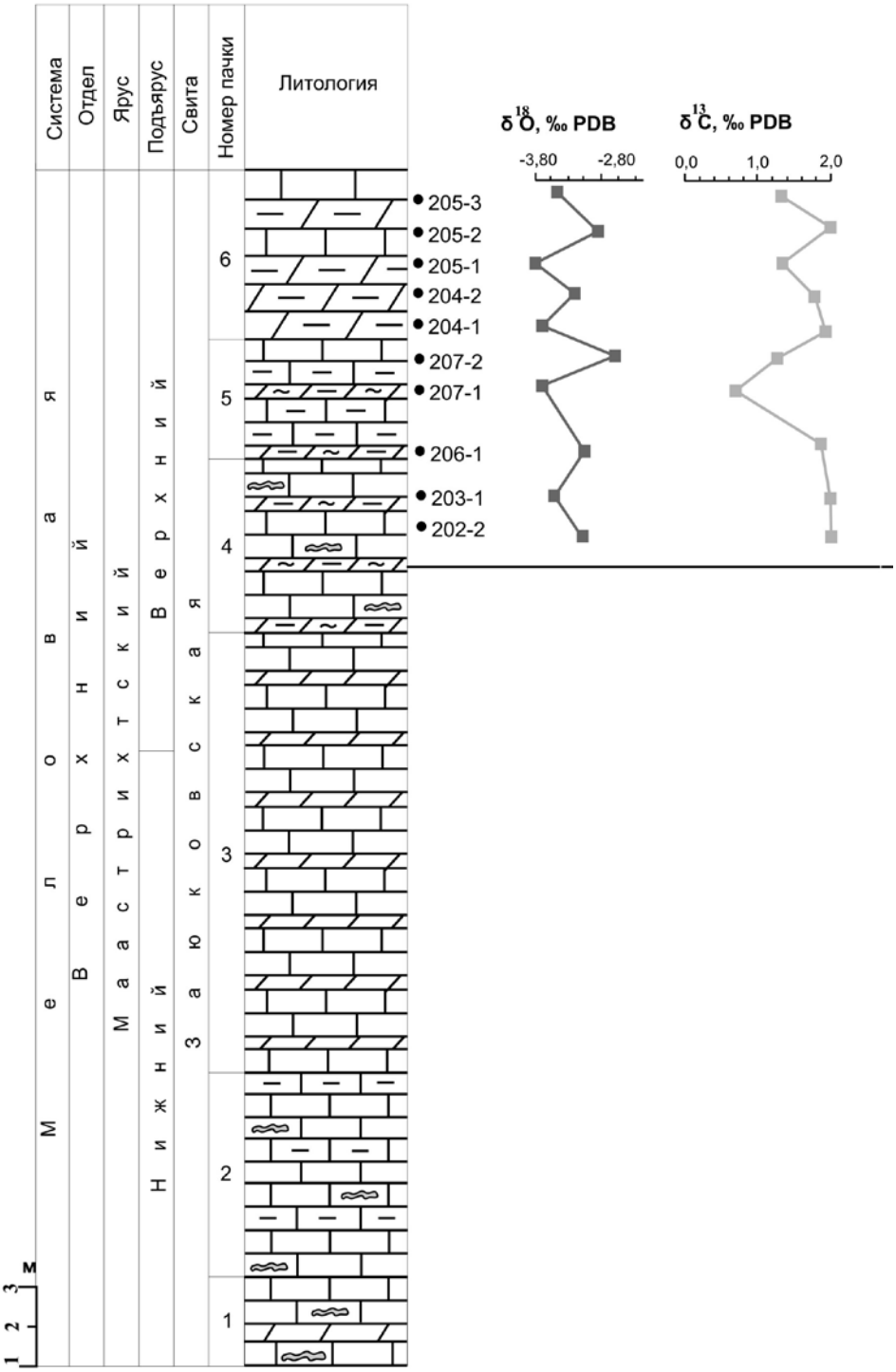


Рис. 2. Изотопные кривые разреза р. Дарья

быть связано с осолонением, что, как правило, увязывается с повышением температуры воды, которое, в свою очередь, приводит к удалению CO_2 из воды и худшей растворимости карбонатов (Галимов, 1968, 1999; Тейс и др., 1973). Однако по результатам литологического и палеоэкологического анализов соленость была нормальной, следовательно, данная причина изменения значения $\delta^{13}C$ исключается. Вероятнее всего, вариации кривой связаны с биопродуктивностью организмов и изменением гидродинамики бассейна.

Авторами также было уточнено стратиграфическое положение разреза р. Дарья. Стратиграфическая привязка разреза основана на распределении в изучаемых отложениях фораминифер, а также морских ежей и нанопланктона. В результате проведенного анализа

распространения видов в разрезе В.Н. Беньямовским были выделены комплексы бентосных и планктонных фораминифер (рис. 1). Биостратиграфические данные позволяют установить границу нижнего и верхнего подъярусов маастрихта в верхней части 3 пачки изученного разреза.

В результате комплексного изучения получены новые данные по литологии, обстановкам седиментации и биостратиграфии маастрихтских отложений р. Дарья.

Литература

Алексеев А.С. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в переломные моменты позднемеловой истории // Криосфера Земли. 2005. С. 80–92.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Галимов Э.М. Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // Геохимия. 1999. № 8. С. 787–803.

Овечкина М.Н., Алексеев А.С. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 2004. Вып. 6. С. 57–73.

Кулешов В.Н. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатных марганцевых руд: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д.г.-м.н. М., 2001. 47 с.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

Adams A.E., MacKenzie W.S. A colour atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope // Manson Publishing, 2006. 180 p.

Tucker M.E. Carbonate sedimentology // Blackwell Science, 2008.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ТРИАСОВОГО НГК НА ТЕРРИТОРИИ ХМАО (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Н.П. Яковлева, Г.П. Мясникова, А.В. Тугарева, Г.А. Чернова

Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана, Тюмень
znatta@mail.ru

На территории ХМАО — Югры открыты многочисленные залежи нефти в вулканогенных и вулканогенно-терригенных породах триаса: в Красноленинском НГР Рогожниковская группа месторождений, в Шаимском НГР Даниловская группа месторождений, Потанайское месторождение, во Фроловской мегавпадине Средненазымское месторождение (рис. 1). Залежи открыты в зоне контакта J и T, а также во внутреннем триасе на Рогожниковском и Высотном месторождениях.

Вещественный состав триасовых отложений Рогожниковской грабенообразной впадины представлен эффузивами кислого состава (переслаивание лав, туфов, кластолав, лавокласти́тов) с прослоями терригенных пород и с тонкими прослоями вулканитов основного и среднего состава, с первичной пористостью (туфы, обломки-бомбы со следами разгазирования), с развитой системой трещин и вторичными преобразованиями пород (пелитизацией, выщелачиванием и т.д.). Большинство продуктивных скважин располагается в пределах гребней структур (Коровина и др., 2009). В Рогожниковском грабене расположены 4 залежи нефти: залежь месторождения им. В.И. Шпильмана, Северная и Центральная залежи Рогожниковского месторождения и залежь Высотного месторождения, вещественный состав которых несколько отличается друг от друга. Измененные, перлитизированные и сфероидные лавы встречены в большинстве разрезов скважин Центральной и Северной залежи Рогожниковского месторождения. Лавы кислого состава с прослоями туфов приурочены в основном к гребням структур Рогожниковского месторождения. Лавокласти́ты и кластолавы встречены в Южной части Центральной залежи Рогожниковского месторождения. В своде Северной залежи

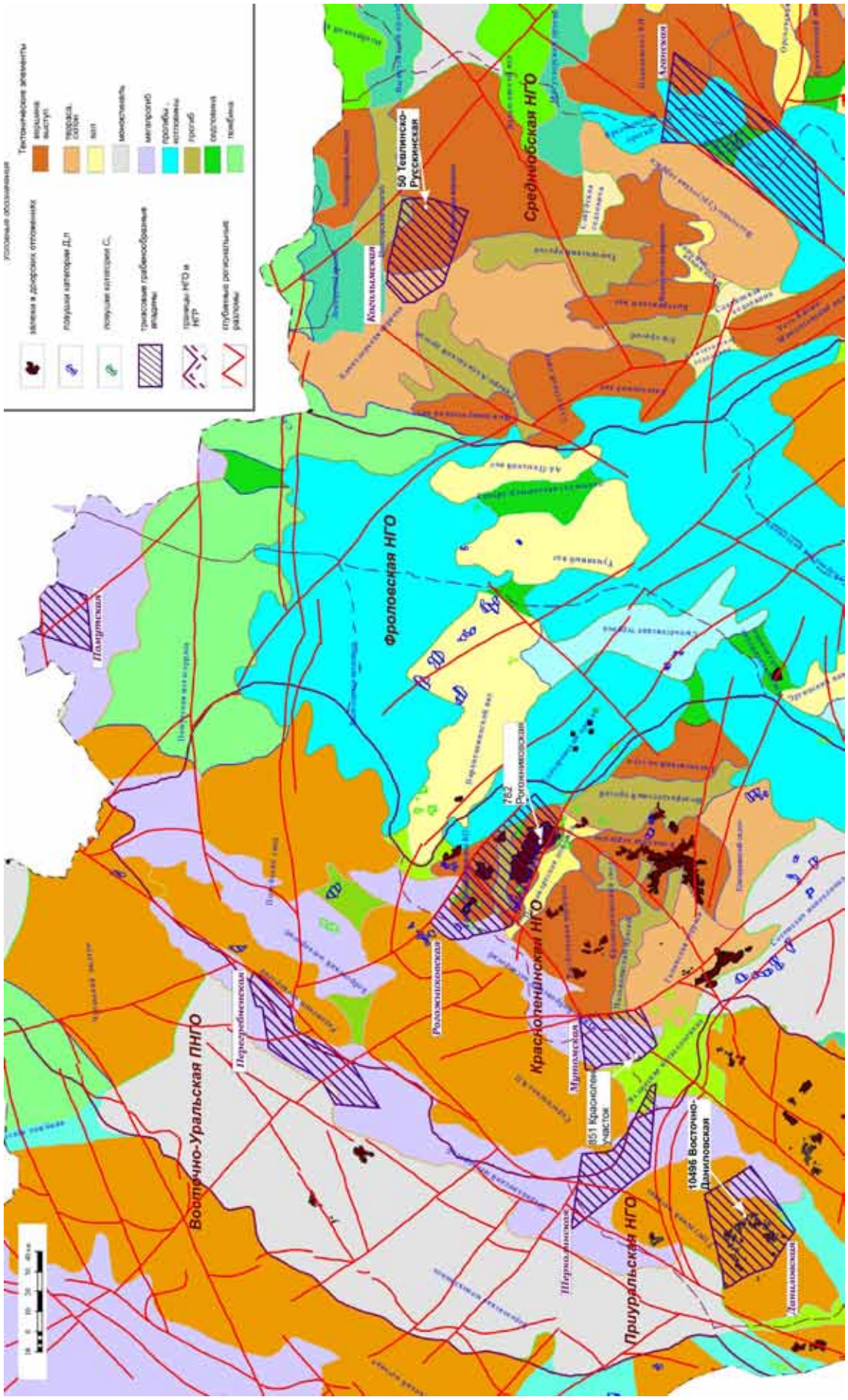


Рис. 1. Расположение грабенообразных впадин триаса и региональных разломов на Тектонической карте (под редакцией В.И. Шпильмана, 1998)

Рогожниковского месторождения наблюдается переслаивание кластолавы и перлитовой лавы (рис. 2). В кровлях и средних частях разрезов встречаются коры выветривания небольшой мощности до 29 метров, представленные брекчированными эффузивами. Толщины прослоев терригенных пород меняются от нескольких сантиметров до 1–5 метров, они не содержат нефтенасыщенных коллекторов. Редкие маломощные прослои терригенных отложений в керне свидетельствуют о том, что в это время могли существовать только незначительные по площади водные бассейны типа мелких озер (Архипов и др., 2009). Прослои базальтов наблюдаются в западной части Центральной залежи Рогожниковского месторождения.

Выполненные в 2007 году палинологические исследования и определение абсолютного возраста U/Pb изотопным методом на зернах циркона показали, что магматические процессы формирования пород, охарактеризованных керном (верхние 200–500 м), датируются ранннетриасовым и позднепермским временем: 245–255 млн лет (Кропотова и др., 2007). На Рогожниковском месторождении залежи массивные, жильного типа, структурно-тектонические, с очаговым нефтенасыщением пород, соединенных трещинной сетью. Коллектор порово-кавернозно-трещинный, трещинно-кавернозный. Пористость средняя, 17 %; проницаемость до 5,7*10 мкм^2. Пластовая температура 114–116 °С. Залежи имеют блоковое строение и, вероятно, в каждом блоке свой уровень ВНК. Как считает С.В. Архипов и др., наиболее высокие сопки дренируют большую толщину глинистых пород юры, получают при этом больше нефти, и ВНК под ними наиболее низкий. (Архипов и др., 2009).

Максимальный этаж нефтеносности триасовых отложений более 360 м наблюдаются в скв. 782, расположенной в Центральной залежи Рогожниковского месторождения (рис. 2). Максимальный приток нефти дебитами 190 м^3/сут получен при испытании скв. 735 Центральной залежи из кластолавы (высокопористых обломки в плотной лаве). Основная часть притоков нефти получена из лавы кислого состава с дебитами 5–25 м^3/сут.

Триасовые грабенообразные впадины на территории ХМАО — Югры выделены по временным сейсморазрезам региональных профилей С.Ф. Кулагиной. В триасе грабены и грабенообразные впадины по соотношению структурных планов по отражающим горизонтам А и F_1 можно разделить на две группы: инверсионные и имеющие унаследованное тектоническое строение. Наиболее перспективны инверсионные грабенообразные впадины: Рогожниковская, Даниловская, Когалымская и Аганская.

Кислые вулканические породы Даниловского грабена по петрохимическому составу подобны кислым эффузивам Рогожниковского месторождения. Дебиты нефти из коры выветривания достигают 139 м^3/сут (Восточно-Даниловское месторождение, скв. 10496, после ГРП). В риолитах скв. 10496 с глубины 1836,6 м изучены цирконы, U-Pb методом определен возраст 237,4+2,6 млн лет. Северо-Даниловская 10156 скважина по доюрским отложениям прошла 64 м, верхние 10 м сложены корой выветривания, ниже залегают туфы и лавы кислого состава. По данным сейсморазведки 3D, в районе Когалымской грабенообразной впадины выделяется отрицательный элемент чашеобразной формы с крутыми бортами, осложненный многочисленными тектоническими нарушениями (рис. 3). В плане это кольцеобразная структура диаметром 15–20 км (Скачек и др., 2006). Отложения пермотриасового возраста вскрыты тремя скважинами: 114 и 50 Тевлинско-Русскинскими, 6163 Кочевской площади. Тевлинско-Русскинская скважина 50, пробуренная в Когалымской грабенообразной впадине, по доюрским отложениям прошла 581 м, представлена переслаиванием туфов, лав кислого состава, с прослоями в нижней части разреза лав среднего состава. При опробовании пласта в процессе бурения из интервала 3108–3714 м получен приток воды дебитом 200 м^3/сут. В риолитах с глубины 3708,8 м изучены цирконы, U-Pb методом определен возраст 248+2,0 млн лет. (Бочкарев и др., 2009). В пределах Аганской грабенообразной впадины породы риолитовой субформации вскрыты скважинами 151, 152 Ласьеганскими, 31 Асомкинской и 2 Среднеасомкинской. U-Pb методом определен возраст риолитов 245,6+4,2 млн лет в скважине 152 Ласъеганской с глубины 3153,2 м (Бочкарев, Брехунцов, 2011).

Таким образом, триасовый комплекс является новым объектом оценки геологических ресурсов, в котором продуктивна кора выветривания и внутренний триас. Коллекторы в триасовых отложениях вулканогенные порово-кавернозно-трещинный, трещинно-

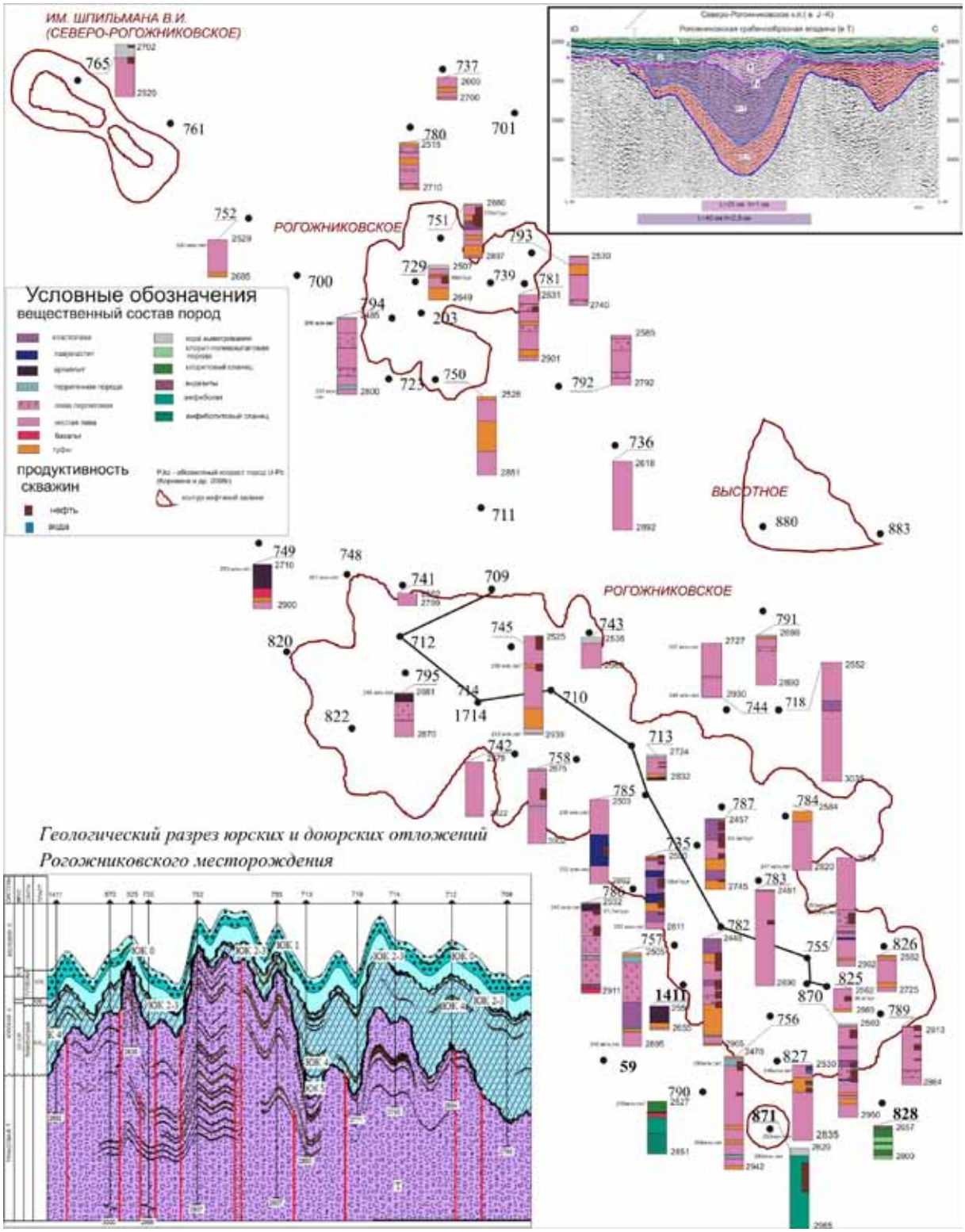


Рис. 2. Вещественный состав и нефтеносность вулканических пород Рогожниковского месторождения

кавернозный, основные дебиты связаны с кислыми эффузивами (риолитами, дацитами, их лавами). Наиболее продуктивными участками являются грабенообразные впадины, имеющие в триасе инверсионное развитие. К высокоперспективным грабенообразным впадинам, кроме Рогожниковской, отнесены наиболее похожие на нее Даниловская, Когалымская и Аганская, расчет начальных суммарных ресурсов показал, что вулканогенные породы содержат 1300 млн т углеводородного сырья.

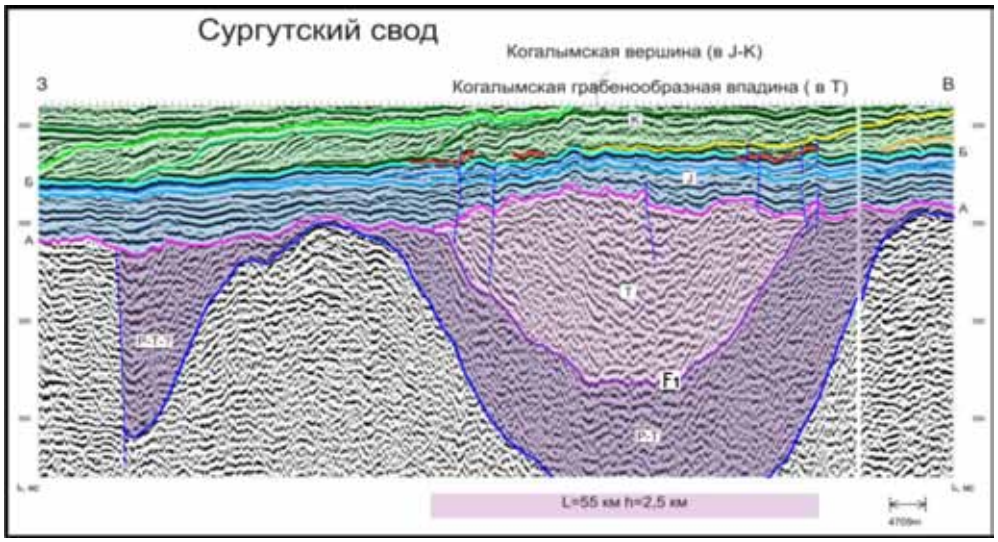


Рис. 3. Когалымская грабенообразная впадина (интерпретация С.Ф. Кулагиной)

Литература

Архипов С.В., Замаруев Е.И., Хабарова Т.С. Характерные черты геологического строения и нефтенасыщенности Рогожниковского месторождения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО — Югры: материалы XII научно-практической конференции. Т. 1. 2009. С. 202–213.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. О рифтогенезе, плюмах и других дискуссионных вопросах геотектоники // Горные ведомости. 2011. № 5. С. 6–17.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. К проблеме пермо-триаса Западной Сибири // Горные ведомости. 2009. № 3. С. 2–27.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минчинков Н.Н. и др. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири — объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО — Югры: материалы XII научно-практической конференции. Т. 1. 2009. С. 202–213.

Кропотова Е.П., Коровина Т.А., Гильманова Н.В., Шадрина С.В. Условия формирования залежей углеводородов в доюрских отложениях на Рогожниковском лицензионном участке // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО — Югры: материалы X научно-практической конференции. Т. 1. 2007. С. 372–383.

Скачек К.Г., Гарифуллин Р.А., Валеев Р.А. Особенности геологического строения Кочевской генерационно-аккумуляционной зоны // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО — Югры: материалы IX научно-практической конференции. Т. 2. 2006. С. 5–14.

МОДЕЛИ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ ИНДИКАТОРОВ ЗРЕЛОСТИ ПСАММИТОВ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГААНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.И. Ялышева[1], А.С. Вдовин[2], Н.Д. Сергеева[3]

[1]Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Yalysheva@igg.uran.ru
[2]Отдел ГИС ООО «ТатАСУ» Группа компаний «Татинтек», Альметьевск, Vdovin_as@yandex.ru
[3]Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, riphey@ufa.ras.ru

Для решения задач в области анализа геологических данных привлекается мощный аппарат методов математического моделирования. Использование моделей (условных образов) геологических объектов или явлений позволяет более детально подойти к вопросам особенностей развития геологической среды. Для данного вида моделей характерно то, что

состояние системы однозначно определяется исходными или начальными данными и полностью предсказуемо в пространстве (Вистелиус, 1980). Наряду с литологическими исследованиями полученные данные могут стать важными характеристиками при расчленении и корреляции «немых» докембрийских отложений Урала.

В качестве анализируемых характеристик псаммитов были выбраны показатели зрелости обломочного вещества: значения среднего арифметического (Xср (φ)) сферичности кластогенного кварца, который является показателем морфологической зрелости псаммитов (Ялышева, 2010; 2012) и ZTR-индекса тяжелой фракции как индикатора минералогической зрелости (Hubert, 1962) (таблица).

Характеристики рифейских псаммитов

Свиты	Индексы разрезов	Точки отбора образцов	Координаты		Xср(φ)	ZTR-индекс
			N	E		
Айская (ai)	Я08-11	Г. Бол. Миасс, южнее д. Аршинка (навышская подсвита)	55° 32′	59° 40′	0,590	39,624
	Я08-09	Г. Острая Сопка (чудинская подсвита)	55° 17′	59° 28′	0,668	39,142
	Я08-01	Р. Кисеганка (кисеганская подсвита)	55° 20′	59° 24′	0,573	43,821
Большеинзерская (bin)	Ая09-27	Г. Заливская (р. Б. Инзер)	53° 70′	57° 50′	0,575	62,231
Бакальская (b)	А08-10	Карьер Александровский (пос. Рудничный)	54° 55′	58° 50′	0,651	53,614
Юшинская (jsh)	Ая09-44	р. Мал Бретяк	53° 34′	57° 21′	0,599	67,363
	Ая09-38	Хр. Б. Шатак, восточнее д. Исмакаево	53° 42′	57° 32′	0,562	
Зигальгинская (zg)	Я08-15	Карьер Иркускан (пос. Рудничный)	54° 55′	58° 13′	0,659	70,211
Авзянская (av)	Ая09-37	Р. Зигаза	53° 51′	57° 22′	0,676	24,213
Зильмердакская (zl)	Я08-7-1	Р. Катав (бирьянская подсвита)	54° 41′	58° 13′	0,611	24,273
	Я08-13	Р. Инзер (нугушская подсвита)	54° 12′	57° 34′	0,625	49,652

Материалом для исследований послужили породы рифейского уровня верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, среди которых псаммиты айской (навышская, липовская и кисеганская подсвиты), большеинзерской, бакальской и юшинской свит бурзянской серии, зигальгинской и авзянской свит юрматинской серии, зильмердакской свиты (бирьянская и нугушская подсвиты) каратауской серии (таблица).

Реализация задачи построения модели поверхности (вариограммы) распределения данных позволила подойти к вопросу о степени подобия (схожести) характеристик литостратиграфических комплексов. В свою очередь, мы имеем возможность подойти к задаче идентификации и выявления особенностей состава источников сноса для отложений рифея.

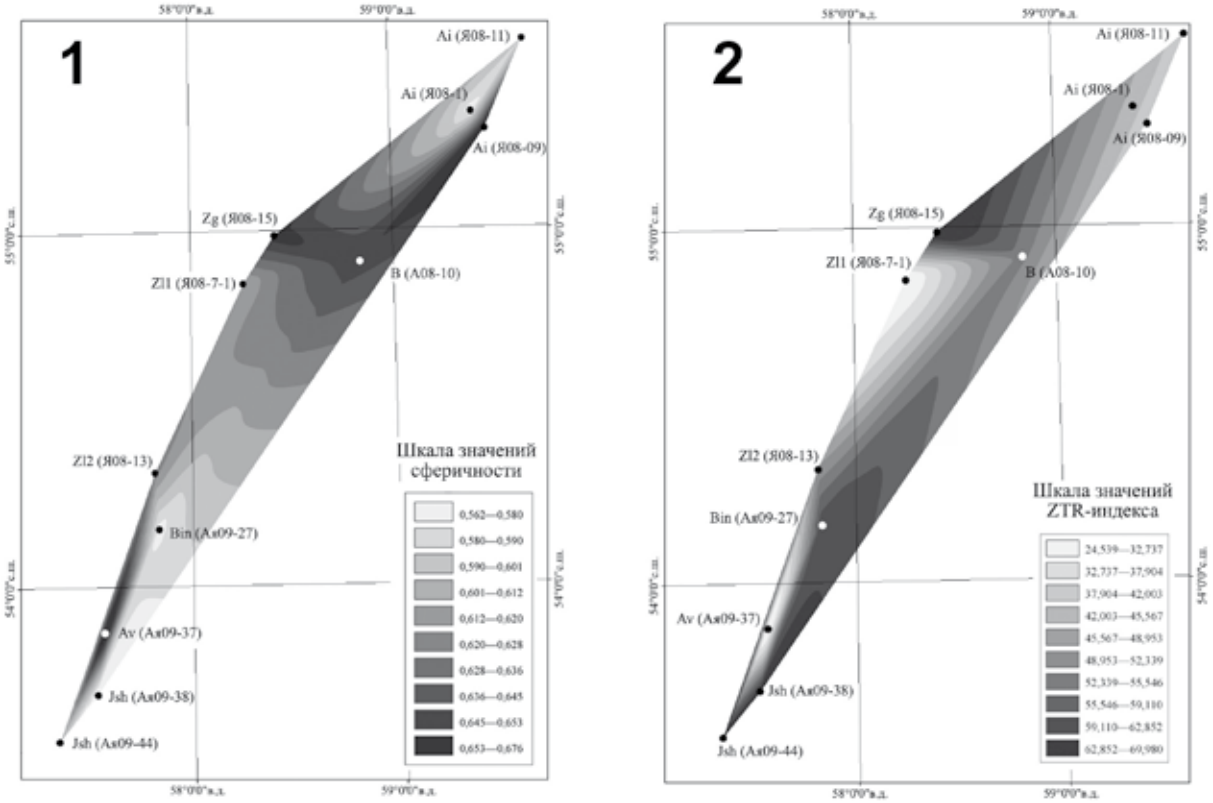
Для построения детерминированной модели был использован метод линейной интерполяции данных в пространстве, а именно — естественного (ближайшего) соседства (natural neighbor) (Sibson, 1981). Важным преимуществом использования этого метода является возможность идентифицировать наличие связей между геологическими объектами, в конечном счете мы получаем детерминированную модель пространственно соподчиненных геологических объектов на основе заданных признаков. Суть метода ближайшего соседства заключается в том, что анализируемые данные описываются некоторой функцией V(x), определенной на области S, где $x \in S$ — координаты точки. Таким образом, на основе полученных данных $V_i=V(x_i)$ (значения характеристики) в точках $x_{i \in}S$ (точка с координатами в пространстве) появляется возможность построить функцию V(x) для всей исследуемой области S. Любая точка x исследуемой области S обладает значением функции V(x), которое имеет ближайшая (по евклидовой дистанции) точка измерения. Областью влияния точки X_i является геометрическое место точек в пространстве координат $A(X_i)$, таких что $\forall X \in A(x_i)$; $\forall j \neq i$: $\|X_i,x\|<\|X_j,x\|$. Всем точкам, принадлежащим области влияния $A(X_i)$, присваиваются значения исходной заданной точки (Sibson, 1981; Boissonnat, Cazals, 2001; Демьянов, Савельева, 2010).

Детальный анализ данных поверхности распределения индикаторов псаммитов рифея позволил прийти к следующим выводам. Распределение значений сферичности кластогенного кварца айской свиты нижнего рифея зафиксировало, что от более древнего уровня айской свиты (навышская подсвита) к более молодым (липовская и кисеганская подсвиты) возрастает степень зрелости псаммитов. При анализе пространственного распределения ZTR-индекса отчетливо фиксируется повторение тренда увеличения зрелости от более древних к более молодым айским уровням, но уже тяжелой фракции (рисунок). Мы предполагаем, что это связано с тем, что в раннеайское время интенсивно размывались отдельные блоки расположенного на севере Тараташского комплекса, за счет чего происходило обогащение терригенных толщ петрогенной кластикой. Согласно данным (Геология и палеогеография…, 1977), начиная с липовской подсвиты айской свиты, размыву подвергаются не только породы Тараташского массива, но образования востока Русской платформы, в т.ч. аркозовые кварцито-песчаники.

Несколько иная картина наблюдается для коррелируемых с айской свитой отложений на юго-западе Башкирского мегантиклинория (рисунок). Отложения большеинзерской свиты нижнего рифея на основе индексов зрелости образуют кластер с псаммитами юшинской свиты и отличаются низкой морфологической зрелостью и высокой минералогической.

Как по значению сферичности кварца, так и ZTR-индекса тяжелой фракции отложения бакальской свиты нижнего рифея и зигальгинской свиты среднего рифея объединяются в единый кластер (рисунок). Высокие значения сферичности и ZTR-индекса свидетельствуют в пользу того, что в формировании бакальских и зигальгинских отложений принимали участия в основном зрелые осадочные и/или метаосадочные породы.

На вариограммах (рисунок) видно, что для псаммитов авзянской (средний) и зильмердакской (верхний рифей) свит также выделяется кластер, который характеризуется пониженными значениями индикаторов зрелости. Значения сферичности кварца указывают на заметную роль литогенной кластики в отложениях, в то время как тяжелая фракция начинает фиксировать сигнал участия петрогенного вещества. В отличие от более древних уровней



Вариограммы распределения значений индикаторов морфологической (1) и минералогической (2) зрелости. Свиты: ai — айская, bin — большеинзерская, b — бакальская, jsh — юшинская, zg — зигальгинская, av — авзянская, zl — зильмердакская

рифея, авзянские и зильмердакские толщи накапливали больший спектр минералов тяжелой фракции. В искусственных шлихах из псаммитов зильмердакской свиты наряду с цирконом, турмалином и титановыми минералами было установлено значительное содержание пироксенов и амфиболов (Орлова, 1960; Сергеева, 1989). Основываясь на данных о цирконах в псаммитах зильмердакской свиты верхнего рифея, В.М. Чайка (1966) считал, что в начале позднего рифея существовали два источника сноса: Русская платформа и суша на востоке, последняя была сложена преимущественно гранитоидами при подчиненной роли метаморфических пород и комплексов ультраосновного состава.

Результаты анализа с помощью метода ближайшего соседства позволили создать интерполяционные модели, которые позволили подойти к следующим выводам. В начале нижнего рифея в составе псаммитов преобладает петрогенный незрелый материал по отношению к зрелому литогенному. Это связанно с выходом на базис эрозии местных (локальных) блоков кристаллических пород, например, Тараташского комплекса. В формировании терригенных отложений участвует зрелая кластика, которая была получена за счет размыва дорифейского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Начиная с конца среднего – начала верхнего рифея происходит увеличение доли петрогенного материала в составе псаммитов. Повышенное содержание незрелой кластики в начале позднего рифея может быть связано с тем, что наряду с осадочным чехлом Русской платформы в формирование отложений постепенно вовлекались кристаллические комплексы платформы и Башкирского мегантиклинория.

Исследования выполнены в рамках Интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики, минерагения» № 12-С-5-1014 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31-361мол_а.

Литература

Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980. 389 с.

Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Демьянов В., Савельева Е. Геостатистика. Теория и практика. М.: Наука, 2010. 375 с.

Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних «немых» толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: МинГОН СССР, 1960. С. 31–43.

Сергеева Н.Д. Минералогическая корреляция верхнедокембрийских образований Южного Урала: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. 23 с.

Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра. С. 200–215.

Ялышева А.И. Индикаторы зрелости кластики докембрийских отложений Башкирского мегантиклинория и приуральской части Восточно-Европейской платформы // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Материалы 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 202–204.

Ялышева А.И. Типоморфизм кластогенного кварца из докембрийских отложений Южного и Среднего Урала // Литосфера. 2010б. № 1. С. 64–83.

Boissonnat J.D., Cazals F. Natural neighbor coordinates of points on a surface // Computational Geometry. 2001. № 19. P. 155–173.

Hubert J.F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones // Journal of Sedimentary Research. 1962. V. 32. № 3. P. 440–450.

Sibson R. A brief description of natural neighbor interpolation // Interpreting Multivariate Data. Wiley, New York. 1981. P. 21–36.

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА И МАТЕРИАЛОВ ГИС ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ БАТ-ПОЗДНЕЮРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

П.А.Ян, Е.М.Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, YanPA@ipgg.sbras.ru

Седиментологические (в широком смысле) исследования нефтегазоносных отложений в настоящее время проводятся для решения самого широкого круга задач (от поисковых и разведочных до эксплуатационных) практически всеми геологическими организациями нефтяного профиля с применением самых разнообразных методов. До сих пор наиболее точные и достоверные результаты на закрытых территориях позволяют получить исследования, проводимые по керну скважин. Однако фрагментарность отбора керна, его не полный выход и еще целый ряд причин диктуют необходимость применения скважинной геофизики. Впервые использовать результаты скважинной геофизики для проведения литофациальных построений предложили специалисты компании Shell во второй половине 50-ых. Много работ по этой теме в 70-ых годах опубликовали С. Пирсон (1970), Дж. Шелтон (1972), Д. Буш (1974), С. Конибер (1976) и др. Из отечественных исследователей методическими разработками в этой области занимались Л.С. Чернова (1976) и В.Б. Белозеров (1984). Но наибольшей популярностью у российских специалистов до сих пор пользуется работа Муромцева (1984).

Несколько лет назад коллективом лаборатории седиментологии ИНГГ СО РАН была проведена работа по построению седиментационной модели бат-вехнеюрских отложений юга Западной Сибири, целью которой являлось определение интервалов и зон с улучшенными коллекторскими свойствами. Территория исследования располагается в зоне сочленения Пурпейско-Васюганского, Омского и Сильгинского структурно-фациальных районов. Объектом являются бат-верхнеюрские отложения, представленные верхней частью верхнетюменской подсвиты (нефтегазоносный горизонт $Ю_2$) и васюганской свитой, включающей горизонт $Ю_1$. Материалом для седиментологических исследований послужил керн 70 скважин и результаты ГИС (стандартный, индукционный и радиоактивный каротаж) более 200 скважин.

На начальном этапе исследований выполнялись ревизия, детальное описание, фотографирование керна скважин и отбор образцов для комплексного анализа. Затем по каждой скважине проводилось построение разрезов, привязка керна к данным ГИС и строились вертикальные седиментационные модели. При реконструкции обстановок седиментации отложений учитывался широкий спектр признаков: вещественно-текстурные свойства пород, характер растительных и фаунистических остатков, тип биотурбации, минеральные включения, данные петрографии и гранулометрии, результаты микроанализа структурно-текстурных особенностей пород, характера границ между литологическими единицами. Особое внимание уделялось выявлению последовательностей пород разного ранга (седиментационные циклы и ассоциации), в том числе с использованием данных ГИС.

В соответствии с поставленными задачами было необходимо построить серию палеогеографических схем на определенные временные срезы, что подразумевало под собой наличие соответствующей корреляционной основы. Традиционно верхняя часть васюганской свиты делится на подугольную, межугольную и надугольную пачки (Белозеров и др., 1980), которые хорошо отличаются друг от друга по содержанию, но имеют скользящие возрастные границы. По этой причине мы были вынуждены провести альтернативные расчленение и корреляцию.

Предварительное исследование кернового материала и вертикальных разрезов позволили расшифровать структуру бат-верхнеюрских отложений и получить представление о характере развития этой части седиментационного бассейна. В соответствии с ними было выделено несколько квазиизохронных границ, соответствующих существенным перестройкам осадочных

систем и которые можно отчетливо проследить по каротажным диаграммам: это кровли выдержанных углистых пластов, поверхности максимального затопления и трансгрессивные поверхности, отвечающие подошвам пахомовской и барабинской пачек.

Углистые пласты характеризуются низкими значениями ГК и НГК и высокими – КС. Формирование выдержанных углистых реперов отвечает этапам максимальной регрессии с образованием обширных заболачивающихся пойменных равнин. **Поверхности затопления** отвечают этапам максимальной трансгрессии и фиксируются на каротажных кривых резким повышением значений ГК и понижением – КС. **Трансгрессивные поверхности** соответствуют эпизодам резкого высокоамплитудного поднятия относительного уровня моря, во время которых формировались пахомовская и барабинская пачки. Эти пачки имеют весьма специфический состав и отчетливо выделяющиеся в керне и по резкому пику индукционного каротажа.

Подготовленная таким образом корреляционная основа позволила провести латеральное сопоставление разнофациальных, но одновозрастных отложений, формировавшихся в естественном последовательном ряду палеообстановок. Эти ряды были выделены в четыре седиментационных комплекса с квазиизохронными границами: **средне-верхнебатский** ($Ю_2$); **келловейский** (нижневасюганская подсвита и часть подугольной толщи); **нижнеоксфордский** (часть подугольной толщи и межугольная толща); **средне-верхнеоксфордский** (надугольная толща). В пределах этих комплексов удалось провести экстраполяцию результатов литолого-фациального анализа кернового материала на разрезы, охарактеризованные только геофизическими данными и выделить ограниченное количество литофациальных последовательностей, которые с высокой достоверностью диагностируются по стандартному и радиоактивному каротажу. Ниже приведены примеры наиболее характерных из них.

Литофациальные последовательности заполнения русел. Каротажные диаграммы отражают структуру соответствующих песчаных тел с резкой подошвой, грубым материалом в основании и постепенным утонением его вверх по разрезу. Значения естественной радиоактивности на нижних границах резко падают; в зависимости от мощности пласта на уровне минимальных значений может наблюдаться «пилообразная» боковая линия и постепенный верхний переход в сторону высоких значений, отвечающих пойменным отложениям. Кривая НГК обычно ведет себя обратным образом. Отрицательные аномалии ПС, как правило, имеют горизонтальную подошвенную линию и наклонную кровельную, однако в случае вторичной карбонатизации песчаников, аномалии может не наблюдаться, при этом наблюдается скачкообразное увеличение кажущегося электрического сопротивления. Необходимо отметить, что подобные последовательности слагают не только меандровые и русловые отмели в пределах аллювиальной равнины, но также могут встречаться в виде отложений флювиальных дельтовых рукавов, заполнения приливно-отливных каналов и структур размыва с последующим заполнением в зонах действия устойчивых морских течений. Соответственно для уточнения интерпретации необходимо опираться на данные изучения кернового материала и анализ латеральных и вертикальных последовательностей.

Пойменные литофациальные ассоциации представляют собой комплекс алеврито-глинистых слоев, иногда углей и углистых осадков в случае заболачивания местности. Кривая КС имеет «пилообразную» форму, значения ГК и НГК слабоповышенные, кривые сильно дифференцированы. Прослоям углистых аргиллитов и углей соответствуют резкие скачкообразные увеличения кажущегося электрического сопротивления и синхронные падения значений ГК и НГК. В тесной парагенетической связи с пойменными отложениями находятся русловые осадки. Схожие по составу и, соответственно, по геофизической характеристике отложения формируются на дельтовой и прибрежно-морской равнинах. В этом случае они будут пространственно сопряжены с другими дельтовыми литофациями и/или литофациями мелкого шельфа.

Проградационные последовательности. Постепенная проградация баровых систем и пляжей в сторону бассейна хорошо фиксируется в разрезе по возрастанию зернистости вверх. В соответствии с этим ведут себя и каротажные характеристики: значения естественной радиоактивности постепенно падают, в прикровельной части пласта происходит ее скачкообразное увеличение. Кривая НГК ведет себя зеркально диаграмме ГК. Кривые ПС

формируют отрицательные аномалии с наклонной подошвенной и резкой или крутонаклонной кровельной границами (в случае отсутствия вторичной карбонатизации).

Песчаные тела с подобной структурой формируют также дельтовые устьевые бары и фронт дельты. В этом случае в ряду фаций они будут находиться между аллювиально-пойменными и мелководно-морскими отложениями.

При обнаружении проградационных песчаных тел, но без признаков морского происхождения и в ассоциации с синхронными отложениями аллювиально-пойменной равнины, служили основанием для выделения микродельт в пределах крупных озер или остаточных заливов.

Отдельно стоит остановиться на специфических отложениях, которые обычно слагают верхнюю часть верхневасюганской подсвиты (пласт $Ю_1^1$) и представлены песчаниками мелко-, реже среднезернистыми, с обильными и разнообразными остатками морской фауны. Эти песчаники очень часто интенсивно карбонизированными, вплоть до образования известняков. Несмотря на свою обычно небольшую мощность, в Западной Сибири они встречаются практически на всей территории распространения васюганской свиты и значительной части – наунакской и татарской свит. Проградационная структура этих тел хорошо видна на диаграммах радиоактивного каротажа, кривая ПС находится на уровне «глин», КС может достигать 60-80 и даже 100-120 ом*м, что вполне сопоставимо с углистыми аргиллитами и углями. И этот момент очень важен, поскольку если рассматривать разрез васюганской свиты только по данным электрического каротажа, то эту часть разреза можно легко спутать с углистыми пойменными отложениями, отнести их к межугольной толще и прийти к необоснованному заключению о значительном предгеоргиевском размыве.

На финальной стадии нашей работы проводилось сопоставление всего массива полученных данных и на каждый выделенный синхронный уровень последовательно снизу вверх строились палеогеографические схемы. Они послужили надежной верификацией для всех предварительных результатов: в процессе создания каждой из схем серьезное уточнение претерпевала как корреляционная часть построений, так и часть, касающаяся литофациальной интерпретации разрезов.

Таким образом, сделаны следующие выводы:

- Проведенная корреляция на основе прослеживания квазиизохронных границ позволила выделить в составе бат-верхнеюрских отложений комплексы, состоящие из последовательных латеральных рядов одновозрастных литофаций;
- Установлено ограниченное количество литофациальных последовательностей, которые в пределах изохронных комплексов могут быть с высокой степенью достоверности диагностированы по комплексу стандартного и радиоактивного каротажа;
- Из данных ГИС наибольшую информативность показал радиоактивный каротаж, который более четко отражает изменения в составе литологических тел и хорошо отбивает их границы. Кривые самопроизвольной поляризации не позволяют выделять карбонатизированные алеврито-песчаные пласты, имеют меньшую разрешающую способность при выделении маломощных тел. Кроме того значения самопроизвольного потенциала сильно зависит от минерализации бурового раствора и тип флюидонасыщения пластов, что часто не принимается во внимание. Таким образом, известная методика В.С.Муромцева (1984), разработанная на основе анализа юрских отложений Жетыбай-Узеньской тектонической ступени Мангышлака, характеризующихся существенно меньшей степенью литификации и отсутствием карбонатных прослоев значительной мощности, не может являться главной, и тем более единственной основой для проведения палеогеографических реконструкций мезозойских отложений Западно-Сибирского бассейна и построения прогнозных карт.

Литература

Белозеров В.Б., Брылина Н.А., Даненберг Е.Е. Фациальная диагностика по материалам ГИС континентальных и прибрежно-морских отложений юры юго-востока Западной Сибири // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1984. С. 11-23.

Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

Чернова Л.С. Генетические модели некоторых типов фаций прибрсжно-морских и континентальных отложений //Тр. СНИИГГиМС, Вып. 232. Новосибирск, 1976. С. 93-97.

Busch D.A. Stratigraphic Traps in Sandstones – Exploration Techniques, AAPG M21, Tulsa, 1974, 174 p.

Conybeare C.E.B. Geomorphology of oil and gas fields in sandstone bodies // Development in petroleum science, 4. Elsevier, Amsterdam, 1976. 353 p.

Pirson, S. J., 1970. Geologic well log analysis. Gulf Publ. Co., Houston. 370 pp.

Serra O. and Sulpice L. Sedimentological analysis of shale-sand series from well logs. SPWLA. 16th Ann. Log.Symp.Trans., paper W. 1975.

Shelton J. W. Correlation sections and log maps in determination of sandstone trends.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists. 1972. V. 56, N 8. P. 1541-1544.

ВОПРОСЫ И ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ВНУТРИСТРАТИСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД — ИХ ЭПИГЕНЕЗИСА

О.В. Япаскурт

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Геологический институт РАН, Москва, yapaskurt@mail.ru

Литология на рубеже XX и XXI веков сменила акценты своих теоретических исследований, перейдя от эмпирических обобщений природных закономерностей к раскрытию сущности и механизма процессов породообразования и минерально-породных изменений, осуществляемых как на земной поверхности, так и глубоко под ней, внутри стратисферы (нижняя граница которой отвечает *P-T* параметрам зеленосланцевой стадии метаморфизма). Там, под уровнями превращения осадков в горные породы (то есть, после их *генезиса*), вступают в силу физико-химические и минералогенические процессы многоэтапного *эпигенезиса* этих пород, включая генерацию в них углеводородных залежей на стадии ката- и метагенеза. Для их познания оказался неприемлемым основополагающий сравнительно-литологический принцип методологии, внедренный трудами классиков (Й. Вальтера, А.Д. Архангельского, У.Х. Твенхофела, Н.М. Страхова) и господствующий в современной седиментологии. Причина — недоступность эпигенетических современных процессов прямому наблюдению вследствие их глубинности и (главное) длительности, которая на много порядков превышает срок жизни людского поколения.

Эпигенетические процессы реконструируемы только косвенно: по структурным, текстурным и вещественным следам, оставленным ими в породе. Они опознаются методом, который именуется в отечественной литературе как «стадиальный анализ» — термин Н.М. Страхова (Методы…, 1957; Япаскурт, 1995; Махнач, 2000). Внедрив его, исходный задел в этой области знания внесли в середине XX в. Л.В. Пустовалов, Н.В. Логвиненко, Н.М. Страхов, Л.Б. Рухин, Н.Б. Вассоевич, Н.В. Логвиненко, а затем П.В. Зарицкий, Г.А. Каледа, Г.В. Карпова, А.В. Копелиович, А.Г. Коссовская, В.И. Копорулин, Г.Ф. Крашенинников, Б.А. Лебедев, А.Н. Махнач, Н.А. Минский, В.И. Муравьев, Г.Н. Перозио, К.Б. Прошляков, Р.С. Сахибгиреев, И.М. Симанович, В.Н. Холодов, В.Д. Шутов и другие наши соотечественники; многие зарубежные ученые: Э.Т. Дегенс, Э.К. Депплес, Ф.Дж. Петтиджон, Р.К. Сели, Р. Фейербридж, Дж.В. Чилингар и другие.

Потом, после некоторой паузы в конце прошлого столетия, публикации по рассматриваемой тематике в российской периодике учащаются. Определился большой раздел теоретической литологии, посвященный внутристратисферному эпигенезису осадочных образований, его процессам и факторам влияния на них, их взаимосвязям с нафтидогенезом, стратиформным рудогенезом и с эволюцией геодинамических режимов формирования и бытия земных сфер. Определились и нижеследующие аспекты этого теоретического раздела.

1. Упорядочение информации о множестве конкретных процессов последиагенетического эпигенезиса и, следуя завету классиков (Вассоевич, Меннер, 1979), системное ранжирование таких процессов вместе с их реальными диагностическими признаками. Последние опознаются посредством: 1) оптической и электронной микроскопии (микро- и наноуровни минерально-компонентной организации природной системы); 2) визуальных наблюдений (породно-слоевой уровень); 3) формационного синтеза всех этих сведений (надпородный уровень) — см. в работах (Япаскурт, 2008, 2013), где даны описания и иллюстрации признаков: литостатических (P_s), гидростатических (P_f) и стрессовых (P_{st}) давлений; внутри- и межслоевых миграций флюидов; палеотермальных импульсов воздействия на породу; ее уплотнения, корродирования аллотигенных минеральных частиц — доноров вещества для аутигенеза; его стадийности; метасоматоза и диффузии, трансформаций кристаллических структур слоистых силикатов (без изменения фазовых состояний вещества), кристаллобластеза, гидролиза и дегазации карбонатных компонентов и ОВ и многих других «элементарных» процессов. Их сочетания на породно-слоевых уровнях системы обеспечивают: конкрециеобразование, цементацию породы, кливажирование, будинирование, децементацию и проч. Переходя к формационному уровню обобщений, выявляют признаки процессов: гидрогенных — элизионных, инфильтрационных, гравитационно-рассольных (Холодов, 2006), метабластических (Япаскурт, 2008), нефтегенерационных (Вассоевич, 1975; Конторович и многие другие), рудогенерационных (Аплонов, Лебедев, 2010) и другие.

2. Системные анализы многоранговых и многофакторных внутристратисферных процессов, выполняемые на основе историко-геологических и палеотектонических данных об этапности формирования и преобразования отдельных осадочно-породных бассейнов (ОПБ), их фрагментов (Япаскурт, 2005; и др.), а также складчато-надвиговых областей орогенов (Япаскурт, Шиханов, 2008) подводят нас к постановке нижеперечисляемых актуальных проблем: степень унаследованности эпигенетического минералогенеза от седиментогенной стадии бытия ОПБ либо отсутствие таковой; роль флюидов внутриформационных и чужеродных как среды аутигенеза либо источника его веществ и как переносчика глубинного тепла — активизатора аутигенных процессов; конкретизация роли тектонических факторов — темпа погружения дна бассейна вместе со степенью компенсированности его осадками, влияний на аутигенез инверсионных дислокаций в структуре ОПБ, стресса и проч.; общий анализ прямых и косвенных влияний на эпигенезис со стороны конкретных эндогенных и экзогенных факторов в различных геодинамических условиях; расчет баланса и рециклинга вещества (минерального и ОВ) самой формации и оценка вероятности его поставок из нижележащих осадочных формаций или из более глубинных геосфер. Последняя, самая актуальная проблема активно разрабатывается сейчас гелогами-нефтяниками школы А.Э. Конторовича применительно к углеводородному сырью; расчеты рециклинга кремнезема, сульфатов, карбонатов Ca, Mg, Fe, Mn и других компонентов – дело будущего. По остальным перечисленным здесь проблемам имеются значительные заделы, перечисляемые ниже.

3. Участились свидетельства о дискретном характере многих процессов аутигенного минералообразования (регенерация терригенных и эдафогенных частиц), структуро- и текстурообразования (кристаллобластез, стилолиты, швы флюидоразрыва, кливажирование). Процессы литификации осуществляются нелинейно (если не все, то их значительная часть), и не везде их интенсивность коррелируется со степенью катагенетической измененности ОВ — явные их расхождения зафиксированы в обстановках тектонического стресса и инверсионных положительных структур в ОПБ по причине их большей, чем у ОВ податливости косного вещества к импульсам давления и к изменениям гидрохимии водно-флюидной среды. Все это согласуется с новейшими теоретическими заключениями относительно нелинейного характера эволюции открытых природных систем и их самоорганизации — см. в синергетических аспектах исследования уральских и сибирских геологов В.П. Алексеева (2012), Ф.А. Летникова (2000), С.Л. Шварцева (2007) и др., и в недавних трудах автора (Япаскурт, 2005, 2013).

4. Учитывая вышеотмеченное, теперь можно объяснить причину того, почему классические схемы стадийности катагенеза (регионального эпигенеза), построенные прежде по стадиально-минералогическим критериям для глубоко погруженных терригенных формаций

А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, Н.В. Логвиненко и их учениками (включая автора), оказались приемлемыми не ко всем ОПБ. Объяснение таково: там, где процессы последиагенетического минералогенеза реализуются *дискретно*, *катагенетическая зональность*, упомянутая выше, *представляет собой интегральный эффект* прерывистых и не всегда синхронных глубинных процессов, многие из которых (регенерация, кристаллобластез и др.) кратковременны. Следовательно, плавная последовательность усложнения породных изменений сверху вниз по разрезу осадочной толщи — это только один из частных случаев согласованного порядка проявления импульсов интенсификации аутигенных новообразований. Импульсивность этих новообразований приобрела скрытый от прямого наблюдения характер внутри тех осадочных толщ, которые длительно пребывали в условиях интенсивного и стабильного погружения и без инверсионных перестроек их тектонической структуры. При таких обстоятельствах, очевидно, возникал *эффект кажущейся постепенности* наращивания измененности осадочных отложений по мере роста палеоглубины их залегания.

5. Вышесказанное в корне меняет наше отношение к бытующему в геологической среде представлению о постепенности границы между стадиями литогенеза и «метаморфизма погружения» осадочных толщ. Доказывается дискретность этой границы, а также стадиальная оторванность от катагенеза промежуточных новообразований метагенеза (апокатагенеза, анхиметаморфизма) — см. в работах (Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт, 2005). Поясню это подробнее, напомнив, что метагенез здесь трактуется как послекатагенетическая стадия изменения пород предельно уплотненных, во многом перекристаллизованных в условиях T=200–350 °*C* и P>200 *МПа*, когда господствовали диффузионно-метасоматические и рекристаллизационно-бластические процессы минералогенеза. Макроструктуры большинства таких пород сохраняют осадочный облик, но микроструктуры существенно трансформированы. Конечные продукты аутигенного минералогенеза гомологичны метаморфическим парагенезам добиотитовой зеленосланцевой стадии, однако, в отличие от таковой здесь они еще не достигли полного состояния физико-химических фазовых равновесий. Традиционно многие рассматривают метагенез как продукт глубочайшего (после катагенеза) погружения горных пород. Иная точка зрения: метагенез — это следствие динамотермального импульса и самый начальный, но не завершенный этап метаморфизма осадочных горных пород. Такой точки зрения придерживался академик А.А. Маракушев и автор (Япаскурт, 1981). Предпринятое И.М. Симановичем картирование зональности катагенеза и метагенеза в складчатых областях Верхоянья и Южного Кавказа в деталях подтвердило *стадиальную обособленность метагенеза, его наложенность на разные уровни катагенетических породных изменений* и генетическую взаимосвязь с конкретными импульсами геодинамических перестроек структуры ОПБ. Главное условие дискретных процессов метагенеза — превышение P_{st} (стрессового) над P_f (флюидным), а также и ΔT импульс. Точно такие же термобарические факторы порождают региональный метаморфизм, согласно А.А. Маракушеву: при $P_{st}>P_s>P_f$ магматизм и метаморфизм связаны исключительно с подъемом к поверхности Земли ювенильных флюидов, которые создают ΔT, превысивший местный (фоновый) геотермический градиент. Это важное условие метаморфических реакций. При нем соотношение $P_s>P_f$ обеспечивает отток флюидов H_2O и CO_2 из метаморфизуемых минеральных компонентов осадочной породы вверх, то есть в вышележащие толщи, которые претерпевают катагенетические изменения. Стресс (P_{st}) сам по себе тоже активизирует ΔT, и механизм такой активизации объяснил Ф.А. Летников в 2004 г.

6. Важный аспект теории эпигенезиса — источники веществ для аутигенеза и генезис флюидной фазы, являющейся в одних случаях их источником, в иных только средой для реализации аутигенного минералогенеза и минеральных трансформаций. Главный источник веществ для породных новообразований стадии катагенеза служит аллотигенный и аутигенный седиментофонд, под влиянием P_s, ΔT и флюидной среды корродируемый и трансформируемый. Учтя это, Л.В. Пустовалов сформулировал закон физико-химической наследственности продуктов вторичного изменения осадочных пород. Теперь выяснено, что условия этого закона не универсальны: на водно-нефтяных контактах, а также в породах, испытавших инверсионные тектонические дислокации и воздымание после погружения, фиксируется интенсивная вторичная карбонатизация, окварцевание и другие новообразования, для которых седиментогенного

донорства было явно недостаточно. Роль доноров играли внутристратисферные флюиды, пришедшие сюда из иных стратиграфических уровней (Махнач, 2000; Холодов, 2006). Не исключается вероятность притока флюидов и из эндосфер, однако прежде, чем принимать такую версию, необходимо количественно оценить флюидогенерационную роль своих собственных глинистых комплексов. Это относится и к анализу генезиса стратиформных руд, при котором внутриформационные флюиды в условиях T=100–200 °C вели себя как гидротермы (Летников, 2000; Аплонов, Лебедев, 2010). В таких ситуациях роль эндогенных флюидопотоков чаще всего могла сводиться только к обеспечению аномальных ΔT, игравших роль «стартера» при запуске могучего двигателя — внутристратисферной мегасистемы.

7. Теперь можно утверждать, что стратисфера — это самоорганизующаяся (Летников, 2000; Шварцев, 2007) и динамично развивающаяся минерально-органогенно-породно-флюидная система, которая периодически подпитывается энергией и веществом сверху (из седиментосферы) и снизу и отдает энергию процессам многорангового перераспределения и фазовой дифференциации своих собственных веществ. Она в определенных обстоятельствах сама активно влияет на рудогенез и нафтидогенез.

Заключение: в трактовке А.П. Лисицына, «современный осадочный процесс понимается как процесс взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между всеми сферами планеты». Следовательно, целесообразна разработка проблемы: «литогенез и геодинамика геосфер». Разделами ее могут послужить построения теоретических моделей пространственно-временной и генетической взаимосвязи экзо- и эндогенных процессов и факторов породообразования (в том числе рудообразования) и породных изменений применительно к различным геодинамическим режимам эволюции стратисферы, ее ОПБ и складчато-надвиговых орогенов.

Литература

Алексеев В.П. О синергетическом мировидении в седиментологии // Обзор концептуальных проблем литологии. М.: ГЕОС, 2012. С. 71–88.

Аплонов С.В., Лебедев Б.А. Нафтидорудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1975. № 5. С. 2–23.

Вассоевич Н.Б., Меннер В.В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1979. Т. 5 Вып. 4. С. 114–118.

Летников Ф.А. Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 2. С. 212–215.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Белорусский госуниверситет, 2000. 255 с.

Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Гос. научно-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1957. 611 с.

Симанович И.М., Япаскурт О.В. Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: Наука, 2006. 608 с.

Шварцев С.Л. Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли // Литосфера. 2007. № 1. С. 65–89.

Япаскурт О.В. О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1981. № 5. С. 33–38.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.

Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.

Япаскурт О.В. Литология: Учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издат. центр «Академия», 2008. 336 с.

Япаскурт О.В. Литология. Разделы теории. Ч. I. Процессы и факторы эпигенезиса горных пород: диагностика и системный анализ: Уч. пособие. М.: Изд-во МАКС Пресс, 2013. 216 с.

Япаскурт О.В., Шиханов С.Е. Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивающихся северосибирских палеобассейнах мезозоя. Статья 2. // Бюл. МОИП. 2008. Т. 84, вып. 4. С. 58–73.

СОДЕРЖАНИЕ

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Иванова Е.Д. Особенности формирования цунамигенных алевро-пелитовых илов 3

Рапацкая Л.А., Иванов А.А. Генезис марганцевых месторождений Присаянского прогиба и некоторые закономерности оруденения 7

Ревер В.Б. Литофации эоценовых отложений Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области 11

Родченко А.П. Диагностика условий осадконакопления органического вещества юрских пород в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по геохимическим данным 15

Ростовцева Ю.В. Фации и обстановки осадконакопления осадочных бассейнов краевых прогибов (Керченско-Таманский регион) 18

Рудмин М.А. Каппаметрические и фациальные исследования рудовмещающих горизонтов Бакчарского месторождения (Томская область) 21

Рудько С.В. Микрофациальные типы верхнеюрских брекчиевых проградационных комплексов и источники сноса. Южный борт Байдарской долины, Крым 25

Русанов Г.Г. Минералогические и геохимические особенности озёрно-ледниковых отложений в бассейнах рек Урсул и Ябоган Горного Алтая — индикаторы обстановок осадконакопления 29

Рябинкин С.В. К вопросу о возможностях оценки масштабов образования летучих продуктов катагенеза углей 32

Рябинкин С.В. О некоторых параметрах классификации углей 35

Рябинкина Н.Н., Митюшева Т.П. Литогенетические стадии преобразования нижневизейских битумонасыщенных терригенных пород 39

Рязанова Т.А. Типы коллекторов девонских отложений центральной части архипелага Северная Земля 41

Рязанова Т.А. Закономерности нефтегазообразования в осадочных бассейнах Дальнего Востока России по геолого-геохимическим критериям 44

Савенко В.А., Раковская И.П., Кныш Н.С. Реконструкция латеральной миграции палеоландшафтов в средней юре на основе палеогеоморфологических и литолого-фациальных исследований в Шаимском районе 46

Савицкий Ю.В. Псефитолиты в разрезе нижнего карбона северо-западного крыла Московской синеклизы: состав, строение, происхождение 50

Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Эволюция гипергенного минерагенеза в каледонский этап. Опыт историко-минерагенического анализа 53

Салдин В.А. Фосфатсодержащие породы нижней перми Большесынинской впадины Предуральского краевого прогиба 57

Сандула А.Н. Стадиально-парагентический метод формационного анализа 61

Сандула А.Н., Шадрин А.Н., Пономаренко Е.С. Особенности строения строения каменноугольно-нижнепермских формации в бассейне Верхней Печоры 63

Сапурин С.А., Мизенс Г.А. Постседиментационные изменения верхнедевонских известняков восточного склона Среднего Урала 65

Сараев С.В., Язиков А.Ю., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Соболев Е.С., Гонта Т.В. Седиментология и биостратиграфия верхнедевонских отложений арктической части Сибири (дельта Лены) 69

Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Батурина Т.П. Палеогеография Предъенисейского осадочного бассейна в венде и кембрии 73

Сафина Н.П., Масленникова С.П. Вещественно-структурные признаки литогенеза и метаморфизма в магнетитсодержащих полосчатых рудах Маукского колчеданного месторождения (Южный Урал).....76

Сафронов В.Т. Метакарбонатные породы протерозоя Евразии (петро-геохимический аспект) 79

Свальнов В.Н. Геохимические индикаторы седиментационных и постседиментационных событий в океане.....83

Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Современные процессы седиментации и осадочное рудообразование в пелагиали океана..... 86

Седаева К.М. Тектоно-магматические процессы, проявленные на рубеже девона – карбона, и их отражение в биосфере и седиментосфере 88

Седлецкий В.И. Изменение мощности органических отложений в ряду торф – антрацит 92

Седышева Т.Е., Мельников М.Е., Миноранский Д.Е., Иванов В.В. Особенности распределения полезных попутных элементов в кобальтоносных корках Магеллановых гор 95

Семенов Г.А. Минералого-геохимические особенности образования техногенных травертинов и их природных аналогов (на примере бальнеологических курортов Северо-Кавказского региона) 99

Сенников Н.В., Обут О.Т., Лыкова Е.В., Хабибулина Р.А. Проявления глобальных и региональных седиментационных и биотических событий в позднекембрийско-силурийских Алтайском и Салаирском бассейнах 103

Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Стефаненко О.Н., Стариченко И.Е. Тектоно-седиментационная модель осадконакопления юрско-неокомских отложений на унаследовано растущих поднятиях бассейнов седиментации 108

Сивальнева О.В., Рапопорт А.Б., Мусихин А.Д. Особенности циклического строения разрезов и породы-коллекторы в нижнедевонских отложениях Хорейверской и Варандей-Адзьвинской НГО.....113

Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Елабужской площади (Северо-Татарский свод)..... 117

Сиротенко Л.В., Горбачев В.И. Коллекторы и флюидоупоры в терригенных толщах триаса разреза Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины СГ-7 119

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические и Sm-Nd-изотопно-геохимические характеристики верхнеюрских терригенных отложений Зея-Депского прогиба (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса).....123

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В, Кречетов Д.В. Эоловое происхождение кластического материала и строение осадочных систем на позднерифейском шельфе Сибирской платформы (ипситская свита, Присаянье) 125

Советов Ю.К., Казак А.К. Орогенез и аллювиальное осадконакопление на юго-западе Сибирской платформы в позднем венде (тип дренажной сети, источники материала, темп погружения).....129

Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Скляров Е.В. Хемогенные карбонаты голоценовых осадков малых соленых озер аридных зон.....132

Стадниченко С.Н. Галокатагенез пород нижнепермских формаций центральной и юго-восточной частей Днепровско-Донецкой впадины 136

Станевич А.М. Обстановки и палеобиоты нефтематеринских толщ неопротерозоя Байкало-Патомской окраины Сибирского кратона 141

Старикова Е.В., Журавлев А.В. Стратиграфическое положение и генезис марганцевых пород Надэйяхинского проявления, Пай-Хой 144

Степанов А.Н., Самойленко Г.Н., Чичуа Б.К. Проблемные вопросы шкалы литогенеза..... 148

Столбов Ю.М., Гринев О.М., Столбова Н.Ф. Оценка перспектив нефтегазоносности Пылькараминского участка по результатам литогеохимических исследований разрезов глубоких скважин 151

Столбова Н.Ф., Шаминова М.И. Петрология и битуминозность пород пермо-триаса в разрезе сверхглубокой скважины Ен-Яхинская-7 154

Столова О.Г., Гревцев В.А., Сучкова Г.Г. Кристаллохимические особенности целестина в осадочных толщах перми, определяемые методом ЭПР-спектроскопии 157

Страховенко В.Д., Маликова И.Н., Устинов М.Т. Геохимические особенности осадконакопления в озерной системе оз. Большое Яровое (Алтайский край) 162

Страховенко В.Д., Восель Ю.С. Минералого-геохимические исследования современных осадков малых озер Сибири 166

Стукалова И.Е. Постседиментационные процессы в нижнекарбоновых осадочных комплексах восточного склона Урала 170

Стукова Т.В., Винокурова Е.Е. Комплексный подход при создании литолого-фациальных моделей пластов-коллекторов визейских терригенных отложений в Пермском крае..... 174

Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Системный анализ региональных особенностей состава морен Русской равнины в связи с питающими провинциями 177

Сунгатуллина Г.М., Закиров М.И., Сунгатуллин Р.Х., Баталин Г.А., Гареев Б.И. Палеоклимат позднекаменноугольной эпохи в Предуральском краевом прогибе (по изотопным данным) 179

Сухов С.С. Седиментологические причины проблем и парадоксов стратиграфии интраперикратонных карбонатных бассейнов (на примере кембрия Сибирской платформы) 182

Сушкин Л.Б Особенности литологических комплексов района слияния рек Амур и Уссури (ДВ РФ) 186

Сюмар Н.П. Анализ геолого-литологических особенностей строения соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины 192

Танинская Н.В., Колпенская Н.Н., Бакуев О.В., Низяева И.С., Мазкова М.А., Яшина В.Н. Литолого-фациальные основы прогноза коллекторов в нижнемеловых отложениях северо-востока Западной Сибири 195

Тарасенко А.Б. Литолого-генетический анализ вендского терригенного комплекса Непско-Ботуобинской антеклизы 198

Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А. Возможные пути поступления *Aulacoseira Baikalensis* в донные отложения в пелагиали Байкала 202

Тимонина Н.Н. Условия формирования коллекторов в нижнетриасовых отложениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции 206

Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. Редкоземельные элементы в пелагических кремнистых отложениях верхнего кембрия – ордовика Казахстана 210

Топычканова Е.Б., Томилина Т.В. Литолого-фациальный анализ в комплексе методов при выделении и картировании сложнопостроенных ловушек УВ в клиноформах неокома Жумажан-Сурьеган-Верхне-Казымской зоны 213

Тугарова М.А. Тектоно-магматическая активизация генерации и перераспределения углеводородов в осадочных толщах (на примере арх. Шпицберген).....218

Туровская Е.М. Седиментационная модель терригенных пластов B_{13} и B_{10} в пределах Чонской группы месторождений.....221

Усенков С.М. Литология поверхностных донных отложений Южно-Курильского мелководья.....225

Ухлова Г.Д., Соломатин В.В., Штифанова Л.И., Чернышова Т.И. Сейсмофациальный анализ и возможности прогнозирования литотипов пород по данным сейсморазведки.....227

Фазлиахметов А.М. Некоторые особенности формирования литогеохимического состава вулканогенно-обломочных турбидитов.....231

Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Мушин И.А., Баранова А.В., Гумаров Р.К., Михеева А.И. Этапы осадконакопления и закономерности строения палеозойских отложений востока Восточно-Европейской платформы.....234

Хабаров Е.М. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений северо-востока Сибирской платформы.....237

Хабаров Е.М. Особенности карбонатной седиментации и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии.....240

Хуснуллина Г.Р. Комплексирование литологических и петрофизических исследований для оптимизации разработки Красноленинского месторождения (Каменный участок, восточная часть).....242

Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В. Литогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах на востоке Азии.....246

Черемисская О.М., Черемисский Ю.В. Геолого-структурные, литологические и палеогеографические аспекты формирования отложений стебникской свиты Предкарпатского прогиба.....251

Черешинский А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые миоценовых отложений восточного склона Среднерусской возвышенности.....254

Чернова Л.С., Шиганова О.В. Этапы формирования структуры порового пространства в карбонатном комплексе венд-кембрия Сибирской платформы по литологическим и гидрогеологическим данным.....258

Чефранов Р.М., Чефранова А.В. Редкометально-титановые россыпи Зауральского региона Западно-Сибирской плиты.....260

Чистякова И.А. Криосуспензиты перигляциальной зоны последнего оледенения на территории Русской равнины.....264

Шадрин А.Н., Морокова Ю.И., Сандула А.Н. Литология визейских отложений р. Шарью (гряда Чернышева).....267

Шалдыбин М.В., Лопушняк Ю.М., Филимонов С.Ю., Скрипкин А.Г. Возможности компьютерной томографии керна для прогноза коллекторских свойств осадочных горных пород.....270

Шатров В.П. Геологическая природа молассовых грубообломочных образований силура и девона восточного склона полярного и приполярного Урала.....273

Шевченко В.П. Аэрозоли и морские льды, их роль в полярном седиментогенезе в Арктике..277

Шемин Г.Г. Литолого-фациальная основа прогноза нефтегазоносности карбонатных продуктивных горизонтов подсолевого вендско-нижнекембрийского комплекса Непско-Ботуобинской НГО (Лено-Тунгусская НГП).....281

Шемин Г.Г., Бейзель А.Л., Вакуленко Л.Г., Москвин В.И., Первухина Н.В., Сюрин А.А. Литолого-палеогеографические реконструкции среднеюрской эпохи севера Западной Сибири и акватории Карского моря 284

Шехирева А.М., Тонашка Ц.С. Литолого-петрофизические особенности сложнопостроенных карбонатных коллекторов на примере фаменских отложений Восточно-Ламбейшорского месторождения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.....289

Шиф А.И., Семенов Г.А. Сорбционные способности и термобарические особенности природных травертинов и их техногенных аналогов (на примере Северного Кавказа).....294

Шишлов С.Б. Климатические типы циклогенеза в эпиконтинентальных палеобассейнах.....298

Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вещева С.В. Источники сноса и возрастной диапазон накопления метатерригенных отложений чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) 301

Шмырина В.А., Морозов В.П., Саетгалеев Я.Х. Седиментологические и литогенетические факторы, определяющие коллекторские свойства терригенных пород 303

Щепетова Е.В. Кимериджские углеродистые отложения центральной части Русской плиты: седиментология, геохимия 305

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Ян П.А., Хабаров Е.М. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири..... 309

Эпштейн О.Г. Верхнеплейстоцен-голоценовый цикл осадконакопления как модель седиментационных процессов на гляциальных шельфах 313

Эфендиева М.А., Гулиев И.С. Майкопская серия как один из нетрадиционных источников углеводородов Азербайджана.....317

Яковишина Е.В., Одинцова А.А., Беньямовский В.Н. Новые данные комплексных исследований маастрихтских отложений разреза реки Дарья (район минеральных вод) 322

Яковлева Н.П., Мясникова Г.П., Тугарева А.В., Чернова Г.А. Литологические особенности вулканического триасового НГК на территории ХМАО (Западная Сибирь) 326

Ялышева А.И., Вдовин А.С., Сергеева Н.Д. Модели поверхностей распределения значений индикаторов зрелости псаммитов рифея Башкирского мегаантиклинория (Южный Урал) 330

Ян П.А., Хабаров Е.М. Опыт комплексного использования данных исследования керна и материалов ГИС при палеогеографических реконструкциях бат-позднеюрского осадочного бассейна на юге Западной Сибири.....334

Япаскурт О.В. Вопросы и проблемы теории внутристратисферных процессов формирования и преобразования вещества осадочных пород — их эпигенезиса.....337

Список рецензентов..... 346

Все статьи настоящего сборника Материалов VII Всероссийского литологического совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» прошли рецензирование. На каждую статью поступило по две рецензии. Подавляющее большинство рецензий было положительным, без существенных замечаний. Отдельные работы, вызвавшие серьезные замечания у рецензентов, по решению Оргкомитета публикуются в порядке дискуссии. Большинство рецензентов согласились с рекомендацией Оргкомитета о публикации материалов в авторском варианте, с незначительной редакторской правкой. Оргкомитет выражает глубокую признательность всем специалистам, принявшим участие в рецензировании.

СПИСОК РЕЦЕНЗЕНТОВ

Авченко О.В., д.г.-м.н., ДВГИ ДВО РАН, Владивосток
Акинин А.В., д.г.-м.н., СВКНИИ ДВО РАН, Магадан
Акулов Н.И., д.г.-м.н., ИЗК СО РАН, Иркутск
Алиев М.А., д.г.-м.н., Махачкалинский филиал МАДИ, Махачкала
Ананьев В.В., к.г.-м.н., ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург
Антонюк О.В., «ПермНИПИнефть», Пермь
Антошкина А.И., д.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Афанасьева Н.И., к.г.-м.н., ЦНИИгеолнеруд, Казань
Батурина Т.П., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Бахтин А.И., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Бейзель А.Л., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Белоусов С.Л., ООО «ТННЦ», Тюмень
Беляев Е.В., к.г.-м.н., ЦНИИгеолнеруд, Казань
Беляева Г.Л., к.г.-м.н., КамНИИКИГС, Пермь
Бергер А.Я., д.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Бергер А.Я., к.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Бискэ Г.С., д.г.-м.н., СПбГУ, Санкт-Петербург
Блюман Б.А., д.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Богданов О.А., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Бойко Н.И., д.г.-м.н., ЮФУ, Ростов-на-Дону
Бордунов С.И., к.г.-м.н., МГУ, Москва
Борисов С.А., д.т.н., ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск
Борисова Л.С., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Бостриков О.И., к.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Бредихин А.В., д.г.-м.н., МГУ, Москва
Бружес Л.Н., к.г.-м.н., «КогалымНИПИнефть», Тюмень
Бурштейн Л.М., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Буслов М.М., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Ваньшин Ю.В., д.г.-м.н., СГУ, Саратов
Вараксина И.В., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Вергельская Н.В., к.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Волков А.В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, Москва
Ворошилов В.Г., д.г.-м.н., ТПУ, Томск
Габлина И.Ф., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Гаврилов Ю.О., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Гамов М.И., д.г.-м.н., ЮФУ, Ростов-на-Дону
Геворкьян В.Х., д.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Глинских В.Н., к.ф.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Гожик П.Ф., Академик НАН Украины, д.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Голозубов В.В., д.г.-м.н., ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Голубев А.И., к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск
Горбаренко С.А., д.г.-м.н., ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Гордеев В.В., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Гордеева А.О., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Гордиенко И.В., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ГИ СО РАН, Улан-Удэ
Гражданкин Д.В., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Григорчук К.Г., д.г.-м.н., ИГиГГИ НАН Украины, Львов
Губин И.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Гурбатова И.П., к.т.н., «ПермНИПИнефть», Пермь
Гусев А.И. д.г.-м.н., АГАО им. В.М.Шукшина, Бийск
Гусев Е.А., к.г.-м.н., ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург
Гуськов С.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Девятов В.П., д.г.-м.н.,СНИИГГиМС, Новосибирск
Деев Е.В., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Дербеко И.М., к.г.-м.н., ИГиП ДВО РАН, Благовещенск
Дьяконов В.В., д.г.-м.н., РУДН, Москва
Евдощук Н.И., д.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Еганов Э.А., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Ерохин Ю.В., к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Ершов С.В., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Жабин А.В., к.г.-м.н., ВГУ, Воронеж
Жемчугова В.А., д.г.-м.н., ООО «Геофизические системы данных», Москва
Жуков Н.М., к.г.-м.н., Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы
Жуковская Е.А., к.г.-м.н., ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург
Жуланова И.Л., д.г.-м.н., СВКНИИ ДВО РАН, Магадан
Замирайлова А.Г., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Занин Ю.Н., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Запивалов Н.П., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Захаров В.А., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Захаров Ю.Д., д.г.-м.н., ДГИ ДВО РАН, Владивосток
Злобина О.Н., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Зольников И.Д., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Зыкина В.С., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Иванов К.С., д.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Иванова Н.А., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Ивановская А.В. к.г.-м.н., ВНИГРИ, Санкт-Петербург
Игнатов П.А., д.г.-м.н., РГГУ (МГРИ) им. Серго Орджоникидзе, Москва
Изосов Л.А., д.г.-м.н., ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Изох А.Э., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Изох Н.Г., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Казаненков В.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Калинин Ю.А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Калинина Л.М., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Ким Н.С., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Киселёв Г.Н., к.г.-м.н., СПбГУ, Санкт-Петербург
Киселев А.И., д.г.-м.н., ИЗК СО РАН, Иркутск
Киселева В.Ю., к.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Клювиткин А.А., к.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Козырева И.В., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Кокин А.В., д.г.-м.н., ЮРИФ РАНХ и ГС, Ростов-на-Дону
Константинова Л.Н., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Кориневский В.Г., д.г.-м.н., ИМ УрО РАН, Миас
Коробков И.Г., к.г.-м.н., НИГП ЗЯНЦ АН РС(Я), Мирный

Коробов А.Д., д.г.-м.н., СГУ, Саратов
Коровников И.В., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Королев Э.А., к.г.-м.н., КФУ, Казань
Костырева Е.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Котов А.Б., д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Кочнев А.П., д.г.-м.н., ИрГТУ, Иркутск
Кочнев Б.Б., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Кругляков В.В., «Южморгеология», Геленджик
Круглякова Р.П., к.г.-м.н., «Южморгеология», Геленджик
Крупенин М.Т., к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Кручек С.А., к.г.-м.н., «НПЦ по геологии», Минск
Кузнецов В.Г., д.г.-м.н., РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва
Кузьмин М.И., академик РАН, д.г.-м.н., ИГХ СО РАН, Иркутск
Кулагина Е.И., д.г.-м.н., ИГ УНЦ РАН, Уфа
Лаврушин В.Ю., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Латфуллин М.Г., к.т.н., «КогалымНИПИнефть», Когалым
Лебедева Н.К., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Леви К.Г., д.г.-м.н., ИЗК СО РАН, Иркутск
Леонова Г.А., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Летникова Е.Ф., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Лисицын А.П., академик РАН, д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Лобковский Л.И., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Лукашин В.Н., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Лыгина Т.З., д.г.-м.н., ЦНИИгеолнеруд, Казань
Лютоев В.А., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Ляпунов Ю.В., к.г.-м.н., РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва
Маврин К.А., д.г.-м.н., СГУ, Саратов
Мазукабзов А.М., д.г.-м.н., ИЗК СО РАН, Иркутск
Майдль Т.В., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Маккавеев П.Н., д.г.н., ИО РАН, Москва
Мальшаков А.В., к.г.-м.н., ООО «ТННЦ», Тюмень
Мануковский С.В., к.г.-м.н., ВГУ, Воронеж
Мартынов А.В., к.г.-м.н., филиал ООО “Газпром ВНИИГАЗ” в г. Ухта
Маслов А.В., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Матвеев В.П., к.г.-м.н., Университет “Горный”, Санкт-Петербург
Матуль А.Г., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Мезенцева О.П., к.г.-м.н., СибГИУ, Новокузнецк
Мелекесцева И.Ю., к.г.-м.н., ИМ УрО РАН, Миасс
Мерзляков Г.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Метелкин Д.В., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Митропольский А.Ю., чл.-корр., д.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Михайлик Е.В., к.г.-м.н., ДВГИ ДВО РАН, Владивосток
Моисеев С.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Молоштанова Н.Е., к.г.-м.н., ПГНИУ, Пермь
Морозов В.П., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Москвин В.И., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Мурдмаа И.О., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Мухаметшин Р.З., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Наумова О.Б., д.г.-м.н., ПГНИУ, Пермь
Немировская И.А., д.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Нестеров И.И., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., «СибНАЦ», Тюмень
Нехаев А.Ю., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Никишин А.М., д.г.-м.н., МГУ, Москва

Новиков И.С., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Нурглиева Н.Г., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Обут О.Т., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Ольнева Т.В., к.г.-м.н., ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург
Остроухов С.Б., к.х.н., «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград
Павлова М.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Панов В.Ф., «КогалымНИПИнефть», Когалым
Парада С.Г., д.г.-м.н., ИАЗ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону
Парначев С.В., к.г.-м.н., ОАО «ТомскНИПИнефть», Томск
Парфенова Т.М., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Первушов Е.М., д.г.-м.н., СГУ, Саратов
Пинский Э.М., д.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Пискун П.П., ЗАО «Полярге0», Санкт-Петербург
Платонов М.В., к.г.-м.н., СПбГУ, Санкт-Петербург
Плотникова И.Н., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Поляк Б.Г., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Пономарчук В.А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Попов Н.В., к.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Попов А.Ю., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Попова О.М., к.г.-м.н., «Горно-Алтайская экспедиция», Бийск
Попп И.Т., к.г.-м.н., ИГиГГИ НАН Украины, Львов
Поселов В.А., д.г.-м.н., ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург
Постников А.А., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Постников А.В., д.г.-м.н., РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва
Постникова О.В., д.г.-м.н., РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва
Предтеченская Е.А., д.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Преображенский Б.В., д.г.-м.н., ТИГ ДВО РАН, Владивосток
Проскурин В.Ф., к.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Пустыльникова В.В., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Путилов И.С., к.т.н., «ПермНИПИнефть», Пермь
Пыстин А.М., д.г.-м.н., ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар
Раевская Е.Г., к.г.-м.н., «Геологоразведка», Санкт-Петербург
Резницкий Л.З., к.г.-м.н., ИЗК СО РАН, Иркутск
Родякин С.В., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Рощина Я.Н., ОАО «ТомскНИПИнефть», Томск
Рубан Д.А., к.г.-м.н., ЮФУ, Ростов-на-Дону
Рудаковская С.Ю., к.т.н., ООО «Арктик-ГЕРС», Москва
Рыжкова С.В., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Рябинкина Н.Н., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Рябухина С.Г., к.г.-м.н., РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва
Рязанова Т.А., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Савко А.Д., д.г.-м.н., ВГУ, Воронеж
Садчикова Т.А., к.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Саетгалеев Я.Х., к.г.-м.н., «КогалымНИПИнефть», Когалым
Самотин Н.Д., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, Москва
Сараев С.В., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Свиточ А.А., д.г.н., МГУ, Москва
Севастьянов Д.В., д.г.н., СПбГУ, Санкт-Петербург
Сеитов Н.С., чл.-корр. НАН РК, д.г.-м.н., КазНТУ, Алматы
Сенников Н.В., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Сергеева Н.Д., к.г.-м.н., ИГ УНЦ РАН, Уфа
Сердюк З.Я., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Соболев Д.Б., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Соболев П.Н., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Советов Ю.К., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Солотчин П.А., к.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Солотчина Э.П., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Сорокин В.М., д.г.-м.н., МГУ, Москва
Стегницкий Ю.Б., к.г.-м.н., НИГП ЗЯНЦ АН РС(Я), Мирный
Степанов А.Н., к.г.-м.н., «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград
Страховенко В.Д., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Ступакова А.В., д.г.-м.н., МГУ, Москва
Судакова Н.Г., д.г.н., МГУ, Москва
Сунгатуллин Р.Х., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Супруненко О.И., д.г.-м.н., ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург
Суханов А.А., к.г.-м.н., ВНИГРИ, Санкт-Петербург
Сухов С.С., к.г.-м.н., СНИИГГиМС, Новосибирск
Тарасенко А.Б., к.г.-м.н., Университет «Горный», Санкт-Петербург
Тимонина Н.Н., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Тимофеенко Ю.Г., ДГЭ «Днпрогеофизика», Днепропетровск
Топешко В.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Удоратина О.В., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Успенский Б.В., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Федонкин М.А., академик РАН, д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Фейзуллаев А.А., профессор, Институт геологии НАНА, Баку
Фомин А.М., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Фомин А.Н., д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Фомин М.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Фортунатова Н.К., д.г.-м.н., ВНИГНИ, Москва
Фурсенко Е.А., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Хабаров Е.М., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Хардиков А.Э., д.г.-м.н., ЮФУ, Ростов-на-Дону
Хасанов Р.Р., д.г.-м.н., КФУ, Казань
Хасанова Н.М., к.ф.-м.н., КФУ, Казань
Хафизов Ф.З., д.г.-м.н., «НАЦРН им. В.И. Шпильмана», Тюмень
Холмовой Г.В., д.г.-м.н., ВГУ, Воронеж
Холодов В.Н., д.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Хомяк Л.М., к.г.-м.н., ЛНУ им. Ивана Франко, Львов
Чайковский И.И., д.г.-м.н., ГИ УрО РАН, Пермь
Чупров В.С., к.г.-м.н., ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Шапорина М.Н., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Шардакова Г.Ю., к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Шевченко В.П., к.г.-м.н., ИО РАН, Москва
Шевчук Е.А., к.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Шехунова С.Б., д.г.-м.н., ИГН НАН Украины, Киев
Шурыгин Б.Н., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Щепетова Е.В., к.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Эдер В.Г., к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Эпштейн О.Г., к.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
Янин Б.Т., д.г.-м.н., МГУ, Москва
Янина Т.А., д.г.н., МГУ, Москва
Янкова Н.В., к.г.-м.н., ООО «ТННЦ», Тюмень
Япаскурт О.В., д.г.-м.н., МГУ, Москва