

УДК [552.5+551.762.3]:553.98 (571.122)

А.В. Ступакова<sup>1</sup>, А.Н. Стафеев<sup>2</sup>, А.А. Сулова<sup>3</sup>, Р.М. Гиляев<sup>4</sup>

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЗАПАДНО-СИБИРСКОМ БАССЕЙНЕ В ТИТОНЕ–РАННЕМ БЕРРИАСЕ

На основе данных фациального, структурного и общего палеогеографического анализа предложены новый вариант морфологии дна и новая модель накопления баженовской свиты (титон–нижний берриас) Западно-Сибирского бассейна. Весьма слабая роль терригенного осадочного материала в формировании высокоуглеродистых баженовских фаций объясняется в новой модели его улавливанием относительно глубоководными прогибами, обрамлявшими приподнятую мелководную центральную часть Западной Сибири. Рассмотрены также структура и динамика морских течений. В титоне–раннем берриасе с ними были связаны эпизоды аэрации обогащенных сероводородом и углекислым газом придонных вод. При перемешивании водной массы возникали заморы.

*Ключевые слова:* Западная Сибирь, баженовский горизонт, титон, нижний берриас, тектоника, фации, гидродинамика.

Based on the facies-structural and paleogeographic analysis there is provided new model of the sea bed morphology and new sedimentation model of the Bazhenov formation (tithonian-lower berriasian) of the West Siberia basin. According to this models very low terrigenous content in the Bazhenov formation caused by its sedimentation in the deep depressions which were formed on the flanks of the basin. In the central part there was uplifted area with shallow marine environments. Routes and dynamics of marine currents are also discussed in this paper. Currents caused aeration periods of the hydrogen and carbon dioxide enriched seabed water in tithonian — early Berriasian time. During this water migration suffocation periods occurred.

*Key words:* Western Siberia, bazhenov horizon, tithonian, lower berriasian, tectonics, facies, hydrodynamics.

**Введение.** Титон–ранний берриас — время формирования уникальной баженовской свиты, которая считается основной нефтегазогенерационной толщей Западно-Сибирского бассейна. Представлена баженовская свита глинисто-карбонатно-кремнистыми высокоуглеродистыми (до 25%) отложениями мощностью от 15 до 40 м. Для свиты характерно высокое содержание халцедона и опала (до 25%) и отсутствие обломочных пород [Брадучан и др., 1986]. Накоплению и сохранению органического вещества способствовали режим «седиментационного голодания» и периодически возникающие аноксидные условия.

Климат на севере Западной Сибири был семигумидным, а на юге — семиаридным [Захаров, 2006]. По мнению большинства исследователей, баженовская свита накапливалась в относительно глубоководном (до 500 м) эпиконтинентальном море, широкие мелководные окраины которого улавливали практически весь терригенный осадочный материал и препятствовали его проник-

новению в центральную часть бассейна [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Конторович и др., 2013]. Другие специалисты приводят доказательства мелководности Западно-Сибирского моря в титоне–раннем берриасе [Фомичев, 2006] или предполагают колебания глубины баженовского моря в центральной части Западной Сибири [Панченко и др., 2015].

**Тектоника и рельеф дна.** Структурно-фациальная зональность отложений титона–нижнего берриаса определялась, с одной стороны, общим структурным планом Западно-Сибирского бассейна, а с другой — тектоническими движениями за пределами рассматриваемого региона. Структурный план Западно-Сибирского бассейна описан во многих работах, где выделены структурные элементы разного порядка и значения, влияющие на характер распределения нефтегазоносности этого региона. Несомненно, лидируют ссылки на публикаций О.Г. Жеро, А.Э. Конторовича, Н.Я. Кунина, Е.Е. Милановского, В.С. Старосель-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, заведующая кафедрой, профессор; *e-mail:* a.stoupakova@oilmsu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; *e-mail:* anstafeev@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail:* a.suslova@oilmsu.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* r.gilayev@oilmsu.ru

цева, В.С. Суркова, В.М. Тищенко, Г.И. Тищенко, А.А. Трофимука, Л.Я. Трушкова, А.С. Фомичева, В.Е. Хаина, Г.П. Худорожкова, К.Я. Черкашина, К.А. Черникова, Н.В. Шаблинской, В.Я. Шерихора, В.И. Шпильмана, К.А. Шпильмана, Б.Н. Шурьгина и др.

Региональные работы, проведенные в Западно-Сибирском бассейне, позволили выделить в его пределах эпицентры погружения с максимальным осадконакоплением на протяжении всей истории развития бассейна и области поднятий, жестких платформенных массивов или структурных выступов, где мощность осадочного чехла не превышает 3–5 км (рис. 1) [Ступакова, 2011]. Активную зону погружения можно связать с Западно-Сибирской сверхглубокой депрессией, основу которой составляют грабены и авлакогены Уренгой-Колтогорской рифтовой системы. По сейсмическим материалам она выявлена в виде системы линейно вытянутых инверсионных валов, которые периодически проявлялись в структурном плане от кровли палеозойских до кровли сеноманских отложений. Палеозойские положительные структуры разделены глубокими впадинами, заполненными пермско-триасовыми отложениями. В.С. Сурков в Западно-Сибирском бассейне эту зону глубоких прогибов и инверсионных валов определяет как унаследованную наложенную впадину и прослеживает развитие триасовых прогибов и грабенов в ее пределах, из которых Уренгой-Колтогорский прогиб — один из самых протяженных [Сурков, Жеро, 1981; Сурков, 2002]. Возможно, эта зона имеет более древнее заложение и выделяется как авлакогенная структура по палеозойскому комплексу [Шаблинская, 1984; Кунин, Шейх-Заде, 1985]. На ее территории еще в рифее сформировалась система грабенов, которые в раннем или среднем палеозое могли регенерироваться или обновляться, как это происходило на древних платформах [Милановский, 1987]. Подобные прогибы формировались по оси Енисей-Хатангского и Восточно-Уральского прогибов.

Область развития унаследованных поднятий Западно-Сибирского бассейна формировалась в центральной части бассейна, где наиболее выраженные поднятия — структуры Широкого Приобья. По всей видимости, эти структуры формировались на жестком платформенном массиве, который был затронут локальными процессами триасового рифтогенеза, приведшего к формированию неглубоких грабенов с мощностью отложений до 5–7 км. В конце юрского—раннемеловое время северная часть Западно-Сибирского бассейна была осложнена новыми сдвиго-раздвиговыми деформациями, скорее всего, связанными со становлением Таймырской и Новоземельской складчатых областей и заложением впадины Северного Ледовитого океана. Формирование Таймырской складчатой системы обусловило ак-

тивизацию сдвиговых деформаций вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба. В зоне пересечения глубинных разломов Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского прогибов сформировалась область некоего тектонического узла, активно прогибающаяся на протяжении всей истории развития региона. Наиболее активно по сравнению с обрамляющими территориями эта область прогибалась в позднеюрско-раннеберриасское время. Тектонические движения в центральной и южной частях Западно-Сибирского бассейна были дифференцированными и проявлялись слабо.

В титон-раннеберриасское время в Западно-Сибирском бассейне активно формировались две впадины, которые унаследованно образовались в пределах Западно-Сибирской сверхглубокой депрессии и Восточно-Приуральской зоны. Наиболее высокие значения скорости погружения отмечены в пределах Западно-Сибирской депрессии, где западнее Приенисейского сброса активно развивался расширяющийся к северу меридиональный Тазовский палеопрогиб. Осевая часть Тазовского прогиба примыкает с востока к нижне-среднетриасовому Худосейскому рифту [Сурков и др., 1997]. С запада прогиб ограничен древним Надым-Караминским разломом, вдоль которого прослеживалась система относительных и абсолютных поднятий, служившая барьером на пути транспортировки терригенного осадочного материала с северо-востока в центральную часть бассейна.

На западе Западно-Сибирского бассейна погружения также были существенными и привели к заложению двух субмеридиональных относительно глубоководных (до 200–300 м) прогибов. На севере относительно глубоководный Западно-Сибирский бассейн отделялся от мелководного Ямало-Карского бассейна крупным северо-восточным Приуральско-Хатангским левым сдвигом. Рисунок сдвига подчеркнут кулисным расположением антиклинальных складок (островов) Мессояхской системы поднятий вдоль северного крыла разлома. Система антиклинальных линейных складок прослеживается и восточнее — вдоль южного края и далее вдоль центральной части Енисей-Хатангского прогиба (Рассохинский мегавал). На территории их развития часто частично или полностью отсутствуют келловей-верхнеюрские отложения [Девятов и др., 2011]. Вдоль южного крыла Приуральско-Хатангского сдвига протягивается кулисообразная система малых сдвиговых бассейнов, которые установлены по данным бурения и сейсморазведки. Кроме структурного рисунка, сдвиговая природа разлома подтверждается близким соседством областей локальной складчатости и эрозии с областями быстрой седиментации.

Иными словами, на территории Западной Сибири при субширотном растяжении в титон-раннем берриасе в центральной части бассейна



на месте стабильного жесткого платформенного массива обособилось холмистое, относительно мелководное плато, обрамленное конседиментационными прогибами. Малая глубина (50–100 м) накопления высокоуглеродистой баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирского бассейна подтверждается широким развитием в его разрезах штормогенных отложений [Щепетова и др., 2015]. Бассейн в целом (на первом этапе — в начале титона) испытывал регрессию по мере увеличения контрастности рельефа дна в начале нового тектоно-седиментационного (палеогеографического) цикла. Затем в титоне—раннем берриасе (время накопления баженовской свиты), в отличие от предыдущих веков юрского периода, кривые эвстатических колебаний уровня Мирового океана (пессимум) и сибирских морей (оптимум) имели противоположную направленность [Девятов и др., 2011]. На территории Европы титонскому веку соответствует тектоническая перестройка (киммерийская орогеническая фаза).

#### Строение разрезов и фациальные переходы.

В баженовской свите по степени битуминозности, карбонатности, кремнистости и содержанию глинистого материала выделяется от 2 до 7 (редко до 20) пачек [Брадучан и др., 1986]. На ряде площадей наблюдается переслаивание битуминозных и небитуминозных слоев толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров — выделено до 70 чередующихся слоев в верхней части свиты в неполном разрезе мощностью 12 м [Эдер и др., 2015]. В основании баженовской свиты обычно залегают кремнисто-глинистые породы, которые сменяются вверх по разрезу глинисто-кремнистыми и кремнистыми, а на внутривассейновых поднятиях — карбонатно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями ракушняка. В кровле свиты залегают кремнисто-глинистые отложения. Крупные пачки иногда хорошо прослеживаются, но детали их внутреннего строения, линзовидный характер распространения различных литотипов, большое разнообразие текстур (массивные, горизонтальные, линзовидные, волнистые, косые, пятнистые, оползневые) свидетельствуют о быстро менявшихся условиях, в первую очередь гидродинамических и гидрологических [Коробова и др., 2015]. В не-

которых районах центральной части Западно-Сибирского бассейна фациальная изменчивость происходит очень быстро, иногда в пределах одной структуры, что не характерно для глубоководных условий. По мнению А.С. Фомичева, в центральной части баженовского моря существовали отмели и низкие острова, его максимальная глубина не превышала 200 м, в основном она составляла 20–50 м [Фомичев, 2006].

В районах Среднего Приобья отчетливо обособляются два вещественно-генетических типа черных сланцев баженовской свиты (баженовиты и аргиллиты), почти не имеющие переходных разновидностей. Среднее содержание глинистого вещества в баженовитах составляет 20,6%, в аргиллитах — 54,6%; содержание  $C_{орг}$  — 12,15 и 2,13% соответственно [Занин и др., 1999]. Микротекстурный анализ аргиллитов баженовской свиты показывает наличие слоев толщиной от 0,05 до 1 мм, часто содержащих в основании градационный алевритовый материал; иногда мелкоалевритовый материал однородно рассеян по прослою, а в некоторых случаях в микропрослоях аргиллитов он отсутствует [Эдер и др., 2015]. Предполагается, что баженовиты формировались в результате «фонового» накопления, тогда как глинистый материал аргиллитов осаждался из низкоплотностных затухающих турбидитных потоков, распространяющихся в дистальных обстановках вдоль пикноклина [Занин и др. 1999; Эдер и др., 2015].

Во всех направлениях от центра бассейна к зонам активного прогибания мощность титонских—нижнеберриасских отложений возрастает (рис. 2), высокоуглеродистые породы по направлению к периферии бассейна играют все меньшую роль, количество органического вещества в них сокращается, небитуминозные породы начинают преобладать в разрезах. Наиболее быстро мощность отложений увеличивается в северо-восточном направлении (рис. 3), в Большехетской впадине она составляет свыше 400 м [Найденков и др., 2013; Шурыгин и др., 2007]. Здесь, на северо-востоке Западно-Сибирского бассейна, выделен конус выноса стоковых межбассейновых течений, ориентированный вершиной в направлении цепочки конседиментационных малых бассейнов на южном

Рис. 1. Схема тектонического районирования Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, по [Ступакова, 2011]: 1 — Восточно-Приновоземельское поднятие; 2 — Свердловское поднятие; 3 — Салехардский выступ; 4 — Тильтимский выступ; 5 — Хашгорский мегавал; 6 — Чуальский выступ; 7 — Висимский мегавал; 8 — Пельымский мегавыступ; 9 — Тавдинский мегавыступ; 10 — Шаимский мегавал; 11 — Красноленинский свод; 12 — Северный свод; 13 — Сургутский свод; 14 — Нижневартовский свод; 15 — Александровский мегавал; 16 — Салымский мегавал; 17 — Верхнесалымский мегавал; 18 — Каймысовский свод; 19 — Средневазюганский мегавал; 20 — Парабельский мегавал; 21 — Демьянский мегавал; 22 — Пологрудовский мегавал; 23 — Пудинский мегавал; 24 — Тарский мегавал; 25 — Казанский выступ; 26 — Межовский мегавал; 27 — Старосолдатский мегавал; 28 — Нижнеомский мегавал; 29 — Тебисский мегавал; 30 — Новотроицкий мегавыступ; 31 — Калганский выступ; 32 — Белоостровский мегавал; 33 — Русановский мегавал; 34 — Скуратовский мегавал; 35 — Обручевский мегавал; 36 — Северо-Ямальский вал; 37 — Средне-Ямальский вал; 38 — Тамбейский вал; 39 — Нурминский мегавал; 40 — Гыданский свод; 41 — Геофизический свод; 42 — Адерпаютинский вал; 43 — Ямбургский мегавал; 44 — Русский вал; 45 — Уренгойский мегавал; 46 — Медвежий мегавал; 47 — Ямсовейский мегавал; 48 — Пырейская мегаседловина; 49 — Русско-Чассельский вал; 50 — Губкинский вал; 51 — Таркосалинский вал; 52 — Етыпурский мегавал; 53 — Харампурский вал; 54 — Вынгапурский мегавал; 55 — Тагринский мегавал; 56 — Варьеганский мегавал; 57 — Линейная мегаседловина; 58 — Ярудейский мегавал; 59 — Полуйский свод; 60 — Радомский мегавал; 61 — Сергинское куполовидное поднятие; 62 — Турсунский мегавал; 63 — Южно-Иусский мегавыступ



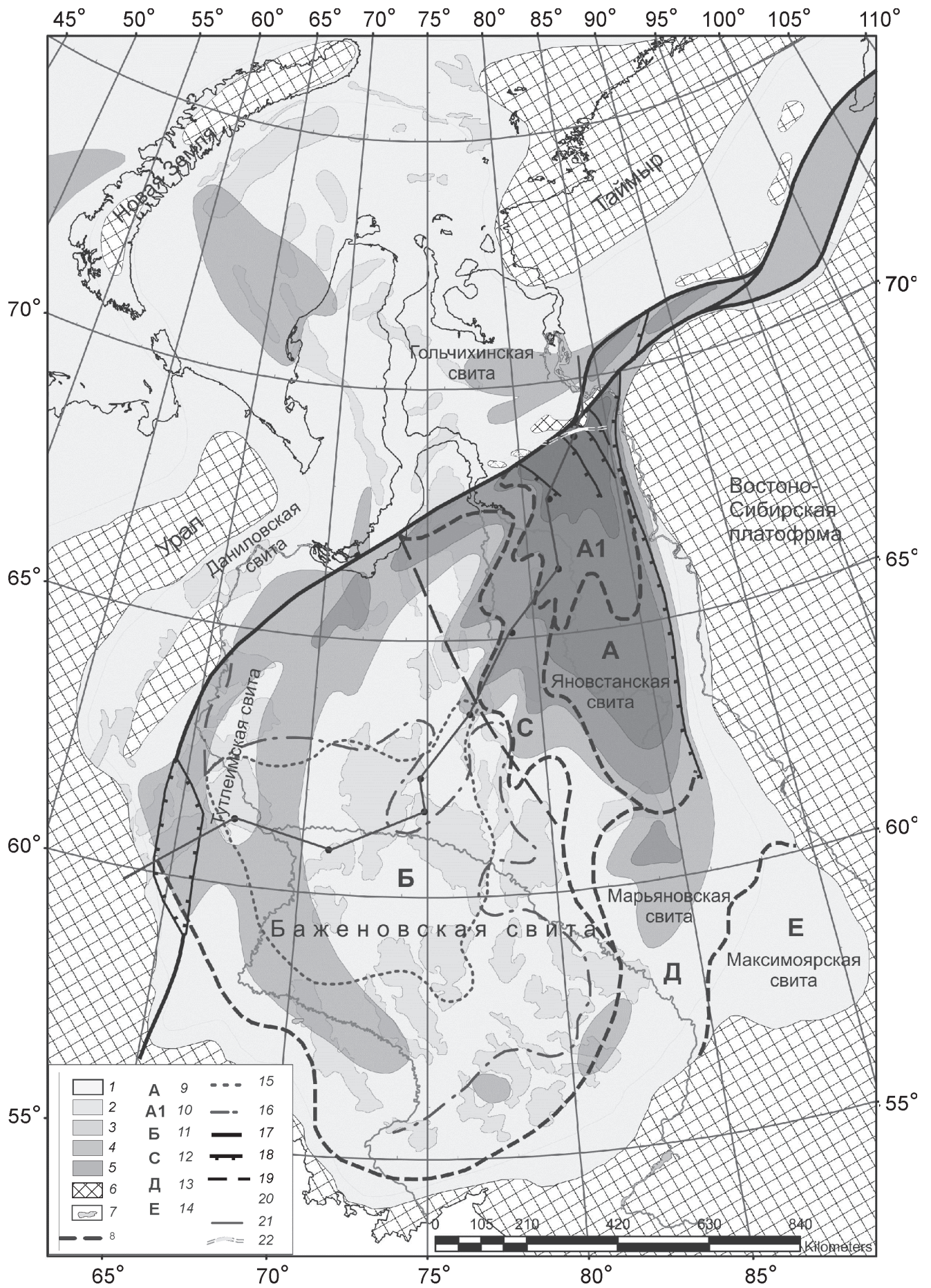


Рис. 2. Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна в титоне—раннем берриасе.

Мощность отложений титона—нижнего берриаса (м): 1 — 0–40; 2 — 40–60; 3 — 60–100; 4 — 100–200; 5 — >200; 6 — область отсутствия отложения титона—нижнего берриаса; 7 контуры древних структур; 8 — границы структурно-фациальных зон. Структурно-фациальные зоны: 9 — максимально прогнутая часть бассейна, улавливающая терригенный осадочный материал (алевритно-глинистые отложения с редкими прослоями мелкозернистых песчаников); 10 — конус выноса межбассейновых стоковых течений; 11 — относительно приподнятая центральная часть бассейна (высокоуглеродистые карбонатно-глинисто-кремнистые отложения); 12 — переходная зона, выполняющая роль барьера, препятствующего проникновению терригенного осадочного материала в центральную часть бассейна (чередование высоко- и низкоуглеродистых фаций); 13 — открытый шельф; 14 — прибрежно морская зона; 15 — граница содержания биогенного кремнезема >5%, по [Брадучан и др., 1986]; 16 — граница распространения каолинит-смешанослойно-гидрослюдистых ассоциаций с примесью хлорита на северо-востоке, с примесью смектита — на юго-западе, по [Брадучан и др., 1986].

Разрывные нарушения, конседиментационные разломы: 17 — сдвиги; 18 — сбросы; 19 — древний Надым-Караминский разлом; 20 — скважины; 21 — линия структурно-фациального профиля Западно-Сибирского бассейна в титоне—раннем берриасе; 22 — сейсмический профиль М-14 и участок его интерпретации

борту Енисей-Хатангского прогиба (рис. 2). В вершинной части конуса в Тазовском палеопрогибе среди преобладающих в разрезе глинистых отложений появляются прослой и пачки (до 10–15) мелкообломочных песчаников и алевролитов толщиной до нескольких десятков метров. По минералогическому составу глин распознается более крупный (занимающий приблизительно половину территории Западной Сибири) конус распространения глинистого терригенного материала. В целом глины имеют каолинит-смешанослойно-гидрослюдистый состав. На северо-востоке они содержат примесь хлорита, а в центральной части бассейна — примесь смектита [Брадучан и др., 1986]. Один из главных путей транспортировки глинистого материала в область Широкого Приобья прослеживается по минералогическому составу глин с северо-востока, из вершинной части Большехетского конуса выноса, через районы Восточно-Таркосалинской и Западно-Новогодней площадей в структурное понижение между Нижневартовским и Сургутским сводами (рис. 3).

В вершинной части конуса выноса на сейсмическом профиле М-14 отчетливо выделяется ложбина эрозионного и (или) оползневого происхождения шириной до 35 км, выполненная потоковыми отложениями (рис. 4). Эрозионная поверхность прослеживается в виде непрерывного двухфазного рефлектора. На бортах врезе наблю-

дается срезание на глубину до 100 м, в подошве — отчетливое несогласие, а в краевых частях — налегание. Локальные несогласия подчеркнуты бугристым и холмовидным рисунком осей синфазности, обусловленным активной гидродинамикой или оползнями. Отдельные крупные линзы в западной части эрозионной ложбины имеют ширину до 7–10 км, что может указывать на соответствующую ширину водного потока, который проникал из бореальной области в Тазовский палеопрогиб Западно-Сибирского бассейна.

**Гидродинамика.** Морские течения (прибрежные, циклонические, донные, мутьевые, апвеллинг) упоминаются и анализируются во многих работах [Брадучан и др., 1986; Гурари, 1981; Захаров, 2006], однако они рассматриваются в рамках традиционной «чашеобразной» модели морфологии дна Западно-Сибирского бассейна.

По нашему мнению, главный поток бореального течения следовал по системе локальных сдвиговых бассейнов вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба в направлении Тазовского палеопрогиба. Холодные плотные воды потока опускались на дно Тазовского прогиба, заполняли его и создавали уровень стратификации вод — пикноклин. Анаэробные условия, судя по наличию единичных высокоуглеродистых линз, были развиты в Тазовском палеопрогибе лишь локально, как в разрезе, так и на площади.

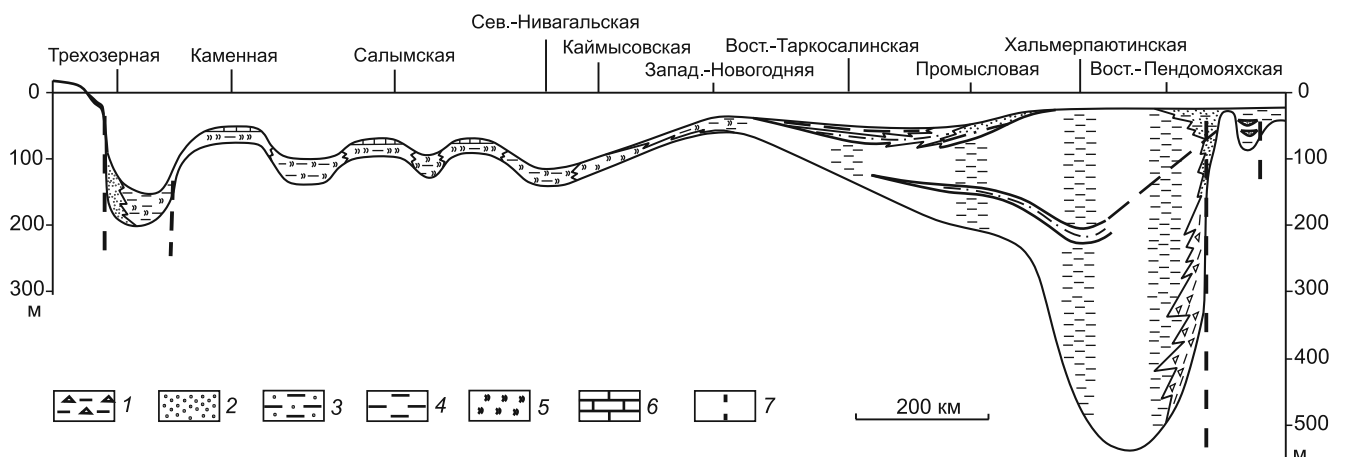


Рис. 3. Структурно-фациальный профиль Западно-Сибирского бассейна в титоне—раннем берриасе: 1 — осадочные брекчи; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — кремнистые породы; 6 — известняки; 7 — конседиментационные разломы

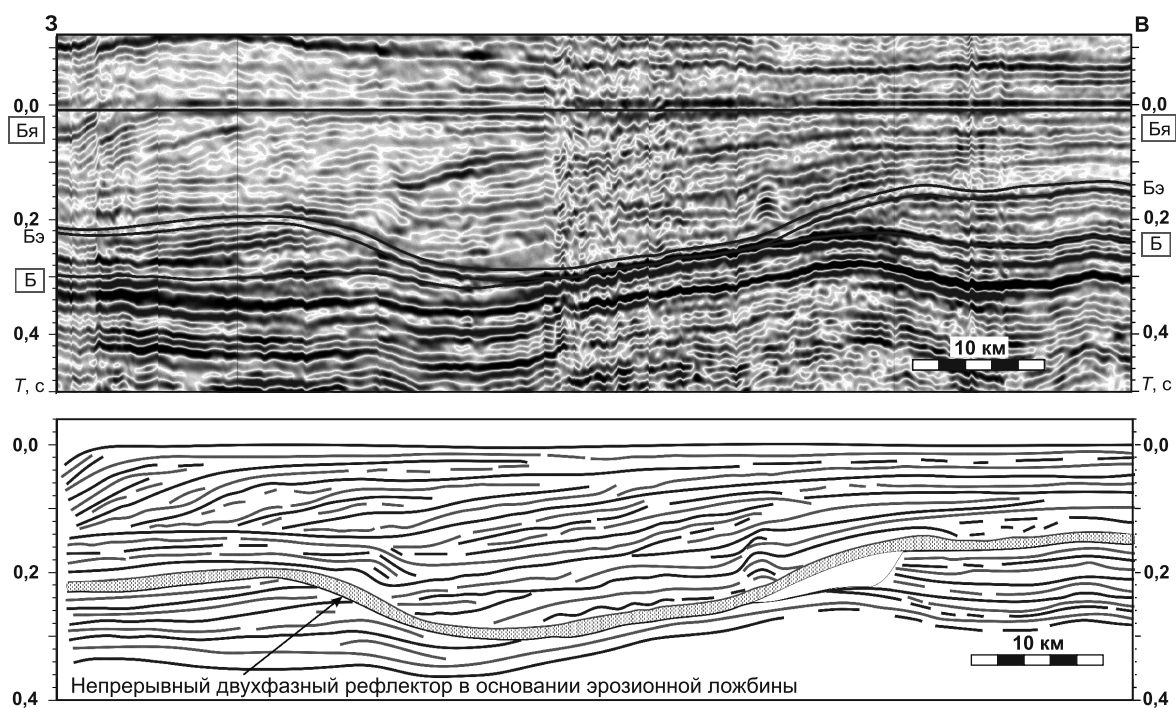


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля М-14 с эрозионной ложбиной в подошве баженовского горизонта: Бя — кровля яновстанской свиты, Б — подошва яновстанской свиты, Бэ — предполагаемая эрозионная граница в подошве баженовского горизонта

Одновременно с усилением стока и глубинной эрозии в каналах стока с Мессояхской системы поднятий вследствие сейсмических событий могли сходить олистостромы, которые возбуждали цунами. Цунамигенные течения инициировались на мелководье при подходе волны к подводной гряде. В ложбинах дна масса воды фокусировалась и «выплескивалась» по этим ложбинам в область холмистого плато. Потoki воды взмучивали воды в котловинах плато с сероводородным заражением и поднимали анаэробные воды к поверхности, вызывая заморы. Такие события могли происходить сериями, возможно, с ними и связаны 2 горизонта рыбных темпеститов в подошве и в кровле нижней (силицитовой) толщи баженовской свиты в пределах Фроловской мегавпадины [Щепетова и др., 2015]. Серия таких событий могла привести к аэрации придонных вод центрального плато, уменьшению или полному исчезновению на короткое время сероводородного «облака» над относительно мелководной центральной частью Западно-Сибирского бассейна. Поэтому вслед за цунамигенными (?) «темпеститами» в разрезе баженовской свиты Фроловской впадины следуют прослой глинисто-кремнистых пород, обогащенных карбонатными раковинами иноцерамид, что свидетельствует об улучшенной аэрации придонных вод [Щепетова и др., 2015].

Более частыми и обычными были мутьевые потоки, которые неизбежно возникали и сходили с бровки склона конуса выноса стоковых течений с периодичностью, вероятно, от нескольких лет до нескольких десятков (возможно, сотен) лет, в зависимости от объема твердого стока. Мутьевые

потоки с такой частотой могли формировать в дистальных фациях микрослоистость в доли миллиметра. Однако мутьевые потоки со стороны Большехетского конуса выноса распространялись по осевой зоне меридионального Тазовского палеопргиба и не могли через подводный мелководный барьер проникать в центральную часть бассейна. В районе центрального относительно мелководного плато периодически действовали только внутривпадинные низкоплотностные турбидитные течения, которые имели штормогенное или цунамигенное происхождение.

Судя по наличию обломочных пород на нескольких уровнях в разрезах Большехетской впадины, можно предполагать несколько фаз активизации стоковых течений. Обычно в основании слоев обломочных пород залегают мелкозернистые песчаники, сменяющиеся выше по разрезу алевролитами, что может указывать на первоначальное резкое усиление стока и последующее медленное затухание скорости потока. Такая асимметрия в динамике потока может свидетельствовать о тектонической инициации течений. Быстрое проседание блоков на севере Большехетской впадины в приразломной зоне Приуральско-Хатангского сдвига могло создавать уклон поверхности моря в южную сторону и инициировать (или усилить) стоковое течение. Ослабевающий поток мог следовать вдоль поверхности пикноклина и переносить тонкую взвесь и питательные вещества в направлении относительно мелководной центральной части бассейна. Вторгаясь в область семиаридной климатической зоны, где поверхностные воды имели более высо-



кую плотность за счет испарения, поток мог давать восходящие струи, обеспечивая рассеянный апвеллинг. Другим поставщиком питательных веществ, вероятно, служили придонные воды Тазовского палеопргиба, которые поднимались к поверхности в зоне бровки плато (барьера вдоль древнего Надым-Караминского разлома) во время сезонных штормов при ветровом сгоне вод с мелководной холмистой плато.

Рассматривая «мелководную» модель формирования высокоуглеродистых отложений титона-нижнего берриаса, следует обратить внимание на еще один источник питательных веществ. Придонные воды находятся в состоянии постоянного водообмена с иловыми водами и обогащаются фосфатами и другими питательными веществами. Находясь на небольшой глубине, они могут обмениваться с более солеными и плотными теплыми поверхностными водами и обеспечивать практически постоянный вынос питательных веществ к поверхности моря, способствуя повышению биопродуктивности планктона.

Несомненно, важным условием накопления органического вещества в центральной части бассейна была система циклонических течений [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006], которая предотвращала рассеяние живого и отмершего планктона в периферийные зоны Западно-Сибирского бассейна. Частичный вынос планктона происходил только в направлении Ямало-Карского бассейна струями циклонических течений, которые отклонялись от круговорота встречным поверхностным северо-западным течением, огибающим Северо-Уральскую сушу. Вдольбереговые и прибрежные штормогенные течения практически не влияли на биопродуктивность и транспортировку осадочного материала в центральную часть бассейна. Возможно, некоторая роль принадлежит разрывным штормогенным течениям, которые могли транспортировать материал к перегибу склона бассейна. Здесь мог скапливаться осадочный материал, а когда его масса достигала некоторой величины, сходили мутьевые потоки. Они затухали в ложбинах дна, обрамляющих центральное плато, их роль заключалась только в пополнении придонных вод питательными веществами.

**Корреляция геологических событий.** Для разработки достоверной модели осадконакопления в титоне-раннем берриасе для Западно-Сибирского бассейна необходимо рассмотреть последовательность геологических событий и их взаимосвязь.

Этапы активного движения вдоль Приуральско-Хатангского сдвига приводили к проседанию блоков Тазовского палеопргиба, возникновению гидрографического уклона и усилению борéalного стока. Одновременно от уступа сдвига отделялись блоки и перемещались в Тазовский палеопргиб. С бортов эрозионных врезов и бровки склона конуса выноса стоковых течений

сходили оползни. Тектоно-гравитационные и гравитационные олистостромы могли вызывать волны цунами. При оползании рыхлого материала возникали мутьевые потоки. Этапы активизации сдвига характеризовались быстрым усилением борéalного стока, его последующим ослаблением и стабилизацией течений. В разрезах это выражается в появлении обогащенных глинистым материалом слоев, которые чередуются с органогенными или хемогенными породами.

Когда волны цунами достигали подводного мелководного барьера, происходило взмучивание донных осадков и инициировались внутрибассейновые мутьевые потоки в направлении центральной части относительно мелководного плато. Эти потоки увлекали тонкий глинистый материал, оставляя на своем пути в ложбинах стока обогащенные кремнеземом осадки (косо-слоистые радиоляриты). Массивные радиоляриты формировались на пути потока ниже пикноклина, в участках, где низкоплотностной поток отрывался от дна и уносил глинистые частицы, рассеивая по дну более тяжелые остатки раковин радиолярий и алевритовые частицы. На участках, где происходили колебания уровня пикноклина, накапливались горизонтально-слоистые радиоляриты. Массивные радиоляриты могли формироваться также на поднятиях дна за счет фонового осадконакопления, особенно вблизи зон апвеллинга, на удалении от которых возрастала роль глинистого материала и появлялась тонкая сезонная слоистость.

Вследствие наиболее крупных цунами мог происходить подъем к поверхности моря большой массы воды, насыщенной сероводородом и углекислым газом, из западин на центральном плато. Перемешивание воды во всем объеме вело к вымиранию бентоса на относительных поднятиях дна. Одновременный вынос к поверхности большого количества питательных веществ мог приводить к «цветению» прازیнофитов и образованию водорослевого покрова на поверхности баженовского моря, что довершало экологическую катастрофу и вызывало массовый замор. После серии цунами-генных событий придонная вода могла обогатиться кислородом, а дно на короткое время заселиться бентосом с карбонатным скелетом. Во время относительно спокойного тектонического режима (и гидродинамики) заморы не происходили, бентос и нектон восстанавливались.

Особый интерес представляют преобладающие в баженовской свите породы с микро-слоистой текстурой. Микроциклиты (0,05–1 мм) связаны, вероятно, с мощными штормами или накапливались в дистальных обстановках цунами-генных турбидитных течений, а также в зонах сезонного апвеллинга. Циклит толщиной 0,1 мм при 20-метровой мощности баженовской свиты и длительности ее формирования в 10 млн лет мог образоваться за 50 лет. В настоящее время мощные



штормы происходят в Северном море с периодичностью 20–50 лет [Айгнер, 1985].

В глинисто-кремнистых породах верхнего титона содержится сантиметровой прослой апопеллового монтмориллонита [Панченко и др., 2015]. Предполагаемый вулканический центр мог находиться в бассейне пулл-апарт (pull-apart) в Приуральской части Приуральско-Хатангского сдвига (рис. 2). Увеличение численности радиолярий в среднем титоне, возможно, было связано с началом подводных вулканических проявлений вдоль разломов, которые обеспечивали эндогенное поступление кремнезема. Не исключено, что именно затухание вулканической деятельности в конце титона привело к резкому снижению численности кремнистого планктона. К концу баженовского времени наступил расцвет карбонатного фитопланктона (кокколитофорид) [Панченко и др., 2015].

Таким образом, прослеживается отчетливая связь тектонических, гидродинамических, биотических и, возможно, вулканических и других явлений и событий.

Если следовать логике палеогеографической цикличности, то баженовская свита начала формироваться с момента изменения структурного плана бассейна. Отложения верхнего кимериджа, связанные постепенным переходом с перекрывающимися их высокоуглеродистыми образованиями, выделяются в качестве переходных слоев между абалакской и баженовской свитами. Переходные слои залегают с видимым несогласием на нижнекимериджских отложениях [Панченко и др., 2015], они, как и вышележащие отложения, обогащены кремнеземом и, вероятно, их следует относить к баженовскому горизонту.

Завершилось формирование баженовского горизонта тектоническими событиями в берриасе. В конце баженовского времени или уже в позднем берриасе на прилегающей суше появились низкие и средние (до 0,5–0,8 км) горы. Об этом свидетельствуют данные О.В. Шурековой о наличии в палинокомплексе [Панченко и др., 2015] пыльцы низкогорных подокарповых и среднегорных сциадопитисовых (японская зонтичная пихта).

**Обсуждение результатов.** В научной литературе обсуждается вопрос об уникальности или «обычности» Западно-Сибирского бассейна в титоне—раннем берриасе. Как необычные оцениваются огромная площадь бассейна, уникальные объемы захороненного органического вещества и другие параметры, но не сами условия накопления высокоуглеродистых отложений. Обычные условия, по мнению большинства исследователей, «компенсируются» длительностью существования благоприятных условий образования и захоронения ОВ. В случае глубоководной чашеобразной модели дна это входит в противоречие с периодически быстрым очищением центральной

части бассейна от сероводородного заражения. Кратковременность таких эпизодов аэрации также не находит удовлетворительного объяснения. Предполагаемая транспортировка турбидитными течениями тонкого алевритово-глинистого материала со склонов бассейна в его центральную глубоководную область не могла способствовать стабильности условий захоронения. Перенос материала дистальными струями мутьевых потоков вдоль пикноклина недостаточно обоснован, такой перенос может быть связан с медленными постоянными, возможно, периодически затухающими течениями — дистальными ветвями постоянного бореального стока.

Обоснование предполагаемой максимальной (до 400 м) глубины в центральной части Западной Сибири в среднем титоне и ее последующее уменьшение к раннему берриасу [Панченко и др., 2015] проводится по анализу радиолярий рода *Parvicingula*, но одновременно отмечается, что доминирование видов рода *Parvicingula* служит индикатором бореального течения. Следовательно, это течение могло приносить радиолярии из действительно глубоководного в среднем титоне Тазовского палеопрогиба, который к раннему берриасу мог быть частично компенсирован осадочным материалом и перестал поставлять глубоководных радиолярий.

Одно из важнейших условий формирования высокоуглеродистой баженовской свиты — такой режим седиментации, когда аутигенное осадконакопление превалирует над аллотигенным. Но подобная ситуация сложилась в Западно-Сибирском бассейне еще в начале кимериджа, когда произошло углубление морского бассейна и резко сократилось поступление осадочного материала. Единственным периодически активным региональным источником сноса в кимеридже оставалось северо-восточное обрамление Западной Сибири, при полном отсутствии сноса с юга [Ян, 2011]. Таким образом, благоприятная ситуация «голодного» режима седиментации сложилась приблизительно на 5 млн лет раньше, чем начала формироваться баженовская свита. Такую задержку формирования высокоуглеродистых отложений можно связать с недостаточной контрастностью глубины между центральной мелководной частью бассейна и обрамляющими ее прогибами, которая не обеспечивала активного апвеллинга и достаточного количества питательных веществ.

Другая причина могла заключаться в особенностях климата, который был менее теплым и не обеспечивал активное испарение и утяжеление поверхностных вод, что необходимо для эффективного водообмена между поверхностными и придонными водами, богатыми питательными веществами. Иными словами, не было постоянного рециклинга питательных веществ, возможно, одного из ключевых условий формирования высокоуглеродистых отложений.

**Заключение.** В предлагаемой новой модели морфологии дна Западно-Сибирского бассейна высокоуглеродистые отложения баженовской свиты накапливались на относительно мелководном (до 50–100 м) холмистом плато (возможно, с западинами до 200 м), которое было обрамлено относительно глубоководными (до 300–400 м) прогибами. К главным условиям формирования высокоуглеродистых отложений в Западно-Сибирском бассейне относились холодное бореальное течение и глубокий Тазовский палеопрогиб на его пути, улавливавший терригенный материал. Бореальное течение обеспечивало создание пикноклина и его быстрое восстановление после сейсмогенного (цунамигенного) перемешивания водной массы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айгнер Т.* Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, Юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 177–194.
- Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г.* и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.
- Гурари Ф.Г.* Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.
- Деятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н.* Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16–17 (Приложение к журналу «Геология и геофизика»). 2011. Т. 52. С. 87–101.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Мелневский В.Н., Давыдов Д.Ю.* О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 1. С. 91–94.
- Захаров В.А.* Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Тов-во науч. изд. КМК, 2006. С. 552–568.
- Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В.* и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.
- Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А.* и др. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 54–61.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р.* Геонимическая характеристика Западной Евразии. М.: ИФЗ, 1985.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 297 с.
- Найденов Л.Ф., Репин Ю.С., Колпенская Н.Н.* Новые материалы по биостратиграфии верхней юры и нижнего мела севера Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы V Всеросс. совещ. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 152–156.
- Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю.* и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10, № 2. С. 1–29.
- Ступакова А.В.* Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.
- Сурков В.С.* Структура литосферы осадочных бассейнов Сибири и их нефтегазоносность // Литосфера. 2002. №1. С. 23–36.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Деятов В.П., Смирнов Л.В.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отеч. геология. 1997. № 3. С. 31–37.
- Фомичев А.С.* Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости. 2006. № 5. С. 19–26.
- Шаблинская Н.В.* Роль рифтогенеза в формировании глубинной структуры Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 7–15.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С.* и др. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемотратиграфия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 2-го совещ. Ярославль, 2007. С. 253–255.
- Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю.* «Рыбные» темпеститы в углеродистых отложениях баженовского горизонта и палеобатиметрия баженовского моря Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 6-го совещ. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 320–324.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А.* Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2015. № 6. С. 96–106.
- Ян П.А.* Обстановки формирования бат-верхнеюрских отложений и причины эволюции Западно-Сибирского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы 3-го совещ. Саратов: Центр Наука, 2009. С. 268–270.