



ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.590.2

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ВЫЗВАННЫЕ ВЛИЯНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

М.Б. Богданов, А.В. Катрущенко

Саратовский государственный университет,
кафедра метеорологии и климатологии
E-mail: BogdanovMB@info.sgu.ru

Проведен анализ спектра мощности временного ряда среднесуточных значений приземной температуры воздуха в г.Саратове на интервале времени с 1945 по 1999 г. В спектре ряда обнаружены две приливные гармоники, гармоника с периодом синодического месяца, связанная с изменением инсоляции при движении системы Земля – Луна вокруг общего центра масс, а также гармоника, соответствующая среднему периоду обращения активных областей Солнца. Проявлений 11-летнего цикла солнечной активности и периодических изменений инсоляции, вызванных планетными возмущениями орбиты Земли, не обнаружено.

Ключевые слова: воздух, приземная температура, г. Саратов, гармоники, космические факторы.

Periodical Changes in the Surface air Temperature, Caused by the Influence of the Space Factors

М.В. Bogdanov, А.В. Katrushchenko

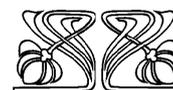
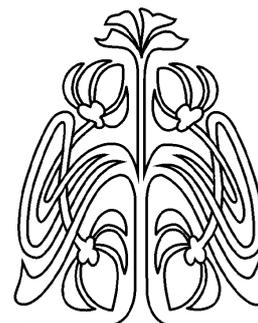
We carried out the analysis of the power spectrum of the time series of the daily mean values of the surface air temperature in Saratov city (Russia) in the time interval from 1945 through 1999. In the power spectrum are discovered two tidal harmonics, the harmonic with the period of synodic month, connected with a change in the insolation during the motion of system the Earth – Moon around the common center of masses, and also harmonic, which corresponds to the average period of rotation of the active regions of the Sun. The manifestations of the 11-year solar cycle and changes in the insolation, caused by the planetary perturbations of the Earth's orbit, are not discovered.

Key words: ground air temperature, Saratov, harmonic components, space factors.

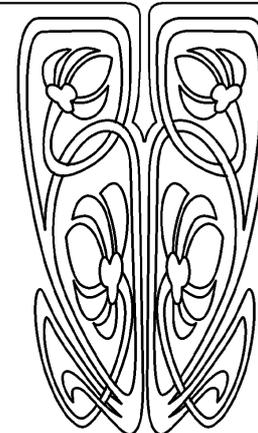
Введение

В последние годы многими представителями наук о Земле исследуется проблема влияния космических факторов на процессы, протекающие в глубинах Земли, ее атмосфере и гидросфере. В число этих факторов входят разнообразные проявления солнечной активности [1], особенности движения Земли в Солнечной системе, ее вращения вокруг собственной оси и движения полюса [2, 3], а также приливные воздействия Луны и Солнца, способные вызывать изменения океанической циркуляции и влиять на характеристики регионального и глобального климата [4–6].

В ходе предыдущих исследований мы изучили короткопериодические изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли [7], совместным действием этих возмущений и вариацией солнечной постоянной [8], а также движением системы Земля – Луна вокруг общего центра масс [9]. Было показано, что наиболее заметными короткопериодическими гармониками изменения инсоляции является гармоника L_0 с периодом синодического месяца (промежуток времени между одинаковыми фазами Луны – $29^d.53$) и амплитудой $82.54 \pm \pm 0.07$ мВт/м², а также гармоника J_0 , соответствующая синодическому периоду (промежуток времени между одноименными конфигурациями



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ





планеты) Юпитера $399^{\text{д}}.0$ с амплитудой 44.06 ± 3.19 мВт/м², и первая гармоника синодического периода Венеры V_1 с периодом $291^{\text{д}}.9$ и амплитудой 42.72 ± 1.12 мВт/м². Представляет большой интерес попытка обнаружить проявление этих гармоник во временных рядах измерений метеорологических величин.

Целью настоящей работы является поиск возможных периодических составляющих, связанных с изменениями инсоляции и влиянием других космических факторов, в ряде среднесуточных значений приземной температуры воздуха в Саратове, измеренных в период с 1945 по 1999 г.

Исходные данные и их предварительная обработка

Необходимо отметить, что поставленная нами задача достаточно сложна. Это связано не только с малыми амплитудами гармоник инсоляции, но и с тем, что они действуют на фоне больших изменений температуры, вызванных сменой сезонов года. Кроме того, приземная температура воздуха определяется главным образом процессами циркуляции атмосферы и сильно зависит от состояния облачности. Однако периодический характер гармоник позволяет обнаружить их проявление при анализе достаточно продолжительных временных рядов.

Мы проанализировали ряд среднесуточных значений приземной температуры воздуха, измеренных на метеостанции 34172 Саратов ($51^{\circ}34' \text{ N}$, $46^{\circ}02' \text{ E}$, $H = 156$ м) с 1 октября 1945 г. по 31 августа 1999 г. Информация была получена из ВНИИГМИ – МЦД в рамках проекта European Climate Assessment [10] и в настоящее время доступна по сети Интернет (<http://eca.knmi.nl>). В нескольких случаях отсутствующие значения были рассчитаны с помощью линей-

ной интерполяции данных. Полное число отсчетов ряда составляет 19693.

Для устранения влияния сезонных изменений температуры из ряда был вычтен вклад синусоиды с периодом, равным тропическому году (промежутку времени между двумя последовательными прохождениями Солнца точки весеннего равноденствия – $365.^{\text{д}}2422$). Амплитуда 16.680 К и фаза 2.887 рад. этой синусоиды определялись по способу наименьших квадратов. Аналогичным образом были определены амплитуда 1.028 К и фаза 6.109 рад. первой гармоники тропического года, имеющей период $182.^{\text{д}}6211$, которая также была вычтена из ряда среднесуточных значений температуры.

Стандартное отклонение полученного ряда характеризует изменение среднесуточных значений температуры в Саратове, не связанное с сезонными вариациями, и равно 4.93 К.

Анализ спектра мощности временного ряда

Нами использовался классический вариант цифрового спектрального анализа с расчетом спектра мощности $S(f)$ путем фурье-преобразования автокорреляционной функции [11]. При выбранном максимальном сдвиге автокорреляции в 5000 отсчетов для использованного корреляционного окна Ханна ширина спектрального окна составляет $\Delta f = 2.667 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1}$. Число степеней свободы спектральной оценки равно 11, а длина 90% – го логарифмического доверительного интервала – 0.634. График логарифма спектра мощности в диапазоне частот f от нуля до максимальной частоты Найквиста 0.5 d^{-1} , построенный по 5001 расчетной точке, приведен на рис. 1. Вертикальным отрезком на этом рисунке показан логарифмический доверительный интервал.

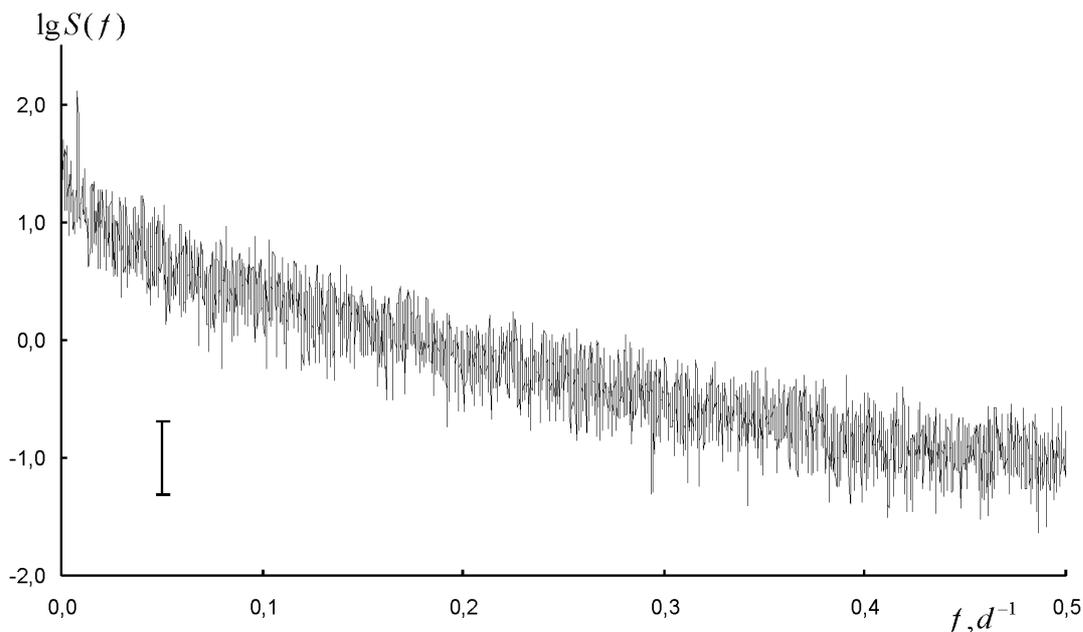


Рис. 1. График логарифма спектра мощности временного ряда изменения приземной температуры воздуха во всем диапазоне частот



В целом характер спектра мощности соответствует чисто случайному процессу, близкому к «красному» шуму, при котором спектральная плотность возрастает с уменьшением частоты. Единственный хорошо заметный пик на частоте $f = 0.00821 \text{ d}^{-1}$, соответствующей периоду 121. d^{7474} , представляет собой вторую гармонику тропического года, не исключавшуюся при предварительной обработке ряда.

Участок спектра мощности в диапазоне частот от нуля до $f = 0.01 \text{ d}^{-1}$, содержащий гармоники с периодами T , превышающими 100^{d} , приведен на рис. 2. Вертикальным отрезком на этом рисунке показан логарифмический доверительный интервал, а горизонтальным – ширина спектрального окна, характеризующая разрешающую способность по частоте. Единственный статистически значимый пик соответствует второй гармонике тропического года. Анализ этого участка спектра свидетельствует об отсутствии пиков на частотах, соответствующих 11-летнему циклу солнечной активности, синоди-

ческому периоду Юпитера $J0$ и первой гармонике синодического периода Венеры $V1$. Если для обнаружения проявления солнечного цикла длина нашего ряда может считаться недостаточной, то отсутствие гармоник планетных возмущений свидетельствует либо о том, что их влияние слишком мало, либо оно в значительной степени подавляется шумовыми флуктуациями.

На рис. 2 отсутствуют также пики, соответствующие квазидвухлетнему циклу (QBO, $T = 2.40$ года) и чандлеровскому периоду движения полюса Земли ($T = 1.19$ года). Квазидвухлетний цикл был обнаружен по изменениям скорости ветра в экваториальной стратосфере и часто проявляется в различных геофизических явлениях [3]. С чандлеровским периодом связан так называемый полусный прилив, влияющий также на изменение приземного атмосферного давления [12]. Данный результат свидетельствует о слабости влияния этих факторов на температуру нижних слоев атмосферы.

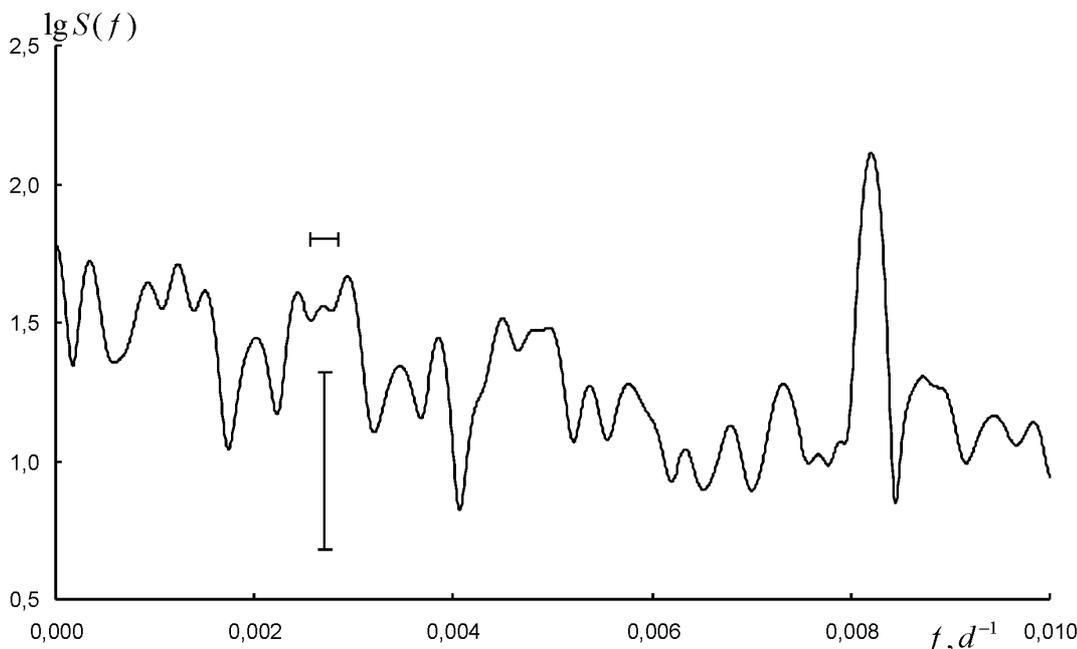


Рис. 2. График логарифма спектра мощности в диапазоне гармоник с периодами, превышающими 100^{d} . Единственный значимый пик соответствует второй гармонике тропического года

Область спектра в диапазоне частот f от 0.03 d^{-1} до 0.04 d^{-1} , соответствующих периодам около одного месяца, приведена на рис. 3. Совмещая середину доверительного интервала с основанием пиков в спектре мощности можно убедиться, что ряд наблюдаемых гармоник являются статистически значимыми. Если принять, что погрешность оценки частоты гармоники f_m , соответствующей максимуму пика, равна ширине спектрального окна Δf , то погрешность определения соответствующего периода $T = 1/f_m$ будет равна $\Delta T = T^2 \Delta f$. Считая, что найденные периоды гармоник должны отличаться от точных значений

не более чем на величину ΔT , мы можем отождествить в данной области спектра три периодических составляющих: гармонику синодического месяца $L0$ ($T = 29^{\text{d}}.53$), приливную гармонику M_m ($T = 27^{\text{d}}.55$) и гармонику, связанную с солнечной активностью, T_{\odot} ($T = 27^{\text{d}}.0$). Обозначения этих гармоник показаны у вершин соответствующих пиков на рис. 3.

Данные об отождествленных гармониках приведены в таблице. В первом столбце дано обозначение гармоники, во втором – частота f_m , соответствующая максимуму спектрального пика, в третьем – найденное значение периода T

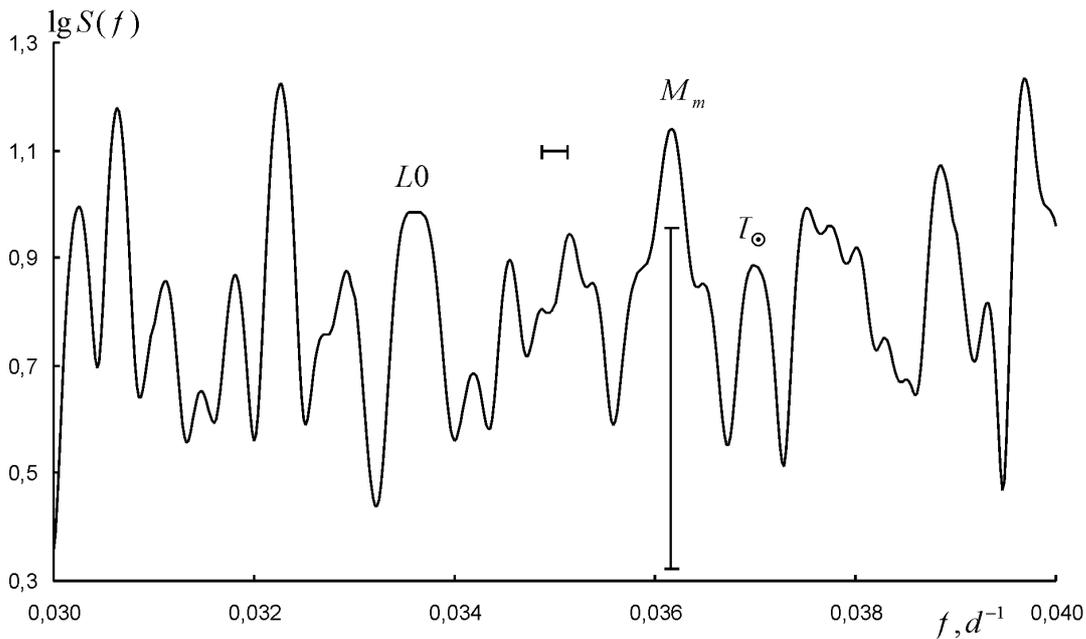


Рис. 3. График логарифма спектра мощности в диапазоне гармоник с периодами около месяца. Отмечены пики, соответствующие гармонике синодического месяца L_0 , приливной гармонике M_m , а также гармонике T_{\odot} , совпадающей со средним периодом обращения активных областей Солнца

с его стандартным отклонением ΔT , а в четвертом – амплитуда, измеренная в кельвинах. В качестве оценки амплитуды гармоник нами бралась величина

$$A(f_m) = \sigma \sqrt{2\Delta f (S(f_m) - S_0)},$$

где σ – среднее квадратичное отклонение временного ряда, равное 4.93 К; Δf – ширина спектрального окна; $S(f_m)$ – значение спектральной плотности в максимуме пика; а S_0 – величина спектральной

плотности у основания пика, оцениваемая как полусумма значений $S(f)$, измеренных слева и справа от пика. Известно, что при цифровом спектральном анализе частоты гармоник определяются гораздо точнее, чем их амплитуды. С учетом величины доверительного интервала спектральной оценки можно утверждать, что с вероятностью 90% амплитуды гармоник должны отличаться от найденных значений не более чем в два раза.

Характеристики гармоник, найденных в спектре мощности временного ряда изменения приземной температуры воздуха

Гармоника	f_m, d^{-1}	T, d	$A(f_m), K$
L_0	0.03364	29.73 ± 0.24	0.29
M_m	0.03616	27.65 ± 0.20	0.36
T_{\odot}	0.03700	27.03 ± 0.19	0.24
M_f	0.07332	13.64 ± 0.05	0.16

Область спектра в диапазоне частот f от $0.07 d^{-1}$ до $0.08 d^{-1}$, соответствующих периодам около полумесяца приведена на рис. 4. Данная область содержит пик с частотой $0.07332 d^{-1}$, соответствующий приливной гармонике M_f ($T = 13^d.66$). Характеристики этой гармоник также приведены в таблице.

Обсуждение результатов

Несмотря на то что не все спектральные пики обнаруженных гармоник заметно выходят за границу принятого доверительного интервала, хоро-

шее совпадение найденных периодов с точными значениями служит дополнительным аргументом в пользу их достоверности.

Очевидным объяснением присутствия во флуктуациях приземной температуры воздуха гармоник L_0 с периодом синодического месяца является изменение инсоляции при движении системы Земля – Луна вокруг общего центра масс с амплитудой $82.54 \pm 0.07 \text{ мВт/м}^2$ [9]. Существует еще один космический фактор, способный повлиять на температуру атмосферы, который действует синхронно с данным изменением инсоляции. Речь идет об излучении Луны, зависящем от ее фазы и

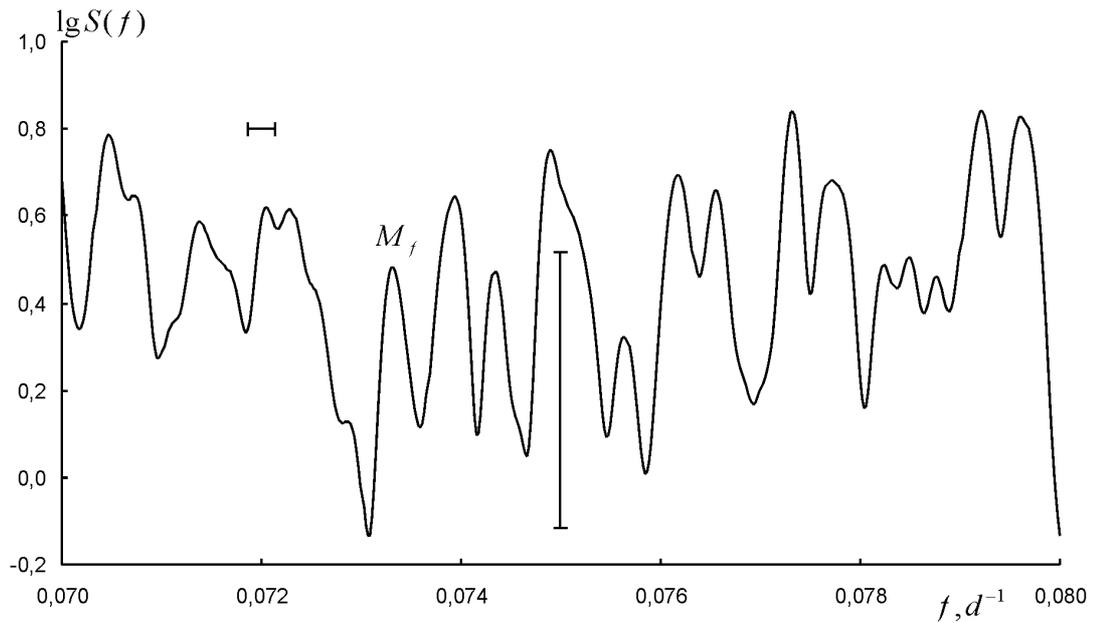


Рис. 4. График логарифма спектра мощности в диапазоне гармоник с периодами около полумесяца. Отмечен пик, соответствующий приливной гармонике M_f .

достигающего максимума в момент полнолуния. Однако влияние этого фактора достаточно мало. В видимом диапазоне спектра (фотометрическая полоса V) звездные величины полной Луны и Солнца равны соответственно $V_L = -12.73$ и $V_{\odot} = -26.74$ [13], что дает отношение потоков излучения от этих небесных тел 0.25×10^{-5} . Следует однако учесть, что альбедо Луны мало (≈ 0.07) и основная часть освещающего ее солнечного излучения поглощается поверхностью нашего спутника. Нагретая поверхность Луны излучает в ИК-диапазоне спектра. Поэтому отношение болометрических потоков должно быть больше. По данным радиометрических измерений [14], для среднего полнолуния оно равно 0.96×10^{-5} , что с учетом величины солнечной постоянной 1366.22 Вт/м^2 дает поток от Луны 13 мВт/м^2 . В фазе новолуния поток от Луны очень мал. Поэтому в качестве верхнего предела амплитуды изменения потока ее излучения можно принять значение 6.5 мВт/м^2 , что более чем на порядок меньше амплитуды изменения инсоляции при движении системы Земля – Луна вокруг общего центра масс.

Присутствие в спектре мощности нашего временного ряда гармоник лунно-солнечных приливов M_m и M_f не является неожиданным. Атмосферные приливы вызывают изменение давления, что должно сопровождаться и изменением температуры. Теория этих приливов достаточно хорошо разработана. Однако в известной монографии [15] и более поздних исследованиях [16] рассматривались только наиболее мощные гармоники гравитационных и термических приливов с суточным и меньшими периодами. Было бы ин-

тересно провести аналогичные расчеты амплитуд приземных температур воздуха, связанных с месячной и полумесячной приливными гармониками для сравнения с нашими результатами.

Вызванная солнечной активностью гармоника T_{\odot} имеет период $T = 27^d.0$, совпадающий со средним периодом обращения активных областей Солнца [17]. Дать однозначное объяснение появлению этой гармонике в ряде приземных температур воздуха достаточно трудно. С одной стороны, здесь, возможно, проявляется блокировка излучения фотосферы, вызванная наличием групп пятен. С другой – в районе этих активных областей происходят резким усилением жесткого УФ-излучения, а иногда и рентгеновского. Излучение этих диапазонов спектра поглощается верхними слоями земной атмосферы, вызывая их заметный нагрев. Однако до настоящего времени не известен сколь-либо эффективный механизм передачи этой энергии к поверхности Земли. Оба указанных фактора солнечной активности могут действовать и совместно.

Заключение

Проведенный анализ спектра мощности временного ряда среднесуточных значений приземной температуры воздуха в Саратове в период с 1945 по 1999 г. позволил достаточно надежно обнаружить присутствие в изменениях температуры периодических составляющих. В спектре ряда найдены две приливные гармоники M_m и M_f , гармоника с периодом синодического месяца L_0 , связанная с изменением инсоляции при движении системы



Земля – Луна вокруг общего центра масс, а также гармоника T_{\odot} , соответствующая среднему периоду обращения активных областей Солнца.

Проявлений 11-летнего цикла солнечной активности и периодических изменений инсоляции, вызванных планетными возмущениями орбиты Земли, нами не обнаружено. В ходе солнечного цикла, наряду с большими вариациями потоков жесткого УФ-излучения и рентгеновского, наблюдается также изменение инсоляции с амплитудой около 1 Вт/м^2 . Отсутствие проявлений этого цикла можно было бы объяснить сравнительно малой длиной нашего ряда. Однако анализ более продолжительных рядов среднегодовых температур различных пунктов также не дает однозначных свидетельств в пользу связи их изменений с солнечной активностью [17].

Две главные гармоники изменения инсоляции J_0 и J_1 , вызванные планетными возмущениями, имеют периоды около года и вполне могли бы проявить себя. Отсутствие в спектре мощности соответствующих пиков свидетельствует либо о том, что их влияние слишком мало, либо оно в значительной степени подавляется шумовыми флуктуациями. То же самое можно сказать в отношении гармоник, соответствующих квазидвухлетнему циклу и чандлеровскому периоду движения полюса Земли. Хотя эти циклы часто проявляются в различных геофизических явлениях, отсутствие соответствующих пиков в спектре свидетельствует о слабости их влияния на температуру нижних слоев атмосферы.

Библиографический список

1. Авдюшин С.И., Данилов А.Д. Солнце, погода и климат: сегодняшний взгляд на проблему. (Обзор) // Геомагнетизм и аэронавигация. 2000. Т. 40, № 5. С. 3–14.
2. Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики // Успехи физ. наук. 2000. Т. 170, № 4. С. 419–445.
3. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб.: Гидрометеоздат, 2002. 200 с.
4. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Объединенный ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 1996. 188 с.
5. Wunsch C. Moon, tides and climate // Nature. 2000. Vol. 405, P. 743–744.
6. Treloar N.C. Luni – solar tidal influences on climate variability // Intern. J. of Climatology. 2002. Vol. 22, № 12. P. 1527–1542.
7. Богданов М.Б., Сурков А.Н. Короткопериодные изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 48–54.
8. Богданов М.Б., Катрущенко А.В., Сурков А.Н. Изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли и вариацией солнечной постоянной // Изв. Саратов. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2006. Т. 6, вып. 1. С. 3–9.
9. Богданов М.Б., Катрущенко А.В. Изменения инсоляции, вызванные влиянием Луны // Изв. Саратов. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2008. Т. 8, вып. 1. С. 3–6.
10. Klein Tank A.M.G., Wijngaard J.B., Konnen G.P. et al. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment // Intern. J. of Climatology. 2002. Vol. 22. P. 1441–1453.
11. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1972. 603 с.
12. Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 447 с.
13. Аллен К.У. Астрофизические величины. М.: Мир, 1977. 446 с.
14. Pettit E. Lunar radiation as related to phase // Astrophys. J. 1935. Vol. 81. P. 17–36.
15. Чепмен С., Линдзен Р. Атмосферные приливы: термические и гравитационные. М.: Мир, 1972. 296 с.
16. Zurek R.W. The form of Newtonian cooling in atmospheric tidal theory // Pure and Applied Geophys. 1985. Vol. 123. P. 921–929.
17. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 319 с.

УДК 502.3

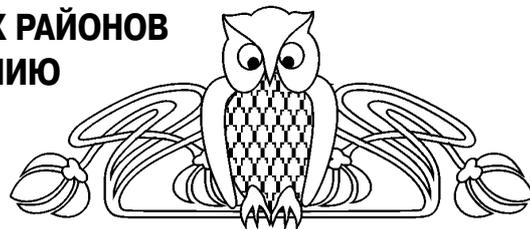
СПОСОБНОСТЬ АТМОСФЕРЫ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ К САМООЧИЩЕНИЮ

С.Н. Лапина, Е.А. Полянская, Л.М. Фетисова, Н.А. Фетисова

Саратовский государственный университет,
кафедра метеорологии и климатологии
E-mail: kafmeteo@sgu.ru

В статье приводятся результаты исследования способности атмосферы к самоочищению в Саратове и Саратовской области. Проанализирована динамика коэффициента самоочищения атмосферы в различных районах Саратовской области в теплый и холодный сезоны за многолетний период и 2000–2004 гг. Формула расчета коэффициента самоочищения атмосферы адап-

тирована к региональным климатическим условиям. Построены карты-схемы районирования территории Саратова по коэффициенту самоочищения атмосферы. Исследование метеорологического потенциала самоочищения атмосферы имеет практическое значение при определении оптимального распределения техногенных нагрузок на окружающую среду.





Ключевые слова: атмосфера, Саратовская область, самоочищение.

Ability of Atmosphere in Self-Purification in Various Districts of the Saratov Region

S.N. Lapina, E.A. Polyanskaya, L.M. Fetisova,
N.A. Fetisova

In the article results of research concerning ability of atmosphere in self-purification in Saratov and the Saratov region are presented. Dynamics of the atmospheric self-purification coefficient in various areas of the Saratov region is analysed during warm and cold seasons for the long-term period and from 2000 to 2004. The formula of the atmospheric self-purification coefficient's calculation is improved according to regional climate conditions. Maps of spatial differences in atmospheric ability for self-purification on the territory of Saratov are constructed. Research of meteorological potential of atmospheric self-purification has practical value for definition of the best distribution of technogenic pressure on environment.

Key words: atmosphere, Saratov Region, self-cleansing.

Сложная экологическая обстановка в некоторых регионах России обусловила необходимость разработки методов, позволяющих реально оценить состояние экосистемы, чтобы затем перейти к рациональному природопользованию.

Загрязнение атмосферного воздуха остается одним из ведущих факторов окружающей среды, оказывающих негативное влияние на здоровье населения. В сотне городов и поселков страны среднегодовые уровни загрязнения атмосферного воздуха превышают санитарно-гигиенические нормы. Наиболее негативное воздействие на атмосферный воздух оказывают промышленность и автомобильный транспорт.

С 2000 г. параллельно с восстановлением экономического роста в стране отмечается ежегодный рост объемов выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от стационарных источников в среднем на 1,5–2% в год.

В последние годы растет число городов, в которых население подвержено постоянно возрастающему воздействию загрязняющих веществ в атмосфере.

Основными причинами изменчивости загрязнения воздуха в городе являются колебания количества выбросов и метеорологические условия. При одних и тех же параметрах выбросов загрязненность воздуха сильно колеблется в зависимости от метеорологических факторов. Во многих работах показана сложная и неоднозначная зависимость между содержанием вредных примесей в городском воздухе и метеорологическими условиями. На кафедре метеорологии и климатологии ранее было проведено исследование связи уровня загрязнения воздуха с отдельными метеорологическими величинами, а также с типами погоды, которые представляют собой комплекс метеорологических величин [1].

Многие авторы делают вывод о целесообразности использования не отдельных метеорологи-

ческих элементов, а комплекса характеристик, соответствующих определенной метеорологической ситуации [2, 3].

Наибольшее применение при анализе влияния метеорологических условий на уровень загрязнения атмосферы, а также при экспертизе и проектировании строящихся предприятий получил потенциал загрязнения атмосферы (ПЗА), разработанный в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова [4].

Потенциал загрязнения атмосферы включает в себя повторяемость приземных инверсий температуры, скорости ветра 0–1 м/с, застоев воздуха, туманов, т.е. практически все факторы, способствующие накоплению вредных примесей в атмосфере.

В некоторых работах предложена принципиально иная методика, учитывающая факторы, которые способствуют как загрязнению атмосферы, так и рассеиванию примесей. Условиями, при которых происходит самоочищение атмосферного воздуха, предлагается считать повторяемость дней с сильным ветром и осадками.

Установлено, что скорость ветра, при которой вредные вещества выносятся из города, должна быть не менее 6 м/с. Количество выпавших осадков, способное очистить атмосферу от загрязнения, должно составлять $\geq 0,5$ мм в сутки.

На основании анализа указанных факторов Т.С. Селегей [3] предлагает расчет метеорологического потенциала рассеивающей способности атмосферы (МПА), определяемого по формуле

$$\text{МПА} = (\text{Pш} + \text{Pт}) / (\text{Pо} + \text{Pв}), \quad (1)$$

где Pш, Pт, Pо, Pв – повторяемость скоростей ветра 0–1 м/с, дней с туманом, дней с осадками $\geq 0,5$ мм и скоростей ветра ≥ 6 м/с соответственно.

Соотношение (1) позволяет рассчитать потенциал самоочищения атмосферы на основе стандартных метеорологических наблюдений.

Следует отметить, что чем выше значение МПА (по Т. Селегей), тем хуже условия самоочищения атмосферы. Логичнее считать, что большие значения МПА должны характеризовать лучшие условия для рассеивания примесей. Поэтому нами был применен коэффициент самоочищения атмосферы K, обратный МПА:

$$K = 1 / \text{МПА}. \quad (2)$$

Таким образом, коэффициент самоочищения атмосферы определяется как отношение повторяемости условий, благоприятствующих удалению примесей из атмосферы, к повторяемости условий, способствующих накоплению загрязнителей.

Для тех районов, в которых число дней с туманами невелико, но значительна повторяемость приземных задерживающих слоев (ПЗС) (как, например, в Саратове), при расчете K целесообразно учитывать вместо повторяемости туманов Pт повторяемость ПЗС (Pин), которая рассчитывалась по уравнению линейной регрессии [2],



уточненному авторами применительно к условиям Саратовской области. Тогда

$$K = (P_v + P_o / P_{ш} + P_{ин}). \quad (3)$$

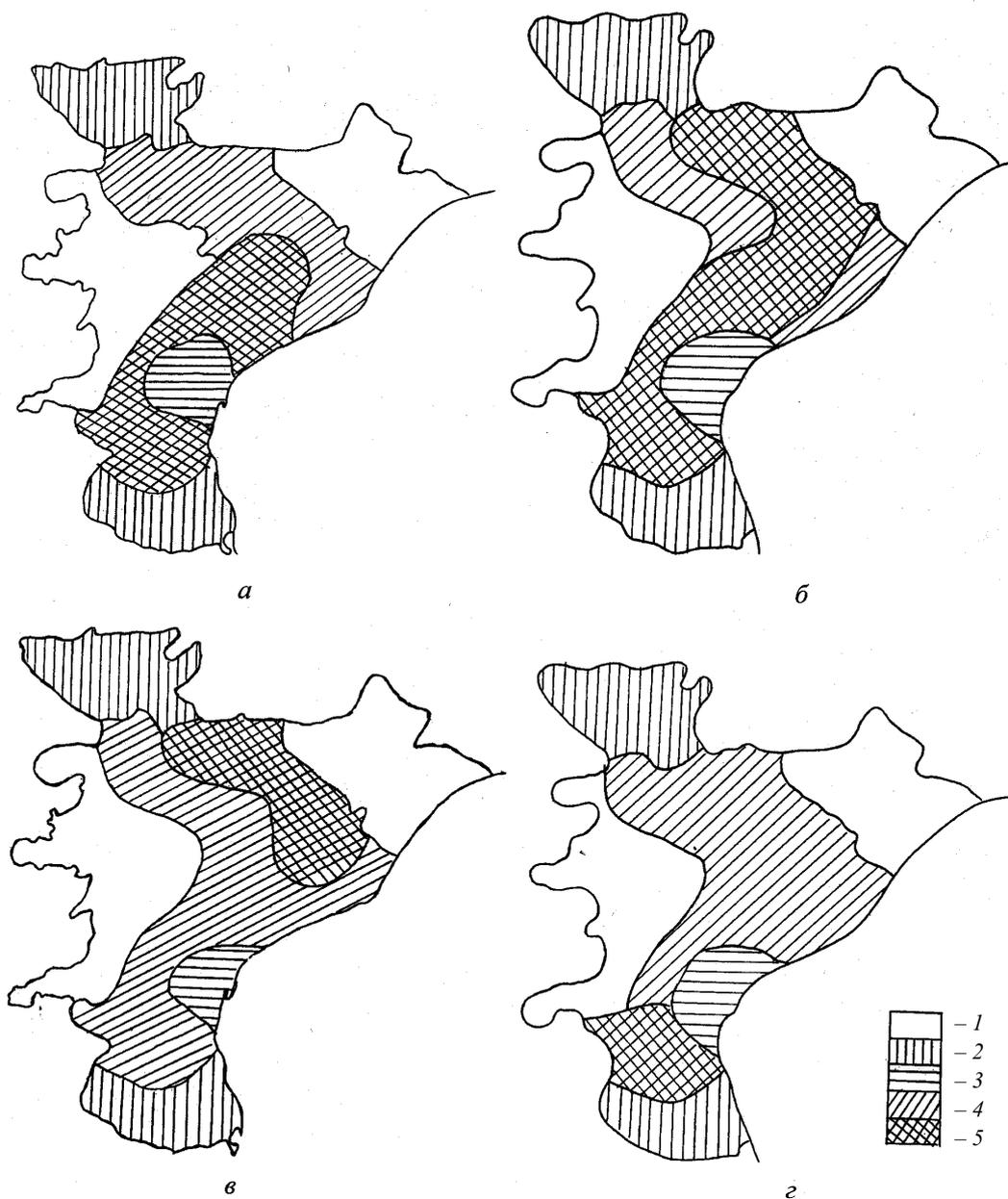
Предлагаются следующие критерии оценки: при $K > 1,25$ формируются условия, благоприятные для рассеивания примесей, при $1,25 \geq K > 0,8$ – относительно благоприятные, при $0,8 \geq K > 0,4$ – относительно неблагоприятные, при $0,4 \geq K > 0,25$ – неблагоприятные, при $K \leq 0,25$ – крайне неблагоприятные.

Коэффициент самоочищения атмосферы позволяет оценить вклад метеорологических явле-

ний и их характеристик в формирование уровня загрязнения воздуха.

Ранее была проведена оценка самоочищения атмосферы для Саратова. Сложные физико-географические условия Саратова и микроклиматические особенности города формируют различный метеорологический потенциал самоочищения атмосферы по территории города [1].

На рисунке представлены карты-схемы районирования Саратова по коэффициенту самоочищения атмосферы. Как видно, районы с неблагоприятными условиями для рассеивания примесей в основном совпадают во все сезоны.



Карта-схема районирования г. Саратова по метеорологическому потенциалу самоочищения атмосферы зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) в 1992–1996 гг. Условия для рассеивания примесей: 1 – благоприятные ($K > 1,25$); 2 – относительно благоприятные ($1,25 \geq K > 0,8$); 3 – относительно неблагоприятные ($0,8 \geq K > 0,4$); 4 – неблагоприятные ($0,4 \geq K > 0,25$); 5 – крайне неблагоприятные ($K \leq 0,25$)



Зимой в зоне экологического бедствия находится территория южного промышленного блока, летом наиболее напряженная ситуация формируется в пределах северного промышленного блока. В центральных районах в течение всего года наблюдаются неблагоприятные или крайне неблагоприятные условия для удаления загрязнителей из атмосферы.

В процессе продолжения исследования нами

был произведен расчет коэффициента самоочищения K по метеостанциям Саратовской области по многолетним значениям метеорологических величин и явлений, представленных в справочниках, а для оценки динамики потенциала загрязнения – по срочным данным за 2000–2004 гг.

Значения коэффициента самоочищения атмосферы по многолетним данным и за 2000–2004 гг. представлены в табл. 1 и 2 соответственно.

Таблица 1

Значение коэффициента самоочищения атмосферы (K) на метеостанциях Саратовской области по многолетним данным

Период года	Метеостанция					
	Карабулак	Октябрьский городок	Саратов	Ершов	Новоузенск	Ал. Гай
Холодный	1,50	1,05	1,02	1,53	1,30	1,64
Теплый	1,26	0,77	0,94	1,26	1,09	1,53

Из табл. 1 видно, что по многолетним данным в холодный период в большинстве районов Саратовской области создаются условия, благоприятные для рассеивания примесей ($K > 1,25$), и лишь в Октябрьском городке и Саратове – относительно благоприятные. В теплый период года благоприятные для рассеивания примесей условия сохраняются на метеостанциях севера Саратовской области (Карабулак) и Левобережья

(Ершов, Ал. Гай), относительно благоприятные в Новоузенске и Саратове ($1,25 \geq K > 0,8$), а на метеостанции Октябрьский городок – относительно неблагоприятные ($0,8 \geq K > 0,4$).

В исследуемое пятилетие (см. табл. 2), так же как и по многолетним данным, на всей территории Саратовской области в холодный период наблюдаются более благоприятные условия для рассеивания, чем в теплый.

Таблица 2

Значение коэффициента самоочищения атмосферы (K) на метеостанциях Саратовской области по данным за 2000–2004 гг.

Период года	Метеостанция						
	Карабулак	Сплавнуха	Саратов	Перелюб	Озинки	Новоузенск	Ал. Гай
Холодный	1,82	0,82	0,89	1,03	0,71	0,88	1,01
Теплый	1,88	0,43	0,45	0,68	0,43	0,59	0,82

Наилучшие условия для самоочищения имеются лишь на севере Приволжской возвышенности (Карабулак), как относительно благоприятные можно оценить условия для рассеивания примесей в Левобережье.

В теплый период почти на всех метеостанциях, за исключением Карабулака и Ал. Гая, коэффициент самоочищения атмосферы менее 0,8, т.е. на большей части территории атмосфера имеет относительно благоприятные условия к самоочищению.

Из сравнения табл. 1 и 2 видно, что в 2000–2004 гг. почти на всех метеостанциях (за исключением Карабулака) в оба периода года значение K уменьшилось. Этот факт позволяет сделать вывод, что в последние годы произошло ухудшение условий для рассеивания примесей и самоочищения атмосферы. Особенно это заметно в Левобережье области, где отмечается значительное уменьшение повторяемости скорости ветра более 6 м/с, что имеет место на всей европейской территории России [5].

Исследование метеорологического потенциала самоочищения атмосферы может быть полез-

ным для планирующих организаций при определении оптимального варианта распределения техногенных нагрузок по территории области.

Библиографический список

1. Фетисова Л.М., Пузлякова Г.А., Полянская Е.А. и др. Экология атмосферы крупного промышленного центра в условиях сложного рельефа. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. 136 с.
2. Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере: Справ. пособие. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 228 с.
3. Селегей Т.С., Юрченко И.П. Потенциал рассеивающей способности атмосферы // География и природные ресурсы. 1990. № 2. С. 132–137.
4. Безуглая Э.Ю. Мониторинг состояния загрязнения атмосферы в городах. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 200 с.
5. Меццерская А.В., Борисенков М.М. и др. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке // Метеорология и климатология. 2004. № 3. С. 83–95.



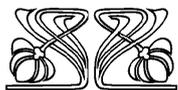
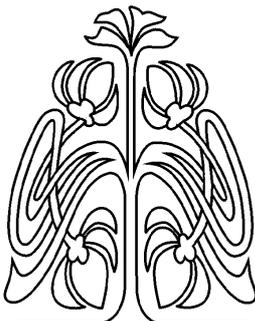
ГЕОЛОГИЯ

УДК [56:551.736](470)

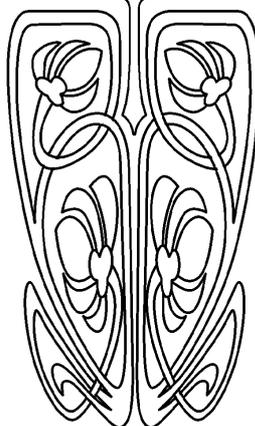
МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ КОНЦА ПЕРМИ: СОБЫТИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ*

М. Бентон

Департамент Наук о Земле,
Бристольский университет, Великобритания
E-mail: mike.Benton@bristol.ac.uk (M. Benton)



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ



Массовое вымирание на суше и море 251 млн лет назад на границе перми и триаса было, несомненно, величайшим за всю историю Земли. Седиментологические и геохимические данные показывают глобальное увеличение температуры, что привело к значительному недостатку океанического кислорода, интенсивной эрозии отложений, особенно почв.

Указанные феномены могли быть вызваны колоссальными извержениями сибирских траппов, которые продуцировали двуокись углерода, что вызвало парниковый эффект, а также было причиной выпадения кислотных дождей. Эти дожди уничтожали растительный покров, что, в свою очередь, приводило к полной эрозии почвы. Наша полевая работа в России за прошлое десятилетие подтвердила интенсивную эрозию на границе перми и триаса, коллапс природных экосистем и их медленное восстановление после этого.

Ключевые слова: массовое вымирание, пермь-триас, климатические изменения, «парниковый эффект», экспедиции, Россия

The End-Permian Mass Extinction Events on Land in Russia

M. Benton

The mass extinction of life in the sea and on land 251 million years ago, at the Permian-Triassic boundary, was undoubtedly the largest mass extinction of all time. Sedimentological and geochemical evidence shows that global temperatures rose, that there was extensive oceanic anoxia, and that there was massive erosion of sediment, especially soils, from the land. These phenomena might have been a consequence of the massive eruptions of the Siberian Traps, which produced carbon dioxide, and greenhouse gas, as well as acid rain, which killed plants and led to stripping of soils. Our field work in Russia over the past decade, has shown evidence for massive erosion at the boundary, and for the nature of ecosystems collapse and slow recovery after the event.

Keywords: mass extinctions, Permian-Triassic, climatic changes, «greenhouse effect», expeditions, Russia

Введение

Я много лет интересовался массовыми вымираниями и их влиянием на жизнь, в частности, позвоночных животных на суше. Несколько лет назад я ознакомился с учебником «Палеонтология позвоночных и эволюция» Боба Кэрролла [1]. Он пишет, что «большинство драматических вымираний в морской обстановке занимает конец перми, уничтожив 95% беспозвоночных видов и более чем половину семейств. Удивительно, что не было большого вымирания наземных и водных позвоночных» [1, 123].

Неправдоподобно выглядело, что массовое вымирание, зафиксированное отдельно в морском бассейне, имело ограниченный эффект на суше. Я был заинтригован и попытался установить, почему эти данные такие противоречивые.

Массовое вымирание конца перми, или событие на границе перми и триаса, произошедшее 251 млн лет назад, было величайшей потерей 90–95% всех видов на суше и море.

* Перевод Г.И. Твердохлебовой.



Знания об этом событии сильно изменились с 1990 г. Ранее большее внимание было сфокусировано на событиях на границе мел-палеоген (65 млн лет назад). Было ясно, что в этом случае Земля стала горячей благодаря астероиду, который привел к катастрофическим изменениям среды, вызвавшимся в вымирании 50% видов. Удивительно, что даже более значительное событие на границе перми и триаса было окутано тайной.

Erwin [2, 3] представил обзор взглядов на пермо-триасовые события в двух книгах и ряде статей. Он оразил их неопределенность, заключающуюся в установлении не только масштабов произошедшего вымирания, но и времени событий и возможных их причин. С появлением новых фактов положение дел изменилось. Эрвин указывает продолжительность пермо-триасовых событий до 8 млн лет. В настоящее время известно, что они занимали менее 1 млн лет. Он отметил общие различия фауны в море до и после вымирания. Сейчас имеются полевые изучения в нескольких частях мира с обеспечением до миллиметровой точности. Эрвин говорит о комбинации возможных спусковых механизмов среды, связанных частично с длительным расширением Земли, взрывным освобождением газового гидрата, а также с выбросами вулканического материала, моделью которых являются сибирские базальты.

Эрвин немного касается природы событий на суше, где появляются значительные свидетельства смыва почв и как следствие вымирания большинства видов флоры, быстрого выноса растительного детрита в океан, что привело к коллапсу сложных экосистем. Изменение взглядов на пермо-триасовое вымирание отражено в недавних статьях [4, 5].

В этой статье я делаю обзор работы, которую мы проводили еще в начале 1990-х гг., связанную с пониманием событий пермо-триаса. Я также немного расскажу о постановке вопроса и о забавных событиях во время полевых работ в России.

Первые поездки в Россию

Мы впервые посетили Россию в 1993 г. как участники совместной программы фундаментальных исследований Королевского общества (Лондон) и Российской АН (Москва). В эти главные дни сразу после перестройки была огромная политическая воля заняться Россией и помочь ей освободиться от советских времен. Королевское общество открыло офис в Москве, чтобы помочь британским ученым в поездках в Россию и снабжать билетами и деньгами российских ученых для визитов в Англию.

Во время нашего первого визита я и мой коллега Гленн Сторрс встретились с российскими палеонтологами и посмотрели замечательные коллекции в Музее Палеонтологического института РАН в Москве. Мы также участвовали в полевых работах, чтобы увидеть местонахождение раннего триаса на р. Волге около г. Рыбинска, где были

найжены отлично сохранившиеся черепа и скелеты амфибий, переживших массовое вымирание.

В наш второй визит, в 1994 г., Гленн и я провели короткое время в Москве, но главным нашим желанием была поездка в поле, чтобы увидеть пермо-триас из первых рук. Мы поехали поездом до г. Оренбурга к подножию Уральских гор, совершив 36-часовое путешествие на восток от Москвы. Наши коллеги из Москвы М. Шишкин и А. Сенников сопровождали нас в поезде, мы встретились с полевыми геологами В. Твердохлебовым и В. Очевым в Оренбурге. Эти два ученых поделились обширными знаниями о породах и фосс依лиях в Предуралье. В. Очев был выдающимся палеонтологом. Он изучал ископаемых амфибий и рептилий пермо-триаса Урала с конца 1950 г. и опубликовал много статей с их описанием. В. Твердохлебов – полевой геолог, специалист по седиментологии и интерпретации древних обстановок и климата. Он работал в геологической службе СССР, затем России, составляя геологические карты и карты поисков полезных ископаемых.

Экспедиция 1994 г. была более 2 недель. За это время мы увидели дюжину местонахождений поздней перми и раннего триаса, во многих из которых были открыты ископаемые амфибии и рептилии. Было сравнительно легко найти зубы и кости в русловых отложениях, особенно в раннем триасе, но более основательные находки были редки, так как фосс依лии могли быть найдены только в оврагах, разрезающих степные просторы, эродированные медленными темпами. В. Очев и его коллеги нашли много прекрасных образцов в 1950–60 гг., применяя бульдозер, который успешно обнажал обширные впадины в земле, где имелись одиночные скелеты больших рептилий, иногда целое поле скелетов, тесно сочлененных.

Мы планировали большую экспедицию в июле 1995 г. с четкими целями. Г. Сторрс и я приехали вместе с другими коллегами, специализировавшимися на полевой седиментологии (Э. Ньювелл) или ископаемых рептилиях (П. Спенсер, Д. Говер, Д. Патридж). Мы разделились на две команды и смогли сделать полигоны седиментационных последовательностей. Мы провели ревизию мест, где были в 1994 г., чтобы это увидели все члены экспедиции.

Результатом сбора информации явилась публикация о главных изменениях на границе перми и триаса [6] и позже о массовом вымирании в пермо-триасе российских амфибий [7]. Я вернусь к этим темам ниже, более полный отчет о наших ранних российских экспедициях можно найти в [4].

Экспедиция 2004 г.

Логистика.

Наши ранние полевые работы показали потенциал Оренбургских пермо-триасовых красноцветных отложений, и мы оценили высокий резервный фонд. Мы обратились с просьбой к Национальному



Географическому обществу о поддержке исследования основными суммами на полевой сезон (месяц или около того), так как в дальнейшем деньги от Королевского общества пошли на обмен визитами между Бристолем и Саратовом. В июле 2004 г. команда из 5 человек – Ричард Твитчетт, ученый, работающий над докторской диссертацией в Токио, Энди Ньюелл, бывший студент из Бристоля, который был седиментологом в 1995 г., а сейчас – геолог Британской Геологической службы, Синди Лу, датский палеоботаник и палинолог, которая работала с Твитчеттом в Гренландии на границе перми и триаса, мой сын Дональд, 14 лет и я прибыли для проведения полевых работ в Россию. Нашим сотрудником, как всегда, был В. Твердохлебов – глава экспедиции и М. Сурков, наш палеонтологический сотрудник и переводчик, также два студента, водитель, повар.

Мы были в трех местах: на берегу р. Сакмары около 2 недель, затем одну неделю в Корольках около р. Елшанка на азиатской стороне Урала близ г. Соль-Илецк и, наконец, на берегу р. Ток возле г. Бузулук, между Оренбургом и Самарой. Наша цель поездки на все эти местонахождения оправдалась, мы видели много хороших разрезов на границе пермо-триаса, собрали фоссилии и образцы для изотопного анализа.

Седиментационные изменения: огромный водный сток

Из нашего лагеря на берегу Сакмары мы поехали к местонахождению знаменитой горы Самбулла для изучения границы пермо-триаса. Мы были здесь в 1995 г., но А. Ньюелл и Р. Твитчетт сделали новые седиментационные записи и отобрали карбонатные породы для изотопного анализа. Самбулла находится на расстоянии примерно 5 км от лагеря, и мы объезжали вокруг полей ферм по открытой степи. На вершине можно было обозреть большие просторы до г. Саракташа, 20 км по прямой, вдоль меандрирующей залесенной долины Сакмары, широкому притоку Урала. Гребень горы Самбулла сложен 10-метровыми хорошо сцементированными массивными конгломератами, наклоненными на 10° и более на запад. Пройдя 1 км вдоль гребня, вы можете спуститься плавно с самой высокой точки к реке. Эти конгломераты отмечаются на соседней линии холмов и четко протягиваются на некотором расстоянии, образуя часть основания громадного пролювиального конуса, шириной более 20 км и протяженностью на запад до 50 км, в направлении от Уральских гор.

Наши ранние наблюдения показывают, что разрез Самбуллы ниже конгломератов состоит из повторяющихся полных циклов. Такие циклы начинаются с разнозернистых косослоистых песчаников, переходящих в алевроиты и аргиллиты, и заканчиваются палеопочвами. Палеопочвы иногда связаны с растительными остатками, и они всегда

замещены карбонатом. Отмечается следующая закономерность: отложения циклических озер с временными поверхностными потоками (разнозернистые песчаники) сменяются тонкозернистыми отложениями и в конце, когда озеро высыхает, образуются палеопочвы. Это, возможно, является результатом резко выраженного сезонного климата. В России имеются четкие биостратиграфические доказательства, что тонкие озерные отложения были позднепермскими по возрасту – верхняя часть татарского яруса – вятские слои. Они датируются вышележащими конгломератами нижнего триаса (вохминские), основываясь частично на данных геологического картирования, частично на находках остракод и водных тетрапод *Tupilakosaurus* в ассоциации русловых фаций. Эта датировка возраста, возможно, правильная, но она должна быть приведена в соответствие с другими стратиграфическими подразделениями в России и более детально сравнима с международной (морской) временной шкалой.

Newell [8] в России сделал предварительную интерпретацию доказательств главных изменений флювиального режима: в самом верху перми, близ границы с триасом, кластические осадки показывают сравнительно низкий энергетический уровень осаждения меандрирующими потоками. Выше границы осадки показывают высокий энергетический потоковый режим с отложением конгломератов, близких к Уральским горам, и грубозернистых песков на большие расстояния. В. Твердохлебов, изучавший эти грубозернистые осадки, отложившиеся в начале триаса, связывал их с возобновлением поднятия Урала. Урал поднимался первоначально в позднем карбоне и ранней перми на контакте Евразийской и Сибирской континентальных плит. Движение плит и тектоническая активность глубинной шовной зоны неоднократно возобновлялись. В. Твердохлебов [9] отметил, что грубые осадки образовывали пролювиальные конусы (alluvial fans) (рис. 1), которые изгибались в западном направлении от передовых складок Урала, протяженностью от 100 до 150 км, перекрывая отложения озер и меандрирующих рек на обширной равнине Предуральяского прогиба. Он идентифицировал все валуны и гальки в различных триасовых пролювиальных конусах и нашел, что такие конусы имеют собственные отличительные черты, показывающие тонкое различие источников пород из глубин Урала. Конгломератовые валуны включают обломки девонских и карбоновых известняков, часто окремнелых, метаморфических и изверженных пород.

Независимо друг от друга Р. Смит, седиментолог, работающий в Ю. Африке, и его коллега П. Уорд из Университета Сиетла пришли к сходному заключению. Замечательный разрез пермо-триаса в Карро показывает похожие седиментационные изменения от низкоэнергетического режима меандрирующих потоков в поздней перми к высокоэнергетическому режиму



ветвящихся потоков и пролювиальным конусам выноса в раннем триасе [10]. Затем похожие сдвиги (*shift*) в флювиальной системе отмечены у границы пермо-триаса в Австралии [11], Индии [12] и Испании [13]. Такие изменения наблюдаются не везде: в нескольких разрезах пермо-триаса, например в Антарктике, имеются доказательства огрубления песчаников выше этой границы, но ветвящиеся потоки были и в течение поздней перми, а главное изменение – переход от песчаников с доминированием вулканических обломков в перми к песчаникам с кварцевыми обломками происходили в раннем триасе [14]. Изучение почв, в частности их химических характеристик [15], показало, что имелся почвенный эрозионный кризис, где почвы и органический материал с суши были смыты в море.

Если это был всемирный феномен, тогда локальный масштаб тектонизма не может быть причиной, но что тогда?

Возможно, были глобально масштабные поднятия с горами, воздымающимися в нескольких частях мира. Но независимого свидетельства такой глобальной активности не найдено. Вероятно, было огромное увеличение выпадения дождевых осадков во всем мире? Снова нет четкого доказательства для такого феномена, нет объяснения того, как это произошло. Скорее всего, верно предположение о редукции дождевых осадков.

Невел показывает, что главный вынос гравия около границы перми и триаса вызван внезапным увеличением размера русел, это могло быть связано с изменением климата. В настоящее время имеются веские доказательства глобальных изменений климата от субгумидного в поздней перми к одной из величайших аридизаций в раннем триасе. С ней связана редукция растительного покрова и, как следствие, увеличение скорости осадконакопления. Если растительность смыта с поверхности суши, темпы эрозии могут увеличиваться, возможно, в десять раз. Это событие вместе с другими доказательствами свидетельствует, что нормальные зеленые растения периодически уничтожались и замещались горизонтом, у границы водоемов, в котором доминировали прибрежные формы, продуцированные грибами и водорослями. Ниже этого горизонта осадочные породы содержат споры папоротников, семена высших растений, хвощей и других растений низшего, среднего и древоподобного уровней. Такие растения вскоре вернулись к прежнему уровню в раннем триасе. Но папоротниково-водорослевые приграничные слои показывают драматизм нормальной растительности. Сегодня мы знаем опустошающую эрозию, за которой следует возрождение растений, например, в Бангладеш, где степень выпадения осадков и эрозия увеличиваются после заготовки леса у подножия Гималаев.

Изотопы и климатические изменения

Второй главной целью нашей экспедиции 2004 г. был отбор образцов для анализа изотопов кислорода и углерода. У границы перми и триаса наблюдается резкий сдвиг в составе изотопов кислорода в морских карбонатах, увеличение значения $\delta^{18}\text{O}$, отвечающее глобальному возрастанию температуры на 6° . Климатическая модель показывает, как глобальное потепление может уменьшить океаническую циркуляцию и количество растворенного кислорода, создавая недостаток его в океане. Недостаток кислорода в морях проявляется глобально. Этот эпизод сверхпониженного содержания кислорода, приведшего к убийственным последствиям для жизни на морском дне [16], может служить частью модели восстановления событий на рубеже перми и триаса.

Углеродные изотопы очень важны для определения моделей массового вымирания на границе пермо-триаса. Геохимическое значение суммы изотопов ^{13}C и ^{12}C стабильно для известняков, окаменелых раковин и даже карбонатных палеопочв. В природе большая часть углерода – это ^{12}C , с меньшей, но измеримой суммой ^{13}C . Соотношение этих двух изотопов в атмосфере такое же, как на поверхности воды в океане. Во время фотосинтеза растения для продуцирования органического материала выбирают преимущественно ^{12}C . Если этот органический материал захороняется, то он быстро возвращается в систему атмосфера-океан, где соотношение ^{13}C : ^{12}C сдвигается в сторону тяжелых изотопов. Этот коэффициент показывает отличие соотношения ^{13}C : ^{12}C в тестируемом и эталонном образцах. В океанических системах во время высокой поверхностной продуктивности большое количество органического материала фиксируется на поверхности, и поверхностные воды океана становятся (относительно) обогащенными ^{13}C . Мелководные карбонатные отложения выпадают из морской воды с фиксированным соотношением изотопов ^{13}C : ^{12}C без предпочтительного выбора одного из них. Однако с течением времени из-за высокой поверхностной продуктивности в мелководных карбонатах регистрируется положительный сдвиг в ^{13}C (в сторону тяжелых изотопов).

Пермо-триасовая граница характеризуется отрицательным сдвигом коэффициента $\delta^{13}\text{C}$, который регистрируется в карбонатных отложениях во всех геологических разрезах в различных регионах, включая континентальные [17].

На поверхности Земли предполагается уменьшение биопродуктивности и темпа захоронения органического материала. Однако при детальном рассмотрении картина этого процесса представляется более сложной. Здесь наблюдается начальный короткий отчетливый отрицательный сдвиг в ^{13}C , что почти синхронно с естественным завершением горизонта. Значения отрицательных колебаний варьируют в различных разрезах, но



обычно они находятся в пределах 4–6%. В большинстве разрезов наиболее мощные обратные колебания наблюдаются в конце шкалы. Однако значения коэффициентов ^{13}C никогда не изменяются до полного угасания, остаются минимально маленькую разницу можно объяснить низкой продуктивностью вследствие угасания биоты. Резкие первоначальные колебания нуждаются в объяснении.

Подсчеты показывают, что сумма отрицательных изменений в 4–6% является слишком большой для того, чтобы можно было считать недостаток биологической продуктивности единственной причиной вымираний [2]. Для этого необходимо поступление легких изотопов углерода в систему океан-атмосфера.

CO_2 как обязательный компонент выбрасывается в систему атмосфера-океан с вулканическими газами, а показатель ^{13}C составляет 5%. Но подсчет показал, что даже выход газов сибирских траппов не может быть причиной фиксируемого сдвига ^{13}C . Даже если все живое было бы убито и вся биомасса включена в осадки, это продуцировало бы 20% изотопов, необходимых для подобного сдвига. Основным источником легких изотопов является метан, извергавшийся из газогидратного состояния, давший до 65% ^{13}C . Если газогидраты могут испаряться (плавиться), то даже один метан может быть причиной наблюдаемого сдвига.

Авторы работы [18] анализировали экстракты изотопов С и О, выделенные из карбонатных почв и костей рептилий из разрезов формации Карро. Они показали сходство образцов с континента на границе перми и триаса в Карро с полученными ранее данными по многим морским разрезам. Но эта задача технически осложняется тем, что весь разрез перми и триаса Карро мог быть перегрет вышележащими вулканическими излияниями слюев Дракенсберг раннеюрского возраста. Весьма вероятно, что значения изотопов О и С могли быть искажены более поздним нагреванием и подвергнуты кислотному воздействию до образованного позднее диагенетического кальцита. Мы рады, что российские разрезы не метаморфизованы поздним вулканизмом и тектонической активностью. Эти карбонатные образцы значительно легче анализировать. Первоначальные результаты подтвердили ожидаемый сдвиг в изотопах О и С на границе перми и триаса. Мы ожидаем анализа более полного материала от экспедиции 2006 г. для получения окончательного заключения об атмосферных и климатических изменениях.

Вымирание тетрапод в массовом пермо-триасовом вымирании. Российские фауны

Скелеты амфибий и рептилий найдены в позднепермских породах на Южном Урале. Позднепермская фауна России (вятское сообщество)

известна с Северной Двины и Южного Урала, очень богата и разнообразна. Растительноядные включают много парейазавров *Scutosaurus*, огромных бегемотоподобных животных, покрытых костными выростами, и больших гладкокожих дицинодонтов *Dycinodon* с двумя расширенными клыками на беззубой челюсти. В структуре хищников выделено 4 вида горгонопсиан, в том числе *Inostrancevia*, большую саблезубую рептилию, которая, вероятно, охотилась на скутозавра и дицинодонта, а также два маленьких хищника – тероцефал и цинодонт. В других местонахождениях позднепермские рептилии включают *Archosaurus* – однометровую стройную рыбающую рептилию, древнейшего члена *Archosauria* («господствовавшие рептилии») – группа, в которую входят еще крокодилы и динозавры. Кроме этого следует упомянуть проколофонидов – небольших рептилий с треугольной формой черепа, родственных парейазаврам, но выглядивших, как толстая ящерица. Собственно, водными были три или четыре вида амфибий.

Это была богатая и комплексная экосистема с множеством животных, как в современном наземном сообществе. Существовали растительноядные, специализирующиеся на растениях различных видов, рыбающие амфибии, насекомоядные синапсиды, хищники, питающиеся мелкими животными, и горгонопсианы – вершина хищников, питавшихся крупными растительноядными. Эти животные были уничтожены кризисом конца перми.

Амфибии и рептилии, которые пережили кризис в раннем триасе на территории России, составляли обедненное сообщество – нижневелжужское (вохминское). Существовали только умеренно размерные растительноядные листрозавры, один вид проколофонид и редкие диапсиды, питавшиеся насекомыми и мелкими рептилиями, а также рыбающие широкоголовые амфибии.

«Большая нога»

На протяжении всей экспедиции мы были постоянно насторожены малым количеством находок ископаемых амфибий и рептилий. Изолированные зубы и дермальные пластины – это довольно обычно для русловых отложений, особенно в раннетриасовых породах, но более полный материал был редок. Наша сносная фосильная находка была в экспедиции 1995 г., когда А. Сенников обнаружил череп проколофониды *Kapes* в раннетриасовых песчаниках, образец позже описал В. Новиков. Многого мы не ожидали и были удивлены находкой в овраге Корольки. Однажды, на 5-й день стоянки, Р. Твитчетт обнаружил в овраге отдельный блок, на котором выступало три радиальных, идущих от центра, отпечатка. Блок был 30 см в поперечнике. Затем, сделав шаг по дну оврага, он увидел вмятину в основании пласта песчаника. Это был небольшой



желоб (канал), или отпечаток нагрузки, но мы решили осмотреть дальше. Мы взяли отдельный блок в лагерь и показали русским коллегам. Сначала это их не впечатлило, но они согласились поехать на место. Ричард был убежден, что два блока были с фоссилизированными следами больших животных. В. Твердохлебов поручил Саше и Эдуарду работать на песчанике, и они перевернули плиту за плитой, которые мы затем подгоняли вместе. Отпечатки были громадные, около 50 см в поперечнике. Эти тяжелые блоки были к тому же по-разному ориентированы. Но после 10 минут тяжелой работы все согласилось, что обнаружены массивные настоящие отпечатки следов пятипалого животного, – было несколько пересекающихся следов, перекрещивающихся по площади вскрытия. Валентин немедленно дал название, лучшее, что могло быть, – «большая нога» («big foot»).

Замечательная находка российских и британских геологов показывает, что отпечатки следов были частью вятской зоны, в 50 м ниже границы перми и триаса. Отпечатки находились в красновато-коричневых аргиллитах, которые отлагались из взвеси в мелководном пойменном озере. Следы позднее были оставлены в основании вышележащего тонкозернистого песчаника, который отложился после плоскостного смыва. Мы обнаружили 17 отпечатков. Российские коллеги взяли лучшие образцы для коллекции музея Саратовского университета. Но кто был «big foot»?

Фоссильные следы довольно редки в поздней перми как в России, так и в Южной Африке. О первой находке в России следов маленькой рептилии мы напечатали в 1997 г. [19]. Их нашел несколько лет назад В. Твердохлебов около нашего лагеря на р. Сакмаре у Кульчумово. Сведения о второй находке больших следов парейазавров с р. Сухоны на севере России были также опубликованы [20]. Итого было всего 3 находки, которые оказались важными для установления слеодообразования.

Мы впервые сравнили найденные следы с другими образцами, которые были описаны из разных частей мира. Ясно, что наши следы не новой формы, но они более или менее идентифицируются с *Brontopus giganteus*, описанным Neuler, Lessertisseur [21] из поздней перми Франции. Это название, данное французскими авторами, говорит о том, что животное было тяжеловесным и гигантским (буквально это означает «gigantic thunder foot» – гигантская громовая нога). Отпечаток показывает, что животное стопоходящее или полустопоходящее, ступни плоские. Передние конечности имели 5 коротких толстых пальцев одинаковой длины, задние также имели 5 пальцев, но длина их уменьшается от 2-го к 5-му пальцу. Пальцы конечностей широкие и заканчивались когтями. Сзади пальцев – отпечатки подошв ног. Отпечатки передних конечностей имеют длину 230 мм и ширину 360 мм, задних конечностей –

длину 175 мм и ширину 380 мм, длина шага около 1,2 м. Некоторые следы пересекаются, показывая, что «большая нога» могла ступать вперед и назад, наблюдаются четкие отметины царапин, где когти скользили в иле.

Передние и задние конечности имели по 5 пальцев, следовательно, следы принадлежали определенно рептилиям, а не амфибиям (все амфибии имели и имеют 4 пальца на передних конечностях). Среди позднепермских рептилий имеется несколько кандидатов на принадлежность следов: парейазавры, диноцефалы и дицинодонты. Из [21] было ясно, что *Brontopus* был парейазавром, другие авторы считали следы «пеликозавровыми». Позже предположение оказалось неверным, так как пеликозавры были низшими синапсидами (маммалеподобными рептилиями), известными из карбона и ранней и средней перми. Они вымерли около 10 млн лет, до вятского времени. Парейазавры также исключаются по положению следов «big foot». Они имели раздвинутые передние и задние пояса с локтевыми костями, расставленными в стороны, в то время как следы *Brontopus* показывают частичное раздвинутое положение. Возможно, это следы-маркеры, оставленные диноцефалами и дицинодонтами. Обе группы включают тех представителей, которые были достаточно большими, чтобы оставить такие же следы, как *Brontopus*.

Большие российские диноцефалы могли продуцировать бронтопосоразмерные отпечатки следов – *Ulemosaurus* и *Deuterosaurus*, но их скелетные остатки более древние и известны только из верхней части уржумского яруса [22]. Во всем мире диноцефалы исчезают в конце, а большинство в середине татарского отдела. Таким образом, диноцефалы исключаются из обсуждения как потенциальные слеконосители из российского материала по стратиграфии. Относительно дицинодонтов можно сказать следующее: некоторые синапсиды имеют черепа размером 0,5 м (*Rhachiocephalus*, *Aulacephalodon*) известны из верхних слоев верхней перми Южной Африки [23]. Такие же гигантские дицинодонты описаны в России – дицинодонты рода *Vivaxosaurus* [24] имеют черепа размером 0,4 м и известны из вятского яруса. В качестве эксперимента мы сравнили кости конечностей дицинодонта с размерами «big foot» и нашли, что они более или менее подходят к следам *Brontopus*. Дицинодонты имели двойной способ локомоции, при которой передние конечности удерживались в прямом или полупрямом положении, а задние были в некоторой степени расставлены. Локомоция, описанная Kemp [25], сравнима с человеком, толкающим тачку: задние конечности, шагающие прямо, парасаггитальная поза и размашистые передние конечности, скребущие спереди.

Таким образом, даже если гигантские скелеты дицинодонтов неизвестны из терминальной перми России, выявленные следы «big foot» подтверждают их присутствие. Отпечатки следов



были оставлены растительноядными размером с гиппопотама, которые скребли растительность парой массивных клыков в верхней челюсти и резали стебли роговыми краями челюсти. Отпечатки следов высокие, так что они не могли хорошо сохраниться, но они значительно дополняют знания о жизни до массового вымирания в пермо-триасе [26].

Модель вымирания

Одной из целей наших исследований является выяснение того, как изменялась жизнь при вымирании на границе перми и триаса. Мы практически лишены возможности собрать достаточное количество образцов амфибий и рептилий из российских разрезов на границе перми и триаса. Однако В. Твердохлебов имеет полное описание местонахождений тетрапод – полные скелеты или черепа, или изолированные кости – это результат 50-летней работы в Оренбуржье. Им зафиксировано 675 образцов из 289 местонахождений в пермо-триасовой толще площади от Бузулука до Саракташа, около 400 км с запада на восток и 200 км с севера на юг. Местонахождения зарегистрированы в 13 стратиграфических единицах, которые подразделяются на позднюю пермь, ранний и средний триас.

Мы впервые увидели индексированные карточки в 1995 г. и обсуждали возможность извлечения из них ценных статистических данных. В результате анализа материалов было решено опубликовать всю документацию в двух работах, одна по ранне- и среднетриасовым местонахождениям [27], другая по позднепермским местонахождениям [22]. Эти работы дают первую оценку континентальной российской пермо-триасовой системе на русском и английском языках, и мы надеемся, что они устраняют пробел в геологической литературе. До настоящего времени многие годы эталоном стратиграфической системы была формация Карру в Южной Африке, а сведения о российских отложениях и фоссилиях печатались спорадически. Наш статистический анализ показал событийную сложность вымирания. Из средней и верхней перми России известно 7 семейств амфибий и 15 семейств рептилий, часть из них были короткоживущими, другие проходили через значительный промежуток времени. В составе 6 средне- и позднепермских фаун было от 4 до 7 родов мелких, средних и крупных водных тетрапод («амфибионтов»), питавшихся толсто чешуйчатыми костными, реже – пресноводными акуловыми рыбами. В прибрежной растительности обитали от 5 до 8 родов наземных позвоночных (рептилий) размерами от крошечных насекомоядных до бегемоторазмерных растительноядных парейазавров и волко-медведеразмерных саблезубых горгонопсиан, питавшихся ими.

20 из 22 позднепермских семейств вымерли на границе перми и триаса или до нее, и только

2 семейства – небольшие растительноядные проколофониды и большие растительноядные дицинодонты – пережили массовое вымирание. Из 22 семейств 11 присутствуют в конце вязниковского времени – терминальной временной единицы российской перми, вымирание 9 из них соответствует семейственному уровню вымирания в 82%. Это высокая цифра по сравнению с глобальным вымиранием на семейственном уровне для морских семейств – 55%. И, конечно, показатель высокого темпа вымирания на родовом и видовом уровне.

Модель вымирания семейств и родов в России похожа на уже известные из разрезов перми и триаса других регионов, например, в Южной Африке или Южной Америке. Схема начавшегося вымирания и его проявления до границы перми и триаса имела небольшие колебания. В действительности семейства и роды показывают, по-видимому, неустойчивое поведение с повторяющимися пиками вымирания и возвращения к исходному состоянию до вымирания.

Если предположить стабильность позднепермских экосистем, то можно сделать допущение, что смена (оборот) семейств и родов была сравнительно небольшой по времени. Но, конечно, ни роды, ни виды не существовали вечно. Модельные расчеты смены (обращений) стабильных зрелых экосистем показывают, что вероятный интервал их прохождения – 10–15 млн лет.

Возрождение

Как ожидалось, раннетриасовая фауна после события на границе перми и триаса была необычной и выглядела экологически несбалансированной. В фаунах доминировали амфибии, кроме того, существовало два переживших семейства рептилий – проколофониды и дицинодонты.

В основании триаса (копанская свита, Indian) были только среднеразмерные и большие рыбообразные в реках и озерах (*Tupilakosauridae*, *Capitasauroidea*, *Benthosuchidae*) и среднеразмерные насекомоядные (*Prolacertidae*, *Proterosuchidae*). Дицинодонты могли присутствовать, но их фоссилии известны только позже, из раннего триаса Южного Урала, а в других местах России – из самых низов триаса.

Одно из семейств (*Tupilakosaurus*) можно назвать «несчастливым таксоном», он присутствовал короткое время, сразу после кризиса. Другие семейства копанской свиты продолжают существовать в раннем триасе. Новый таксон добавляется через 15 млн лет в среднем триасе. Среди них среднеразмерные и большие рыбообразные жили в пресной воде, среднеразмерные растительноядные и большие хищники – на суше. Ранний и средний триас характеризуется постоянным добавлением таксонов и слабой потерей существующих семейств, смена которых была менее постоянной, чем в поздней перми.



Наши наблюдения предполагают дальнейшее медленное возрождение тетраподовой фауны в российских разрезах с экосистемами, выглядевшими несбалансированными до конца ладинского времени (15 млн лет после массового вымирания). Донгузская и букобайская экосистемы были снова полными, но небольшие рыбацкие и маленькие насекомоядные все еще отсутствовали, так же как и большие растительноядные, и специализированные хищники, питавшиеся ими. Эти промежутки, вероятно, отражали скорее неполные экосистемы и задержку развития, чем то, что экосистема достигала равновесия в низком уровне сложности ее структуры по сравнению с наблюдениями в поздней перми. Доказательством этого является то, что поздне триасовая фауна из других частей мира показывает все семейства, известные в среднетриасовой российской фауне, а также таксоны, которые заполняют экологические бреши, – разнообразные амфибии – небольшие рыбацкие, маленькие дицинодонты – растительноядные и *rauisuchans* – большие хищники.

Модели пермотриасового вымирания и возрождения

Наши замечательные находки тетрапод в России связаны с высоко разнообразными позднепермскими экосистемами, весьма изменчивыми во времени, с постоянной сменой родового и семейственного состава. После пермотриасового кризиса, когда экосистемы были в большей степени разрушены, темп их изменчивости значительно снизился. При длительном выживании уцелевших родов и семейств восстановление их разнообразия было замедленным процессом. За интервал в 15 млн лет полное возрождение экосистем еще не произошло.

Эти контрасты убедительно подтверждают и в других местах. Авторы работы [28] сообщают о 69% родового вымирания на границе перми и триаса в Южной Африке, оно обосновано на изучении коллекции из 225 образцов. Только 4 рода – *Lystrosaurus*, *Tetracynodon*, *Moschorinus*, *Ictidosuchoides* – пережили пермотриасовый кризис. Установлено [28], что в 37 м от границы перми и триаса 10 родов сравнимы с 13 известными заведомо ниже этой границы, что объясняется сравнительно быстрым возрождением (в сотни тысяч лет) после массового вымирания.

Конечно, важно установить, что такое «восстановление уровня» («возрождение»). Так, «возрождение» может означать просто восстановление числа видов в фаунах после вымирания, их разнообразие соответствует уровню до вымирания. В российских фаунах это было достигнуто в раннем триасе в течение гостевского и петропавловского времени, когда

существовали 10 или 11 семейств, как и в вятском ярусе терминальной перми.

Более полным представляется следующее понятие о возрождении: «восстановление числа видов и их экологической роли в фаунах». В свете этого экосистемы гостевского и петропавловского времени были неполными, так как в них не все экологические ниши были заполнены – отсутствовали мелкие насекомоядные и крупные растительноядные. Они вышли на сцену в конце среднего и начале позднего триаса около 20 млн лет после пермотриасового вымирания.

Третье определение восстановления экосистем – «возрождение высоко таксонового разнообразия в глобальном масштабе». Учитывая это, можно считать, что континентальные мировые фауны позднепермской глобальной модели не восстановились до верхнего триаса – времени появления динозавров и других групп, около 20 млн лет после пермотриасового массового вымирания.

Что касается морских семейств, то глобальный период их восстановления был более длительным, протягивался в ранний мел, когда количество глобальных морских семейств возродилось до позднепермского уровня, и продолжался 125 млн лет после пермо-триасового вымирания. Установлено, что глобальное восстановление числа морских родов прерывалось в результате дополнительного массового вымирания в конце триаса.

Российские факты говорят о медленном возрождении экосистем продолжительностью более чем 20 млн лет, в то время как для Южной Африки Smith & Botha [28] предполагают быстрое восстановление экосистем менее 1 млн лет. Расхождение имеет частично простое объяснение, оно заключается в разнице определений. В российском примере показывается полное возрождение, в Южной Африке отражено лишь восстановление разнообразия в фаунах. Наблюдаемое явное изобилие амфибий в Южной Африке и России в раннем триасе было длительным и могло отражать некоторое смещение фаунальных обстановок. Параллельно, что в то время как ранний триас был временем увеличения аридности в России [8] и Южной Африке [28], в фауне тетрапод преобладали влагоадаптированные амфибии. Смит и Бота отмечали как особый случай гибели в Карро *Listrosaurus* и других таксонов, вызванной засухой в обоих регионах. Повсеместная засуха должна сопровождаться редкими муссонными атмосферными осадками, которые образовывали плотные потоки и приводили к накоплению грубых речных отложений, здесь отлагались также скелеты недавно живущих амфибий, процветавших во время короткого влажного сезона.

Возможным отклонением, разделяющим два региона, является относительное изобилие неизвестных дицинодонтов *Listrosaurus* в Южной Африке и их полное отсутствие в Оренбургском регионе (хотя род известен в раннем триасе других



российских регионов [29]). Крупные растительные не известны в триасе Карро и России, в Южной Африке встречались среди цинодонт насекомых рептилии, неизвестные в раннем и среднем триасе Оренбуржья, только редкие формы встречены в российских разрезах других регионов [30].

Отсутствие дицинодонт и цинодонт в раннем триасе Оренбуржья, их относительная редкость в России должны показывать палеобиогеографическую разницу между Южной Африкой и Россией. Вопрос седиментационных фаций этих регионов требует дальнейшего осмысления.

Среди других наземных групп организмов растения показывают медленное возрождение, продолжавшееся до конца среднего триаса [31]. В некоторых частях мира, включая Россию и Южную Африку, восстановление экосистем не происходило практически до конца раннего триаса; после вымирания пермской флоры плауновые *Pleuromeia* распространяются повсеместно. Затем хвойные стабилизировались в раннем анизии, а новые группы цикадофитов и птеридосперм появились в позднем анизии. Повсеместное возрождение флоры по времени было более равномерным по сравнению с тетраподовой фауной России, в то время как в Южной Африке возрождение тетрапод было более быстрым.

Неудержимый рост парникового эффекта: модель смерти

Наша работа в России заключается в оценке наиболее широко распространенных моделей массового пермо-триасового вымирания. Незначительное меньшинство объясняет его внезапными причинами – импактным событием того времени, свидетельством которого весьма ограничены [4, 32, 33].

Большинство совокупных данных указывает на земные причины основной модели вымирания, состоящей из комбинации уже описанных геологических и палеонтологических факторов совместно с происшедшим в то время гигантскими проявлениями магматических процессов на территории Восточной Сибири.

В конце перми этим извержением было излито 2 млн км³ базальтовой лавы, покрывшей 1,6 млн км² поверхности восточной России, мощность покрова составила от 400 до 3000 м. В 80-х годах впервые было высказано предположение, что массивная вулканическая активность могла быть звеном в массовом пермо-триасовом вымирании. Сибирские траппы состояли из потоков базальтов, которые более чем за тысячу лет излияния образовали толщи значительной мощности. Ранее датировка образования Сибирских траппов имела колоссальный порядок цифр от 160 до 280 млн лет с наибольшей концентрацией в пределах от 230 до 260 млн лет.

Многочисленные последние данные по новейшим радиометрическим методам дают точную дату пределов извержения порядка 600000 лет, позднейшими работами определены точно главные фазы излияния и их уточненные даты. Это может послужить ключом к датировке пепловых слоев в осадочных толщах значительно удаленного Южного Китая.

С 90-х гг. были предприняты попытки увязать многие геологические данные – содержание океанического кислорода, глобальное потепление, катастрофическое уменьшение разнообразия и избытия жизни – с выбросами сибирских траппов для создания связной модели вымирания. Резкое снижение содержания изотопов углерода до уровня массового вымирания, вызывает драматическое возрастание легких изотопов углерода (¹²C). Геологи и ученые, изучающие атмосферу, пытаются установить его происхождение. Ни внезапное уничтожение жизни на Земле и последующий приток ¹²C в океан, ни весь объем ¹²C, поступивший в атмосферу из CO₂ в результате извержения Сибирских траппов, недостаточны для объяснения наблюдаемого сдвига. Кое-что еще необходимо для этого, и оно заключается в установлении поступления метана, выделенного из газовых гидратов [32, 34]. Есть предположение, что первоначальное глобальное потепление на границе перми и триаса было спровоцировано сибирскими извержениями, разогревшими замерзшие тела газовых гидратов, и большое количество метана (изобилующее ¹²C) достигало поверхности океана в виде громадных пузырей. Эта масса вводимого в атмосферу метана была причиной дальнейшего потепления, которое еще больше разогревало запасы газогидратов. Процесс продолжался по спирали с обратной связью, что привело к образованию «феномена неуправляемого парникового эффекта». Возможно, был достигнут критический порог, после которого естественные регуляции не могли управлять уровнем нормального редуцирования диоксида углерода. Нарастающий выход системы из под контроля привел к величайшему в истории Земли краху жизни.

Продолжительность кризиса достойна исследования. По данным флоры и фауны, мы можем видеть, что восстановление охватило длительное время. Действительно, сведения по изотопам углерода позволяют предположить, что кризисные условия должны были существовать до 5 млн лет, т.е. до раннего триаса. Авторы работы [34] в обзоре геохимических данных по всему миру отметили, что первоначальный сдвиг отрицательных углеродных изотопов на границе перми и триаса явился следствием трех или четырех последовательных отрицательных аномалий, близких по магнитуде, которые нивелировались к концу раннего триаса. Содержание углеродных изотопов понижается до уровня, предшествующего вымиранию, к середине анизии. По мнению авторов работы [34], этот пример длительной от-



рицательной аномалии ^{13}C предполагает большой период воздействия причин ее образования, и что здесь могут быть либо океанические стратификационные смещения, либо реорганизация углеродного цикла.

Есть свидетельства предшествующего всемирного недостатка кислорода в раннем триасе, которые предполагают некоторое напластование (без смещения и окисления донных вод). Трудно показать оборот, когда время от времени смешиваются легкоизотопный органический материал из нижних вод с поверхностными водами.

Перестройка углеродных циклов предполагает, что захороненный на суше произведенный органический материал был подвержен сильному разрушению, это подтверждается массовой потерей растительности на границе перми и триаса вследствие кислотных дождей и аридизации климата и последующим «угольным провалом», когда отсутствовали леса и растительный материал не продуцировался и не захоронялся в нормальных количествах. Морской органический материал продуцирует более легкие изотопы углерода, чем наземный или смешанный. Существуют различия в содержании ^{13}C в 7–8% между растворенным углеродом в море по сравнению с CO_2 атмосферы.

Возможно, что кризис поствымирания можно разделить на 2 части. Первая – непосредственно после катастрофы, которая длилась, возможно, несколько тысяч лет, как и излияния сибирских траппов. Вторая, более длительная, возможно, заключала в себе все 5 млн лет или ранний триас, когда растения на суше были редки, леса не сформировались и тетраподовые сообщества состояли в основном из мало- и среднеразмерных животных, занимавших ограниченные ниши, не включавшие травоядных и хищников. Необходимы более точные данные по разрезам раннего триаса и детальное изучение фоссилей.

Заключение

При изучении массового вымирания перм-триаса много внимания уделялось морским разрезам. Их такое изучение должно быть продолжено для определения точности географической протяженности (размер, пределы) таких фаз массового вымирания и возрождения после вымирания. Мы считаем, что континентальные разрезы будут ценны. Они представляют важную часть биосферы и другую половину углеродного цикла. Классический обзор говорит о том, что континентальные разрезы очень тяжелы для датировки и они могут дать более скудную информацию о фаунистических и флористических изменениях. Мы считаем, что потенциал заключается в хорошем полном изучении. Необходимы создание независимых стратиграфических схем и детальное изучение седиментологии и сходных вопросов.

Если модель парникового эффекта уточнить, то можно будет объяснить величайший кризис на Земле за последние 500 млн лет. Эта модель имеет ценность для дальнейших исследований. Она представляет изображение глобального слома механизма регулирования окружающей среды, где нормальные системы стремились к уравниванию атмосферных газов и температуры на протяжении сотен тысяч лет, до вступления его в действие.

Модель древних событий вымирания воздействовала на нынешние споры о глобальном потеплении и дала возможность составления среднесрочных прогнозов. Некоторые ученые и политики видят опасность для человечества в приближении астероидов. Возможно, будет обращено внимание и на большое глобальное потепление, длительность которого введет в игру неустойчивый парниковый эффект.

Я благодарен всем участникам наших экспедиций в России в прошлые года и особенно Ричарду Твитчетту за чтение этой статьи и внесение коррективов.

Библиографический список

1. Carroll R.L. Vertebrate paleontology and evolution H. Freeman. San Francisco, 1988.
2. Erwin D.H. The great Paleozoic crisis: Life and death in the Permian. Columbia University Press, N.Y., 1993.
3. Erwin D.H. The Permo-Triassic mass extinction // Nature. 1994. Vol. 367. P. 231–236.
4. Benton M.J. When life nearly died: the greatest mass extinction of all time. L., 2003.
5. Erwin D.H. Extinction: How life on Earth nearly ended 250 million years ago. Princeton University Press, Princeton, 2006.
6. Newell A.J., Gower D.J., Benton M.J., Tverdokhlebov V.P. Bedload abrasion and in situ fragmentation of bivalve shells // Sedimentology. 2007. Vol. 54. P. 835–845.
7. Benton M.J., Tverdokhlebov V.P., Surkov M.V. Ecosystem remodeling among vertebrates at the Permian-Triassic boundary in Russia // Nature. 2004. Vol. 432. P. 97–100.
8. Newell A.J., Tverdokhlebov V.P., Benton M.J. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, southern Uralian foreland basin // Sedimentary Geology. 1999. Vol. 127. P. 11–29.
9. Тverdokhlebov B.П. Общие черты палеогеографии юго-востока Русской плиты и Предуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. P. 110–115.
10. Ward P.D., Montgomery D.R., Smith R.H.M. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction // Science. 2000. Vol. 289. P. 1741–1743.
11. Michaelsen P. Mass extinction of peat-forming plants and the effect on fluvial styles across the Permian-Triassic boundary, Northern Bowen Basin, Australia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. Vol. 179. P. 173–188.
12. Sarkar A., Yoshioka H., Ebihara M., Naraoka H. Geochemical and organic carbon isotope studies across the continental Permo-Triassic boundary of Raniganj Basin, eastern



- India // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. Vol. 191. P. 1–14.
13. *Arche A., Lopez-Gomez J.* Sudden changes in fluvial style across the Permian-Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 229. P. 104–126.
14. *Collinson J.W., Hammer W.R., Askin R.A., Elliot D.H.* Permian-Triassic boundary in the central Transantarctic Mountains, Antarctica // Bull. of Geological Society of America. 2006. Vol. 118. P. 747–763.
15. *Retallack G.J.* Earliest Triassic claystone breccias and soil-erosion crisis // J. of Sedimentary Research. 2005. Vol. 75. P. 679–695.
16. *Wignall P.B., Twitchett R.J.* Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction // Science. 1996. Vol. 272. P. 1155–1158.
17. *Retallack G.J.* Permian-Triassic life crisis on land // Science. 1995. Vol. 267. P. 77–80.
18. *MacLeod K.G., Smith R.M.H., Koch P.L., Ward P.D.* Timing of mammal-like reptile extinction across the Permian-Triassic boundary in South Africa // Geology. 2000. Vol. 28, P. 227–230.
19. *Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Benton M.J., Storrs G.W.* First record of footprints of terrestrial vertebrates from the Upper Permian of the Cis-Urals, Russia // Palaeontology. 1997. Vol. 40. P. 157–166.
20. *Губин Ю.М., Голубев В.К., Буланов В.В., Петухов С.В.* Следы парейазавров из верхней перми Восточной Европы // Палеонтологический журн. 2003. Т. 37. С. 514–523.
21. *Heyler D., Lessertisseur J.* Pistes de tetrapodes Permians de la region de Lodeve (Herault) // Memoire du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris. Serie C. Sciences de la Terre. 1963. Vol. 11. P. 125–221.
22. *Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Minikh A.V. et al.* Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South Urals, Russia // Earth-Science Reviews. 2005. Vol. 69. P. 27–77.
23. *Rubidge B.R.* Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup) // Geological Survey of South Africa, Biostratigraphic Series. 1995. Vol. 1. P. 1–46.
24. *Каландадзе Н.Н., Куркин А.А.* Новый пермский дицинодонт и вопрос происхождения Kannemeyeroidea // Палеонтологический журнал. 2000. Т. 36. С. 642–649.
25. *Kemp T.S.* The origin and evolution of mammals. Oxford University Press, Oxford, 2005.
26. *Surkov M.V., Benton M.J., Twitchett R.J. et al.* The first occurrence of footprints of large therapsids from the Upper Permian of European Russia // Palaeontology. 2007. Vol. 50. P. 641–652.
27. *Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Surkov M.V., Benton M.J.* Tetrapod localities from the Triassic of SE of European Russia // Earth-Science Reviews. 2003. Vol. 60. P. 1–66.
28. *Smith R.H.M., Botha J.* The recovery of terrestrial vertebrate diversity in the South Africa Karoo Basin after the end-Permian extinction // Comptes Rendus Palevol. 2005. Vol. 4. P. 623–636.
29. *Surkov M.V., Kalandadze N.N., Benton M.J.* Lystrosaurus georgi, a dicynodont from the Lower Triassic of Russia // J. of Vertebrate Paleontology. 2005. Vol. 25. P.402–413.
30. *Battail B., Surkov M.V.* Mammal-like reptiles from Russia / Eds. M. Benton, M. Shishkin, D. Unwin, E. Kurochkin. The age of Dinosaur in Russia and Mongolia. Cambridge University Press, Cambridge, 2000. P. 86–119.
31. *Grauvogel-Stamm L., Ash S.R.* Recovery of the Triassic land flora from the end-Permian life crisis // Comptes Rendus Palevol. 2005. Vol. 4. P. 593–608.
32. *Wignall P.B.* Large igneous provinces and mass extinctions // Earth-Science Reviews. 2001. Vol. 53. P. 1–33.
33. *Benton M.J., Twitchett R.J.* How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event // Trends in Ecology and Evolution. 2004. Vol. 18. P. 358–365.
34. *Corsetti E.A., Baud A., Marengo P.J., Richoz S.* Summary of Early Triassic carbon isotope records // Comptes Rendus Palevol. 2005. Vol. 4. P. 405–418.

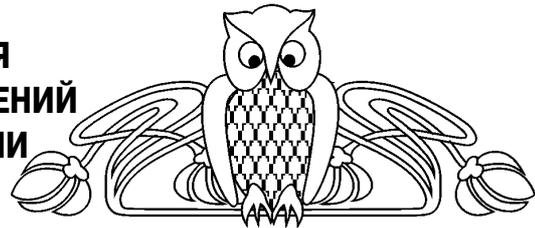
УДК [[567.1/5+551.8]:551.736](470)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТАФНОМИИ ОСНОВНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ИХТИОФАУНЫ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

М.Г. Миних, А.В. Миних, Д.И. Янкевич¹

Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии
E-mail: MinihMG@info.sgu.ru
¹Отделение геологии НИИ ЕН СГУ

Палеогеографические реконструкции обстановок осадконакопления в значительной мере детализированы тафномическими данными исследований местонахождений ихтиофауны, среди которых



пермские рыбы Восточной Европы в последние годы приобрели статус ортостратиграфических. Проведенные тафномические исследования ряда местонахождений средне- и позднепермской ихтиофауны во многом подтверждают реальность существования в казанский, уржумский и северодвинский века на территории Европейской России довольно крупных бассейнов седиментации, имевших периодическую связь с Мировым океаном.

Ключевые слова: местонахождения ихтиофауны, средняя и верхняя пермь, европейская часть России, тафномия, палеогеографическая интерпретация.



Paleogeographic Interpretation of the Taphonomy of the Principal Middle and Upper Permian Ichthyofauna Locations from European Russia

M.G. Minikh, A.V. Minikh, D.I. Yankevich

Paleogeographic reconstructions of sedimentation settings have been substantially refined from the taphonomic data from the ichthyofauna localities; the Permian fishes from East Europe have lately acquired the orthostratigraphic status. The taphonomic research in a number of the Middle and the Late Permian ichthyofauna locations has largely confirmed the reality of existence of fairly extensive sedimentation basins over European Russia in the Kazanian, the Urzhumian and the Severodvinian ages; those basins used to be periodically connected with the World Ocean.

Key words: localities of ichthyofauna, middle and upper Permian, European Russia, taphonomy, palaeogeographic interpretation.

Тафономические наблюдения с давних пор рассматриваются как необходимый компонент полноценных палеонтологических исследований [1–3], позволяющих реконструировать среду осадконакопления и процессы захоронения. Немаловажное значение в этом аспекте имеют исследования условий захоронения средне- и позднепермской ихтиофауны на территории Европейской России. На сохранность ископаемых организмов существенное влияние оказывают помертвные процессы, которые ограничивают частоту встречаемости их остатков или полностью исключают их из геологической летописи.

Костные остатки ископаемых рыб чаще всего представлены ихтиолитным материалом, включающим разрозненные кости и фрагменты черепных костей, зубы, зубные пластинки и кости посткраниального скелета (чешуи, лепидотрихии плавников, фулькры, плавниковые шипы). Значительно реже в ископаемом состоянии захороняются целые скелеты и сочлененные части скелетов рыб – головы, крупные фрагменты чешуйного покрова, плавники. Эти находки наиболее ценны для определения таксономической принадлежности и палеоэкологии рыб.

Цельносkeletalные остатки рыб часто связаны с лагунами и подводными участками дельт, где темп осадконакопления наиболее высок, а существование бассейнов было устойчиво длительным, или с участками, где присутствуют явления сероводородного заражения придонных вод. Остатки рыб в виде изолированных ихтиолитов обычно рассеяны в бассейновых осадках в широком диапазоне подводных обстановок. Ранее исследованиями Н.Н. Верзилина с соавторами [4] и авторов настоящей статьи [5, 6] на примере песчаных линз была показана весьма значительная роль в бассейновом осадконакоплении процессов переноса и отложения терригенного материала в виде мутьевых и турбидитоподобных потоков, отложенных баров и береговых валов. Часто в разрезе они представлены в виде линзообразных тел и долго маскировались под «аллювиальные русла».

В типично континентальных условиях осадконакопления остатки рыб более редки и фрагментарны. Однако и здесь присутствуют благоприятные условия для сохранения скелетов рыб, обычно связанные с захоронением в речных старицах и озёрах.

Проведенные исследования позволяют более чётко охарактеризовать выделенные ранее авторами [5] тафономические типы захоронений рыб, которые были сгруппированы М.Г. Минихом [6] в два ряда – бассейновый и континентальный. При этом под бассейновым рядом тафономических типов понимались достаточно крупные водоёмы морского и полуморского типа, лагуны, эпиконтинентальные или шельфовые моря как с нормальной солёностью, так и засоленные или распресненные. Под континентальным рядом тафономических типов понимаются захоронения в реках, старицах, озерах. Тем не менее часто бывает трудно однозначно определить тип захоронения. Существует, как отмечал ещё В.Г. Очев [2] целая «гамма постепенных переходов», так как в действительности условия захоронения фауны многообразны.

В настоящей публикации достаточно полно будут рассмотрены шесть (из 10, выделенных М.Г. Минихом в 1992 году) наиболее значимых для палеогеографии типов захоронений рыб в восточноевропейских местонахождениях средне- и позднепермского возраста. Это известково-алевритовый тафономический тип среднего шельфа, песчано-карбонатный тафономический тип баров и береговых валов, песчано-глинисто-алевритовый тафономический тип мутьевых потоков на мелком и среднем шельфе, карбонатно-глинисто-алевритовый тафономический тип прибрежного мелководья или мелководного шельфа, карбонатно-глинистый тафономический тип заливов и лагун и песчано-алеврито-гравийный тафономический тип турбидитоподобных гравитационных потоков на шельфе.

Захоронение известково-алевритового тафономического типа среднего шельфа наблюдалось нами в отложениях казанского яруса средней перми на правом берегу реки Пинега в Архангельской области в местонахождениях Курга–1, –2, Нельнюга–1, –2, –3, Шилега–1 и других [7]. Здесь в известковых алевролитах, известковистых песчаниках, а также в небольшой песчано-алевритовой линзе, залегающей среди биогермов, насыщенных разнообразными морскими ископаемыми беспозвоночными – мшанками, брахиоподами, криноидеями и другими группами животных, встречаются многочисленные фрагментарные остатки хрящевых рыб (зубы и ихтиодорулиты акуловых, зубные пластинки субтербранхиалий), а также разрозненные кости и чешуи лучеперых рыб. Костные остатки рассеяны по всему слою неравномерно.

Для песчано-карбонатного тафономического типа баров и береговых валов характерны хорошая сортировка и линзообразное залегание



преимущественно терригенных и карбонатных вмещающих кости пород и фрагментарность остатков наземных позвоночных и рыб. Фрагментарный ихтиолитный материал в больших концентрациях, вплоть до образования костных брекчий, встречается в прибрежно-морских отложениях казанского возраста. В качестве примера можно привести открытое и изученное в тафономическом плане М.Г. Минихом в 1971 году местонахождение Усть-Коин казанского возраста средней перми. Оно расположено на р. Вымь, в бассейне р. Вычегда в Республике Коми. Многочисленные чешуи, ихтиодорулиты, зубы, покровные кости черепа и другие кости скелета рыб захоронены совместно с обугленными обломками стволиков и веток палеорастений. Кости черного цвета захоронены в очень крепких, звенящих при раскалывании, известковых песчаниках, образуя костную брекчию. Слой этот представляет собой линзу валикоподобной формы, мощностью до 0,4 м и шириной до 2,5 м, но достаточно большой протяженности, превышающей 300 м. Судя по вещественному составу, значительной протяженности и линзообразному залеганию костеносного слоя небольшой мощности в морских [8] известняках, содержащих фауну беспозвоночных, генезис местонахождения связывается с образованием берегового вала. Подобные скопления фрагментарного ракушечного и костного материала, включая остатки рыб, наблюдались нами и в местонахождениях триасового возраста в Московской синеклизе, а также по берегам современных Каспийского и Аральского морей.

В разрезах средней и верхней перми среди горизонтально наслоенных глинисто-карбонатных пород хорошо заметны инородные по составу и текстурным признакам песчано-глинисто-алевритовые линзы различной формы. Для них характерны эрозионный врез, четкие латеральные границы и переслаивание в кровле, градационная слоистость внутри. Возможна многоактность осадочного процесса в одной линзе по мере заполнения каньона в дне бассейна. Остатки раковин беспозвоночных и ихтиолиты в таких линзах нередко имеют беспорядочную ориентировку, фрагментарны и деформированы; реже встречаются цельносkeletalные остатки рыб, особенно в кровле или подошве линз. Такое захоронение отнесено к *песчано-глинисто-алевритовому тафономическому типу мутьевых потоков на мелком и среднем шельфе*.

Примером этого тафономического типа является местонахождение Мутовино на правом берегу р. Сухона, напротив д. Нижние Исады в Вологодской области. Линза врезана в прекрасно обнаженные отложения полдарсской свиты северодвинского яруса верхнего отдела перми, насыщенные многочисленными палеонтологическими остатками – остракодами, двустворчатыми моллюсками, конхостраками, тетраподами, рыбами, отпечатками листовой флоры и харовыми водорослями. Свита характеризуется распространением карбонатно-терригенных образований

мощностью около 90 м, простирающихся на несколько сотен километров [9]. Структурные и текстурные особенности этих пород, по данным З.А. Яночкиной и Т.Ф. Букиной [10], «позволяют предположить, что накопление их происходило как в относительно глубоководных, так и мелководных зонах бассейна, значительно удаленных от устьевых частей рек. Поступление терригенного материала было незначительным. Полиморфный кальцит мог накапливаться, как в результате хемогенной садки, так и приноситься в виде терригенной мути реками» [10, с. 150]. Осадконакопление, по данным Н.Н. Верзилина с соавторами [4], происходило здесь в обстановке устойчиво существовавшего обширного лагунного водоема; отмечается, что в разрезе нет следов перерывов, а также следов влияния на осадконакопление деятельности штормов. Эти данные согласуются и с нашими представлениями, за исключением понятия «лагунные», так как трудно назвать лагуной обширный эпиконтинентальный бассейн (Полдарское море), протяженность которого была не менее многих сотен километров.

Максимальная мощность Мутовинской линзы около 18 м, протяженность (по нашим последним замерам в 2001 г.) – 300 м. Линза имеет резко асимметричное строение и четкую эрозионную границу с подстилающими породами. Её слагают неотсортированные песчаники, алевриты, аргиллиты, глины, карбонатные породы; есть прослой гравелитов и конгломератов. Конгломераты зеленовато-серые, мелкогалечные (диаметром до 1 см), состоящие из плохо окатанных глинистых галек и известняков. Они залегают в линзе на разных уровнях; в них отмечено присутствие обильных углистых включений, раздавленных раковин двустворок, в разной степени деформированных разрозненных костей тетрапод, чешуи и костей рыб, многочисленных остракод. Песчаники и алевриты зеленовато-серые, полимиктовые, известковистые, тонкозернистые; содержат редкие кости тетрапод и остракод. Аргиллиты желто-серые, прослоями почти черные. В них присутствуют многочисленные остракоды, кости рыб и тетрапод; есть раковины двустворчатых моллюсков и отпечатки листовой флоры. Глины известковистые, микрослоистые. Пока только в базальных слоях линзы обнаружены скелет и редкие фрагменты рыб *Isadia suchonensis* A. Minich и *Strelnia certa* A. Minich. Остальные остатки рыб представлены неравномерно распределенными в толще линзы разрозненными частями скелета (чешуями и зубами) лучеперых рыб: *Toyemia tverdochlebovi* Minich, *Strelnia certa* A. Minich, *Mutovinina stella* Minich и *Geryonichthys longus* A. Minich. Такая средней степени сохранность костей характерна для отложений мутьевых потоков в удаленных от берега субаквальных частях дельт.

Подобная интерпретация генезиса Мутовинской линзы подтверждается независимыми литолого-минералогическими исследованиями



Н.Н. Верзилина с коллегами [4], которые подчеркивают, что линза образовалась в субквальной обстановке. Это следует, по их мнению, из тонкозернисто-псевдоколлоидального микростроения карбонатного и глинистого материала самой линзы и вмещающих ее пород и рассматривается как показатель отсутствия осушения осадков. Согласно их заключению, которое мы поддерживаем, на месте линзы существовал пониженный рельеф дна, куда поставлялся и достаточно быстро откладывался в водных условиях осадочный материал.

Подробное описание трех последних тафономических типов местонахождений как наиболее представительных и полнее тафономически изученных приводится ниже на примере местонахождения Кичкас.

Среднепермское местонахождение Кичкас расположено в бассейне р. Большой Уран в Оренбургской области. Тафономия этого местонахождения изучалась после его открытия в 1984 году М.Г. Минихом и А.В. Миних и в течение последующих четырех лет. Одноразовое посещение местонахождения с отбором специальных образцов было проведено А.В. Гоманьковым (флористические остатки), И.И. Молоствовской (остракоды) и Т.И. Погудей (минералогические исследования). В настоящей работе этому местонахождению отводится самое большое внимание в связи с его насыщенностью скелетами различных групп рыб.

Оно является одним из уникальнейших местонахождений в России по обилию, разнообразию и сохранности пермских рыб в сочетании с остатками листовой флоры, кокколитофорид, остракод, двустворчатых моллюсков и фрагментарными остатками тетрапод [11]. Подобная ассоциация ископаемых органических остатков в одном местонахождении представляет немалый интерес в изучении его тафономической природы. Параллельно здесь были проведены минералогическое и петрографические исследования пород, вмещающих ископаемую органику. Разрез состоит преимущественно из сероцветных карбонатных пород с редкими прослоями песчано-алевролитовых разностей. Его мощность не превышает 6 м. В геологическом отношении (основываясь на определении И.И. Молоствовской остракод – *Paleodarwinula fragiliformes*, *P. elongata*, *P. torensis*, *P. inornatinae*, *P. arida*, *Prasuchonella nasalis*) разрез, включающий ископаемую ихтиофауну, представлен отложениями аманакской свиты в верхней части наиболее полных разрезов уржумского яруса.

Тафономические наблюдения костеносной части разреза осуществлялись в процессе планомерных раскопок сверху вниз, однако подробное послойное описание разреза, без которого нельзя обойтись при изучении условий захоронения ископаемых органических остатков, приводится снизу вверх:

1. Пачка переслаивания глинистых известняков светло-зеленовато-серых, рыхлых, участками плотных, тонкоплитчатых, с алевритистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами на кальцитовом цементе (мощностью до 5 см) и с редкими прослоями ракушечников мощностью до 20 см. Породы содержат обильную вкрапленность карбоната меди, за счет чего выделяются в разрезе зеленоцветностью. В слое встречаются обугленные стволы деревьев диаметром до 15 см, состоящие из известково-песчанистых алевролитов и ориентированные на север и северо-восток. Часто встречаются остатки костей тетрапод разной степени окатанности, а также черные и коричневые чешуи и кости (редко скелеты) рыб разной степени сохранности. Слой насыщен раковинами остракод неплохой сохранности, а также раковинами двустворчатых моллюсков как из целых раковин (редко), так и из разрозненных створок, часто раздавленных, размером 1–5 см. В.М. – 1,8 м.

2. Известняки светло-голубовато-серые, кокколитовые, плотные, крепкие, с редкими отпечатками листовой флоры желтовато-коричневого цвета, с редкими фрагментами скелетов рыб и еще реже – с их целыми скелетами и с объемными раковинами двустворчатых моллюсков. По простиранию плотные разности известняков часто сменяются глинистыми известняками, мягкими во влажном состоянии и так же состоящими из кокколитов – известковых пластинок планктонных микроорганизмов размером около 10 мкм. Состав известняков из кокколитов в данном местонахождении впервые обнаружила Т.Ф. Букина в процессе изучения шлифов в 1986 году. Глинистые известняки имеют светло-серо-фиолетовый цвет и содержат ту же ископаемую органику, что и плотные известняки, но в большем количестве. К кровле слоя приурочены горизонтально лежащие единичные остатки стволов палеодеревьев, диаметром до 8 см, ориентированные на северо-восток. По всему слою рассеяны раковины остракод. М. – 0,2 м.

3. Известняки-ракушечники ржаво-желтые и желто-коричневые, с охристыми присыпками и корочками, глинистые и алевритистые, с волнисто-плитчатой отдельностью, средней плотности внутри плиток и рыхлые к краям. Состоят из сплюснутых раковин двустворчатых моллюсков разных размеров. Между раковинами много ярко-желтых мучнисто-рыхлых образований неправильной формы размером до 3 см, похожих на копролиты. Известняки содержат прослой (мощностью до 1 см) светло-серых алевролитов. В породах часто встречаются крупные (до 20 см) ихтиодорулиты акуловых рыб хорошей сохранности, неокатанные, но не всегда целые, а также разрозненные кости и чешуи различных групп лучеперых рыб разной степени сохранности. Присутствуют остракоды и редкие, преимущественно окатанные, обломки костей тетрапод (позвонки,



зубы, кости плечевого пояса). Встречаются обугленные обломки древесины, крупные округлые семена и отпечатки листьев. Ракушечники не выдержаны по мощности, нередко расслаиваются на тонкие пропластки, между которыми залегают алевро-глинистые или глинисто-известковые породы мощностью до 10 см.

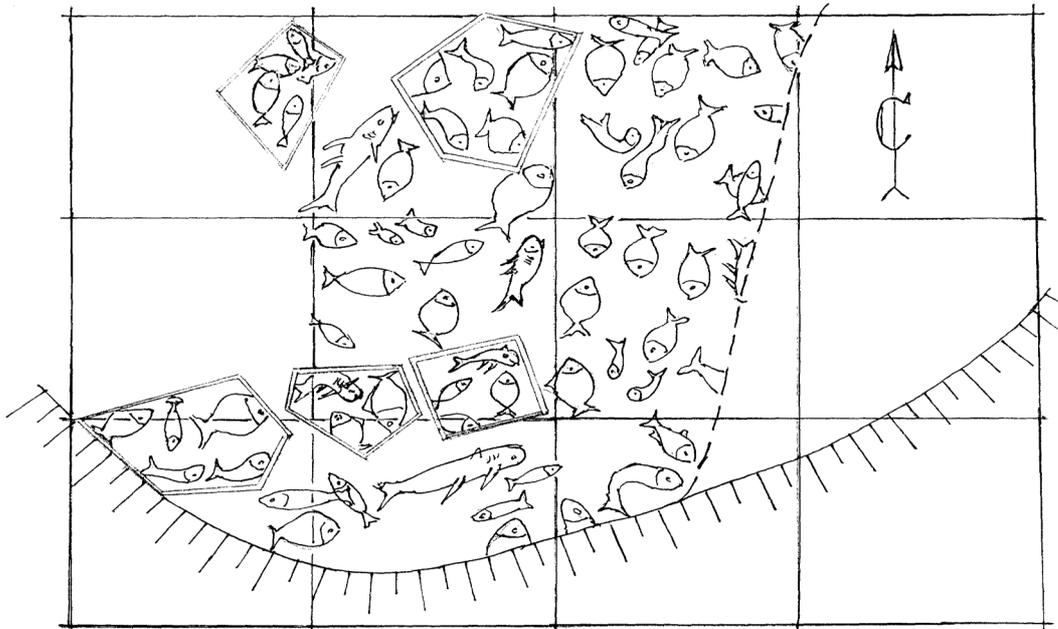
По простиранию ракушечники замещаются серовато-фиолетовыми, с желтыми пятнами и разводами, глинистыми кокколитовыми известняками, содержащими раковины двустворчатых моллюсков и остракод, фрагменты костей рыб и отпечатки флоры. Породы содержат пропластки из крупных округлых конкреций плотных и крепких известняков, иногда окремнелых внутри и преимущественно состоящих из чистого кальцита. М. – 0,75 м.

4. Известняки глинистые, внизу серо-фиолетовые (2–4 см), выше – светло-серые и светло-коричневые, кокколитовые, средней плотности, мягкие, участками крепкие и очень плотные. Породы насыщены разнообразной фауной. К верхней части слоя приурочены многочисленные скелеты рыб и их фрагменты. Размеры рыб колеблются от 5–7 до 70 см. Здесь найдены части скелетов акул, скелеты различных родов и видов рыб из отряда *Eurynotoidiformes*, высокотелые – *Kargalichthys* и *Platysomus*, масса рыб рода *Varialepis*, несколько скелетов *Samarichthys* и один скелет *Discordichthys*. Некоторые скелеты рыб изогнуты так, что хвост повернут в сторону головы. На единичных скелетах чешуйный покров содержит следы механического или химического воздействия – выбоинки и осветленные части на черном фоне. Наиболее целые скелеты

приурочены к плотным разностям микрослоистых известняков. По всему слою встречаются остракоды и раковины двустворчатых моллюсков прекрасной сохранности. В нижней части слоя много отпечатков листьев, семян и веточек растений. М. – 0,12 м.

5. Известняки-ракушечники светло-серо-желтые, состоящие из раковин двустворок; встречаются чешуи различных групп рыб, преимущественно высокотелых, есть копролиты и редкие окатанные кости тетрапод. М. – 0,12 м.

6. Известняки глинистые кокколитовые, участками алевролитистые или песчанистые, розовато-фиолетово-серые и коричневатосветло-серые, мягкие, участками плотные. Содержат многочисленные скелеты рыб различной систематической принадлежности (*Kargalichthys efremovi*, *Platysomus biarmicus*, *Lapkosubia uranensis*, *L. barbalepis*, *Kichkassia furcae*, *Samarichthys luxus*, *Varialepis bergi* и еще не изученные акулые), которые лежат в слое на 2, 3 уровнях, иногда соприкасаясь друг с другом. Найден скелет крупного высокотелого платисомуса, на котором лежит небольшая рыбка-лапкозуб. Чаше рыбки раздавлены латерально, иногда – сверху вниз. Большинство рыб вытянуто в струнку, очень и очень редко – изогнуты (хвост к голове). Некоторые части скелета бывают слегка смещены относительно друг друга. Сохранность скелетов рыб в основном очень хорошая. Скопление скелетов значительно: примерно на 1 м² площади костеносного слоя приходится до 20 скелетов рыб, длина которых колеблется от 7 до 30 см. Какая-либо упорядоченность в ориентировке отсутствует (рисунок).



Схематический план раскопки костеносного слоя № 6 в местонахождении Кичкас, выполненный по технологии палеонтологического квадрата со стороной в 100 см. Рыбы были взяты с применением стандартной методики «гипсовый пирог» и «монолит»: пунктир – линия постдиагенетического размытия костеносного пласта



Встречаются отдельные черепа рыб, сочлененные кости плечевого пояса, плавники. Есть объемные части скелета голов (в более плотных разностях известняков). Уникальны по своей сохранности находки остатков акул с хорошо сохранившимся дермальным покровом из мелких плакоидных зубоподобных чешуек и плавниковыми шипами в естественном положении; сохранился даже хрящевой скелет головы. В слое есть остракоды, двустворки, отпечатки листовой флоры. Раковины остракод и моллюсков захоронены большей частью с замкнутыми створками равномерно-рассеянно по всему слою. Остракоды величиной до 1 мм, не скульптурированы, створки из тонковолокнистого кальцита, цвет либо аналогичный цвету породы, либо иной, но чаще светло-коричневый. Последнее позволяет предположить, что наряду с аллохтонным захоронением остракод имело место автохтонное. Захоронение моллюсков, размеры которых колеблются от 0,5 до 4 см, было преимущественно *in situ* – они ориентированы макушками вверх, перпендикулярно плоскости напластования пород, что свидетельствует о достаточно быстром темпе их захоронения.

Листья и семена растений хорошей сохранности, на листьях сохранились прожилки. Присутствуют длинные и тонкие отпечатки водорослей. Среди флоры А.В. Гоманковым [11] определены птеридоспермы *Odontopteris rossica* Zalessky, папоротники *Fefilopteris cf. pilosa* Gomankov, побеги хвойных растений *Geinitzia sp.*, дисперсные синангии *Permotheca sardykense* Zalessky, семена *Carpolites sp.*, по одному экземпляру женских фруктификаций *Lopadiangium sp.* и *Krylovia sp.* М. – 0,06 м.

7. Линзовидное переслаивание фиолетовых и зеленовато-серых глинистых известняков с желто-серыми ракушняками и зеленовато-серыми алевритами. Слой содержит разрозненные окатанные и полураздавленные кости тетрапод светло-коричневого цвета и кости рыб черного цвета хорошей сохранности; много раковин двустворчатых моллюсков и остракод отличной сохранности, особенно в фиолетовых разностях пород.

Биостратомические особенности захоронения моллюсков определялись посредством палеонтологического квадрата. Раковины не имеют упорядоченной ориентировки, их размер колеблется от 2 до 5 см, но преимущественно составляет 3–4 см. На 1 м² площади слоя приходится 2500–3000 раковин моллюсков. М. – 0,2 м.

8. Известняки-ракушняки желто-серые, плитчатые, в подошве очень крепкие. Они на 90–95% сложены раковинами двустворок, выполненными среднекристаллическим и тонковолокнистым кальцитом; цемент из серого пелитоморфного кальцита. Раковины расположены безсистемно, плотно, в большинстве – смяты. Встречаются обугленные стволы растений диаметром до 5 см. Много хорошей сохранности чешуй рыб: платисомусов, каргалихтисов, вариалеписов, уранихтисов

(редко) и стрелний (редко). В подошве слоя иногда встречаются небольшие (5–10 см в длину) скелеты рыб эуриноидиид. Очень редки раздавленные обломки костей тетрапод. М. – 0,4 м.

9. Известняки глинистые, светло-серые, вверху кальцитовые, чистые, плотные, состоящие из зерен пелитоморфного кальцита и представляющие собой фрагменты кокколитофорид, с тонкими (до 5 мм) пропластками желтых алевритов. В слое встречаются редкие раковины двустворок хорошей сохранности, копролиты и чешуи, а также единичные скелеты рыб, отпечатки листовой флоры и обугленные кусочки древесины. Редкие разрозненные чешуи лучеперых рыб (и очень редко скелеты) встречаются в верхнем прослое известняков. Чешуи и скелеты рыб темно-коричневые, захоронены параллельно плоскости напластования пород. Есть копролиты. Присутствуют редкие веточки, плоды и отпечатки листьев растений хорошей сохранности, выполненные ржаво-желтым алевритом, а также небольшие раковины двустворчатых моллюсков с сомкнутыми створками и с сохранившимся раковинным веществом, чаще захороненные в прижизненном состоянии макушками вверх. От некоторых раковин двустворок проходят бороздки, заполненные более рыхлым материалом; это, возможно, следы передвижения моллюсков. Иногда попадают раскрытые створки, некоторые раковины лежат на боку. Присутствуют разновозрастные особи моллюсков. Раковины без всяких следов прижизненного повреждения и неокатанные. В подошве, кроме раковин хорошей сохранности, присутствуют многочисленные ядра этих моллюсков. Остракоды хорошей сохранности, их створки выполнены тонковолокнистым кальцитом. М. – от 0,1 до 0,2 м.

Выше с разрывом залегают песчаные разности пород, срезая известняки с востока на большую глубину под углом до 35°. Северная стенка известняков отвесно срезана песчаниками так, что в известняках сохранилась лишь половинка скелета рыбы.

Песчаники грязно-сиреневые, серо-зеленые и ржаво-коричневые, кварцево-известковые, тонкозернистые, горизонтально-слоистые и косослоистые с обугленным детритом и отпечатками растений, с редкими раковинами двустворчатых моллюсков и остракодами. Песчаники плохо отсортированы, зерна хорошо окатаны. Видимая мощность пород в раскопке около 1,4 м.

По простиранию в восточном направлении наблюдается значительное увеличение мощности этих же песчаных напластований (до 16 м), хорошо обнаженных в стенке близлежащего оврага, удаленного от раскопки кичкасского местонахождения на 120–150 м. Здесь песчаники часто замещаются песками и представляют собой толщу косонаслоенных пачек, выполняющих понижение в палеорельефе дна бассейна седиментации. В нижней части пачки песков и песчаников



присутствует линза конгломератов мощностью 3,5 м, светло-красновато-коричневых, с хорошо выраженными крупными косыми сериями до 1,2 м мощностью. Гальки и гравий состоят из мергелей, известняков, глин и (реже) песчаников. В песках присутствуют обломки стволиков палеорастений диаметром около 2 см; в средней части слоя найдены редкие чешуйки рыб и раковины двустворок. Перекрывается песчаная толща пластом известняков, видимой мощностью 0,12 м. Известняки глинистые, светло- и темно-серые, плотные, крепкие, звенящие при расколе; содержат очень тонкие линзообразные прослои пелитоморфного кальцита и ржаво-желтых глинистых алевролитов. Известняки по составу сближаются с аналогичными в слое 9 в раскопе местонахождения Кичкас. В них встречены многочисленные раковины остракод и двустворчатых моллюсков очень хорошей сохранности (выпуклые, с замкнутыми створками) и ихтиолиты платисомид и эуриноидид. Все это дает основание предполагать субсинхронность формирования костеносных известняков и мощной толщи песчаников. С учетом явной эрозионности вреза песчаников они сформировались в понижении рельефа дна бассейна в виде турбидитоподобного потока обводненных масс, соскользнувших из прибрежных участков в результате превышения критических углов наклона дна в процессе накопления принесенного рекой с суши аллювиального песчаного материала. Очевидно, что накопление достаточно мощных косонаслоенных песчаных масс образовалось за значительно более короткое время, чем формировались соседние карбонатные осадки костеносной части местонахождения Кичкас. Этот тип захоронения резко отличается от вышеописанных в данном местонахождении и может быть отнесен к *песчано-алеврито-гравийному тафономическому типу турбидитоподобных гравитационных потоков на шельфе*.

Из приведенного выше разреза местонахождения Кичкас (непосредственно в раскопке) видно, что состав пород, вмещающих остатки рыб, неоднороден. Преимущественно это чистые и глинистые известняки, ракушняки и смешанные глинисто-песчано-карбонатные разности. Составной частью вещества известняков и глинистых известняков, по данным Т.И. Погуцы [11], являются кокколитофориды, типично морские организмы с известковым скелетом. Их присутствие свидетельствует о существовании связи бассейна осадконакопления с открытым морем. Подтверждением тому служит повышенное содержание стронция, концентрация которого, по данным С.М. Катченкова [11], увеличивается в морях за счет сорбционного поглощения глинистыми частицами и биогенного накопления, так как организмы извлекают стронций из раствора, а после гибели обогащают им осадки. Нами для выяснения условий седиментации использован стронций-бариевый коэффициент. По 25 образцам

из всех литологических разностей вмещающих кости рыб пород полуколичественным спектральным анализом установлено превышение стронция над барием в 2–4 раза, а в отдельных образцах и более в связи с полным отсутствием бария. Последнее объясняется быстрым выходом бария из путей миграции при попадании в морские воды. Кроме того, в известняках велико содержание марганца (до $1000 \times 10^{-8}\%$), который, как показывает С.М. Катченков [11], мигрирует дальше других элементов группы железа в морских водоемах и накапливается в карбонатных и карбонатно-терригенных осадках. Максимальное количество растворенного железа (от 80 до 95%) выпадает, по данным А.П. Лисицына [12], в устьях рек на границе река-море. Среди микроэлементов в нижней части разреза ураганной концентрации достигает медь (медистые песчаники).

Песчаники и пески, срезающие и перекрывающие костеносные отложения, неоднородны по составу, окраске и текстурным особенностям. В их составе преобладают хорошо окатанные, средне-сортированные зерна кварцево-кремнистого (до 50%) и известкового (до 30%) состава, много гидрослюд (5–15%), полевых шпатов (5–15%), есть цеолиты (до 3%). Состав песчаных зерен, их сортировка, степень окатанности и величина свидетельствуют о том, что песчаный материал поступал большей частью из относительно удаленных площадей, треть обломков – результат перемива местных пород [11].

Суммируя вышеизложенные наблюдения по захороненным органическим остаткам в местонахождении Кичкас, можно сделать выводы об условиях их захоронения. Характер находок остатков рыб в известняках и глинистых известняках (слои 2, 4, 6, 9) указывает на то, что захоронение происходило достаточно быстро, в бассейне обитания типа лагуны, в спокойной гидродинамической обстановке. Свидетельство тому – хорошая сохранность скелетов лучеперых рыб, а также акул, обладающих хрящевым скелетом, для захоронения которого требовались особые условия. Известно, что в случае длительного переноса трупов рыб к месту захоронения головы отделяются от туловища и захороняются раньше [13]. Глубина бассейна была не настолько мелководна, чтобы волны, поднимаемые ветром, могли воздействовать на тела погибших рыб. Имели место небольшие донные течения, о чем свидетельствуют изогнутость некоторых скелетов, разобщенность отдельных их частей до 1,5–2 см. Кроме того, в шестом слое была выявлена одновременная гибель разновозрастных представителей наиболее распространенных таксонов – *Platysomus biarmicus*, а также *Lapkosubia uranensis*, *L. barbalepis* и *Kichkassia furcae*. Одновременное попадание их в геологическую летопись стало возможным, вероятно, благодаря быстрому развитию заморного явления и практически мгновенной гибели фауны. Многочисленность рыб [14] характерна



для участков водоема с относительно высокой концентрацией водных растений. Однако перенасыщения растениями не было, так как гниение их привело бы к избыточному содержанию CO_2 , что могло привести к прижизненному растворению раковин беспозвоночных [3]. Массовая гибель рыб была связана с резкими изменениями обстановки их обитания, возможно, с периодическими поступлениями сероводорода. События быстрого погребения целых биоценозов, связанные с массовой смертью, хорошо известны в науке [13, 15]. Вероятно, близкие условия захоронения скелетов ихтиофауны могли существовать и во время накопления одного из слоев в верхней части третьей свиты уржумского яруса [16] в Монастырском овраге, расположенном на правом берегу р. Волги в 12 км севернее г. Тетюши в Татарстане. Здесь, в голубовато-серых глинистых известняках слоя 234 [16] также достаточно многочисленны скелеты платисомусов и лапкозубий, есть массовые скопления конхострак, встречаются остракоды и двустворчатые моллюски.

Относительно хорошая сохранность фрагментов береговой палеорастительности в местонахождении Кичкас дает основание предполагать незначительность ее переноса. Хорошая сохранность остракод, их равномерное распределение в известняках и глинистых известняках указывают, по мнению Г.И. Кармишиной, изучавшей в 1975 году плиоценовых остракод на юге европейской части России, на умеренную подвижность вод, а относительно большая толщина их стенок свидетельствует о сравнительной мелководности палеоводоема.

Представленные выше условия захоронения могут быть отнесены к *карбонатно-глинистому тафономическому типу заливов и лагун*.

Захоронения рыб в известняках-ракушняках отличались от вышеприведенных. В них практически не захоронены целые скелеты рыб и более-менее целые фрагменты растений. Можно предположить, что спокойная жизнь в водоеме нарушалась штормами, достигавшими дна лагуны в наиболее мелководных зонах. В эти периоды в западины дна сносились многочисленные раковины погибших двустворчатых моллюсков, части скелетов рыб в виде чешуй, фрагментов скелета головы, плавников, ихтиодорулитов. Не исключено, что штормы сопровождалась сильными ливнями, которые способствовали переносу в бассейн реками и плювиальными потоками окатанных костей тетрапод и обломков древесины. Кроме того, трупы рыб выносились волнами и в прибрежную зону, где измельчались волнами и захоронялись совместно с раковинами двустворчатых моллюсков и костями тетрапод. Такое захоронение рыб в известняках-ракушняках (в слоях 1, 3, 5, 7, 8) можно отнести к *карбонатно-глинисто-алебритовому типу прибрежного мелководья или мелкого шельфа*. К этому же тафономическому типу мы относим захоронение рыб в морских отложениях казанского

яруса на правом берегу р. Пинега, вблизи устья р. Ежуга, в Архангельской области. Здесь, в тонких прослоях известняков-ракушняков, залегающих среди алевролитов и глин, насыщенных морской фауной беспозвоночных – брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, остракодами, нами были обнаружены костные остатки рыб [7]. Среди них присутствуют рассеянные в породе зубы акул «*Ctenacanthus*» *kurgaensis* A. Minich, «*Ct.*» *sp.*, *Pinegocaptus rosanovi* A. Minich, крупные ихтиодорулиты акул неясной систематической принадлежности и редкие чешуи лучеперых рыб. В казанских разрезах на р. Пинега есть и другие типы захоронений рыб. Два из них – захоронение в относительно глубоководных осадках и захоронение в рифогенных образованиях – описаны в работе [5] и здесь не упоминаются.

Представляется следующая картина палеогеографической обстановки в окрестностях местонахождения Кичкас. К концу уржумского времени здесь находилась окраина обширного и достаточно долго живущего эпиконтинентального бассейна с заливами, лагунами и эстуариями. Судя по таксономическому составу ихтиофауны и породообразующим кокколитоидным водорослям, бассейн периодически имел связь с открытым морем. Проявление процесса распреснения наблюдается в нижней части изученного разреза, образование которого связывается с отложениями в подводной (субаквальной) части обширной дельты. Здесь периодически шло накопление несортированного и среднесортированного мелко- и среднезернистого песка, ракушечника, в которых захоронялись обломки привнесенных рекой костей тетрапод, чешуи и кости рыб, двустворки, обломанные стволы древесины. При наступлении более спокойного гидродинамического режима шло накопление алевролитов, известкового ила с редкими скелетами рыб (вероятно, в захоронении *in situ*), двустворчатых моллюсков и остракод. С течением времени в зависимости от условий осадконакопления в этой части бассейна происходило накопление либо известковых илов, либо ракушняков, образующих так называемые «ракушняковые мостовые». Последние могли образовываться при активной гидродинамике вод при сильных волнениях в зоне влияния штормов. При возобновлении периодической связи с открытым морем происходило увеличение глубины бассейна, и в донных его осадках доминировал известковый (кокколитоидный) ил. Достаточно часто здесь на отдельных участках фиксируется наступления аноксидных (скорее всего, сероводородных) заморных явлений, при которых погибали и попадали в захоронение многие водные обитатели отравленной зоны, в том числе разнообразная и разновозрастная (в онтогенезе) ихтиофауна, образуя довольно выдержанные костеносные слои (см. рисунок – схематический план вскрытия 6-го слоя кичкасского местонахождения рыб в Оренбургской области).



Анализ представленных здесь тафономических типов местонахождений водных позвоночных показывает, что в казанский, уржумский и северодвинский века на территории Европейской России существенное значение имели условия седиментации в обширных эпиконтинентальных бассейнах, имевших периодическую связь с Мировым океаном как на юге, так и на севере изученного региона.

Таким образом, проведенные комплексные исследования палеонтологических, тафономических, литолого-минералогических и геохимических данных по ряду наиболее характерных местонахождений пермской ихтиофауны позволяют выявить бассейновые условия захоронения ископаемых рыб и с достаточной степенью достоверности реконструировать палеогеографию определенных участков земной поверхности Восточно-Европейской платформы в конце пермского периода.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00624).

Библиографический список

1. Ефремов И.А. Тафономия – новая отрасль палеонтологии // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1940. № 3. С. 405–413.
2. Очев В.Г. К вопросу о классификации местонахождений ископаемых наземных позвоночных // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1967. Вып. 3, № 1. С. 205–216.
3. Янин Б.Т. Основы тафономии. М., 1983. 184 с.
4. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Крупные песчаные линзы в верхнепермских отложениях севера Московской синеклизы // Тр. Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. 1993. Т. 83, вып. 2. 112 с.
5. Миних М.Г., Миних А.В. Особенности захоронения позднепермских и триасовых рыб // Теория и опыт тафономии. Межвуз. науч. сб. / Под ред. Г.В. Кулевой и В.Г. Очева. Саратов, 1989. С. 82–91.
6. Миних М.Г. Значение тафономических исследований местонахождений рыб при интерпретации генезиса позднепермских и триасовых отложений // Материалы по методам тафономических исследований / Под ред. Г.В. Кулевой и В.Г. Очева. Саратов, 1992. С. 96–108.
7. Миних А.В. Новые виды акул рода *Stenacanthus* Ag. из казанского яруса верхней перми бассейна реки Пинеги // Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Сарат. гос. ун-та. Новая сер. Саратов, 1999. Т. 1. С. 133–136.
8. Малышева Е.О., Беляев А.А., Митяков С.Н., Носков А.В. Два типа разреза казанских отложений в бассейне р. Вымь // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX–XXI вв. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология: Материалы 3-й Всерос. науч. конф., 23–25 апр., 2002 г., Сыктывкар. Сыктывкар, 2002. С. 75–77.
9. Татарские отложения реки Сухоны / Под общ. ред. Э.А. Молоствовского и А.В. Миних. Саратов, 2001. 204 с.
10. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Фациальная принадлежность и условия формирования толщ // Татарские отложения реки Сухоны / Под общ. ред. Э.А. Молоствовского и А.В. Миних. Саратов, 2001. С. 146–154.
11. Материалы по методам тафономических исследований / Под ред. Г.В. Кулевой и В.Г. Очева. Саратов, 1992.
12. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., 1988. 306 с.
13. Weigelt J. Ganoidfischleichen im Kupferschiefer und der Gegenwart // Palaeobiologica. 1928. № 1. P. 323–356.
14. Никольский Г.В. Экология рыб. М., 1974. 367 с.
15. Müller A.H. Lehrbuch der palaeozoologie. Jena, 1976. 423 p.
16. Гусев А.К. Опорный разрез татарского яруса у с. Монастырское // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань, 1998. С. 123–139.

УДК [504.121:911.37] (470.44-25)

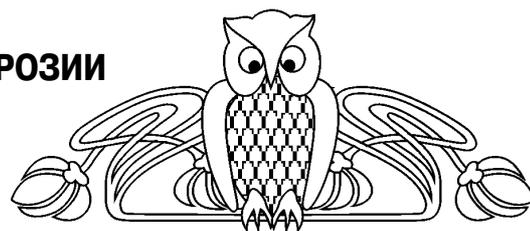
СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА ТЕРРИТОРИИ САРАТОВА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

И.А. Яшков, А.С. Шешнёв, А.В. Иванов

Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии
E-mail: YashkovIA@mail.ru

На основе анализа литературы по изучению ображной эрозии на территории Саратова и его окрестностей отмечены основные методики и результаты исследований за более чем 130-летний период, а также направления современного изучения. Определен современный уровень изученности ображной эрозии территории.

Ключевые слова: ображная сеть, Саратов, исторический обзор, современное состояние.



Condition of a Level of Scrutiny Gulling in Territory of Saratov and Vicinities

I.A. Yashkov, A.S. Sheshnev, A.V. Ivanov

On the basis of the analysis of the literature on studying gulling in territory of Saratov and vicinities the basic techniques and results of researches for more than 130-years period, and also directions of modern studying are noted. The modern level of a level of scrutiny gulling territories is certain.

Key words: ravine network, Saratov, history, modern status.



Овражная эрозия по масштабам проявления и скорости развития является одним из самых опасных эколого-геологических явлений на изучаемой территории. В геологической и географической литературе существует большое количество определений термина «эрозия» [1]. Нами под овражной эрозией понимается комплекс геолого-геоморфологических и ландшафтно-экологических процессов, протекающих на склоновых пространствах, обусловленный действием постоянных или временных водотоков и заключающийся в создании линейных отрицательных форм рельефа и сопряженных с ними эколого-геологической системы и ландшафтно-экологического каркаса. Эколого-геологическая система определяется как часть (подсистема) экосистемы, обусловленная взаимодействием и взаимным влиянием некоторой области верхних горизонтов литосферы и биоты [2]. Ландшафтно-экологический каркас города – система природно-антропогенных территориальных комплексов, выполняющих наиболее значимые экологические функции [3].

В изучении овражной эрозии на исследуемой территории выделяется 3 этапа, различных по комплексу методических подходов и целям исследований: 1870–1930-е годы; 1930–1980-е годы; с 1980-х годов по настоящее время.

Первый период связан с именами В.В. Докучаева, П.А. Костычева, А.П. Павлова, С.Н. Ники-

тина и др. Исследования этого периода сосредоточены на изучении и описании морфологии оврагов, генезиса и факторов оврагообразования.

Исследованиями 1940–1980-х годов была охвачена вся территория Саратовской области. Работы И.П. Герасимова, Ю.А. Мещерякова, С.С. Соболева, А.В. Вострякова, Г.И. Лотоцкого и многих других носили общенаучный и прикладной характер. Изучались как эволюционные ряды эрозионных форм и количественные характеристики скорости овражной эрозии, так и влияние антропогенной деятельности на рост оврагов и возможные мероприятия по противозэрозионной защите.

Третий период связан с именами Г.И. Худякова, В.З. Макарова, А.Н. Башкатова и др. Внедряются методы ландшафтно-экологических и геоэколого-геодинамических исследований, ГИС-картографирования эрозионных процессов. Акценты изучения овражной эрозии смещаются от фундаментальных к научно-практическим и прикладным, происходит «экологизация» исследований, овражно-балочные комплексы рассматриваются как элемент градопланировочной структуры территории Саратова. Создаются карты современной эрозионной сети, ее изменений в результате урбогенеза, потенциальной эрозионной опасности.

Анализ литературы по изучению овражной эрозии на территории Саратова и его окрестностей представлен в виде таблицы.

Периоды	Авторы, год	Основные методики изучения овражной эрозии	Объект, область и результат исследований
1-й	В.В. Докучаев, 1877	Полевые исследования морфологии овражно-балочных сетей и почвенно-геологических разрезов	Исследуются факторы овражной эрозии, впервые выделяется стадийность в развитии эрозионных форм
	П.А. Костычев, 1886	Полевые почвенно-геоморфологические исследования	Отмечена роль устойчивости почвенных горизонтов черноземов в процессе развития вершины оврагов
	С.Н. Никитин, 1895	Комплекс полевых методов исследования	Установлены особенности развития продольных и поперечных профилей эрозионных форм в зависимости от геологического строения территории
	В.И. Масальский, 1897	Комплекс полевых методов исследований	Установлена связь между морфометрией эрозионных форм и их возрастом, отмечено влияние сельскохозяйственной деятельности на рост оврагов
	А.П. Павлов, 1898	Полевые исследования, теоретические обобщения	Классифицированы овраги по месту их образования, установлена связь между скоростью развития оврага и литологическим геологическим комплексом
2-й	С.С. Соболев, 1948	Комплекс полевых методов исследования	Рассмотрены вопросы возникновения и закономерностей развития оврагов, их распространения и меры борьбы с ними. Созданы серия карт факторов эрозии и почвенно-эрозионная карта
	В.П. Философов, 1948	Методы структурной морфометрии	Установлена связь долинной сети с тектонической трещиноватостью для района Присаратовских дислокаций
	Ю.А. Мещеряков, 1952	Морфоструктурный анализ	Сформулирована морфоструктурная позиция Саратовских дислокаций



Окончание таблицы

Периоды	Авторы, год	Основные методики изучения овражной эрозии	Объект, область и результат исследований
2-й	Д.Л. Арманд, 1958	Полевые стационарные исследования, анализ топографических карт	Выполнены анализ факторов и классификация овражной эрозии на сельскохозяйственных землях
	В.В. Отпущенникова, 1975	Замеры параметров систем трещиноватости горных пород, дешифрирование аэрофотоснимков	Установлена связь между направлениями простираения систем трещиноватости и эрозионной сети в современном рельефе
	Г.И. Лотоцкий, 1975	Анализ морфологии рельефа, комплекс полевых и картографических методов	Изучены факторы и интенсивность развития овражной эрозии, различные морфометрические характеристики овражно-балочной сети Саратовского Поволжья
	А.В. Востряков, 1977	Изучение картографических материалов, полевые исследования	Отмечено влияние Волги на ход овражной эрозии, установлены разные скорости оврагообразования в различном геологическом субстрате
	Ю.В. Горошков, 1982	Картографические (анализ топографических карт) и полевые исследования	Создано большое количество схем по анализу овражной эрозии, установлена связь между количественными и качественными показателями овражной эрозии и литологическими комплексами
3-й	Г.И. Худяков, 2001	Разработка концепции геоморфоблокового строения, геоэкологического районирования	Создана схема геоморфоблокового строения территории Саратова, предложены методы рационального использования эрозионной сети
	В.З. Макаров и др., 2001	Методы ГИС-картографирования, анализ космо- и аэрофотоснимков	Построены карты эрозионной сети и экологически опасных сетевых узлов, водосборных бассейнов территории Саратова
	А.Н. Башкатов, 2003	Ландшафтно-экологический анализ долинной сети	Определено структурно-функциональное состояние долинных комплексов, выполнена историческая реконструкция функционального использования долин в прошлом, предложена модель геоэкологического анализа парадинамической системы «водосборный бассейн – долинный комплекс»
	А.В. Иванов и др., 2005	Методы нелинейной динамики (расчет фрактальной размерности)	Реализован алгоритм расчета показателя фрактальной размерности эрозионной сети Саратова по отдельным ландшафтным районам и подрайонам

Изучение эрозионных процессов Саратовского Поволжья берет начало со второй половины XIX века. В классических работах В.В. Докучаева [4, 5] исследуются факторы овражной эрозии в европейской части России, впервые выделяется стадийность в развитии эрозионных форм.

П.А. Костычев [6] указал на роль устойчивости почвенных горизонтов черноземов в процессе развития вершины оврагов.

Широко используя материалы по изучению территории Саратовской области, С.Н. Никитин [7] и А.П. Павлов [8] установили особенности развития продольных и поперечных профилей эрозионных форм в зависимости от геологического строения, классифицировали овраги по месту их образования на вершинные, овраги по бортам балок и речных долин и вторичные.

В.И. Масальским [9] установлена связь между морфометрией эрозионных форм и их воз-

растом, отмечено влияние сельскохозяйственной деятельности на рост оврагов.

Начиная с 1930-х годов исследования стали носить систематический характер. В 1939–1941 гг. изучением эрозионных процессов Саратовского Поволжья занималась комплексная экспедиция под руководством С.С. Соболева с участием А.С. Кось, И.П. Герасимова, Г.Д. Рихтера и других. Одной из крупнейших работ этого времени является книга С.С. Соболева «Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними» [10], в которой всесторонне рассмотрены вопросы возникновения и закономерностей развития оврагов, их распространения и меры борьбы с ними. Впервые созданы серия карт факторов эрозии и почвенно-эрозионная карта европейской части СССР.

Ю.А. Мещеряковым [11] впервые с позиций морфоструктурного анализа рассмотрены морфо-



логия, генезис, история развития рельефа района Саратовских дислокаций.

Ценная информация об овражной эрозии на территории Саратовского Правобережья имеется в работах Института географии АН СССР, выполненных под руководством Д.Л. Арманда [12, 13]. Особое внимание, в связи с запросами сельского хозяйства, было уделено факторам и классификации овражной эрозии на освоенных и осваиваемых землях.

В.П. Философовым на основе разработанных методов структурной морфометрии [14] установлены связь рельефа с тектоникой в районе Саратовских дислокаций, происхождение долинной сети [15], описана методика построения карт размыва разных порядков, позволяющих количественно изучать эрозию. В работе [14] В.П. Философовым дан критический разбор существующих классификаций порядков долин и предложена дихотомическая классификация потоков, получившая широкое распространение в геолого-географических науках.

В.В. Отпущенникова на основе изучения трещиноватости осадочных пород в обнажениях (карьерах) и замеров азимутов простирания спрямленных участков флювиальных форм рельефа, полученных по аэрофотоснимкам, устанавливает хорошо выраженную связь оврагов и малых речных долин с трещиноватостью пород для территории Саратова [16]. Здесь наблюдается приуроченность эрозионных форм к выходящим на дневную поверхность тектоническим трещинам, по которым происходят интенсивная эрозия и образование оврагов и балок. Отмечено совпадение азимутов трещиноватости осадочных пород различного возраста и литологического состава и азимутов прямолинейных участков флювиальных форм рельефа для четвертичных суглинков и палеогеновых отложений; гораздо слабее эта связь отражена в верхнемеловых отложениях. Для территории Саратовского Поволжья В.В. Отпущенникова делает вывод о довольно четком отражении тектонической трещиноватости в рисунке овражно-балочной и малой речной сети.

Исследования факторов и интенсивности развития овражной эрозии, различных морфометрических характеристик овражно-балочной сети Саратовского Поволжья проводятся в течение ряда лет Г.И. Лотоцким [17–19]. Им описаны типы современных оврагов (береговые и склоновые, донные, или вторичные, приводораздельные, или привершинные), стадии развития (врезающиеся вершиной, вырабатывающие устойчивый продольный профиль и затухающие). Лотоцким также было отмечено, что максимальный прирост в естественно-природных условиях испытывают овраги, развитые в делювиальных плейстоценовых суглинках (от 10,0 до 15,0 м в год при преобладающем приросте оврагов в разных районах от 0,5 до 1,5–2,0 м), а из антропогенных эрозионных форм наиболее интенсивно развиваются при-

дорожные и приплотинные. К числу факторов, определяющих интенсивность развития овражной эрозии на территории Саратовского Правобережья, Г.И. Лотоцкий относит тектонический, морфологию рельефа, климатические особенности, геологическое строение и почвенно-растительные условия, а также хозяйственную деятельность человека.

По данным [17], средняя скорость овражной эрозии на территории Саратова равна 33 см/год, на задернованных склонах – 8–10 см/год, на крутых обнаженных склонах – до 1,8–2 м/год. Установлено влияние экспозиции склонов на параметры линейной эрозии.

А.В. Востряков отмечает большую глубину врезов оврагов и балок на олигоценовой и раннечетвертичной равнинах, а также влияние уровня воды в Волге на интенсивность эрозионных процессов, намечает по геоморфологическим признакам (морфометрии овражно-балочной сети) несколько разломов северо-западного простирания [20].

Существенным звеном в составлении первой среднemasштабной карты современных физико-геологических процессов Саратовского Поволжья [21] являлось изучение овражной эрозии. Ю.В. Горошков, автор главы об овражной эрозии, главной причиной возникновения эрозии считает тектонические движения. К особой группе оврагов относятся те, что созданы человеком, (обычно мелкие и короткие), они никогда не станут речкой, их перспектива – переход в сухую балку или лощину. Ю.В. Горошковым впервые для района исследований составлены схемы интенсивности линейной эрозии, развития боковой речной эрозии, максимального проявления линейной эрозии. Вычислены коэффициенты густоты и интенсивность эрозии на разных участках, установлена связь между количественными и качественными показателями овражной эрозии и литологическими комплексами.

Г.И. Худяковым на схемах геоморфоблокового строения и геоэколого-геодинамического районирования территории Саратова [22, 23] крупные овражно-балочные комплексы и малые речные долины выделяются как наиболее геоэколого-геодинамически опасные участки, являющиеся пограничными для наиболее устойчивых и относительно монолитных геоморфоблоков. Г.И. Худяков предлагает рассматривать овражно-балочные комплексы как территории с высоким естественным рекреационным потенциалом, где должно быть ограничено градоостроительное освоение. Многие геоэкологические проблемы (подтопление, просадочность, ускоренная эрозия) связываются с нерациональным использованием эрозионной сети на территории города [24].

Лабораторией геоинформатики и тематического картографирования СГУ при ландшафтно-экологическом анализе территории Саратова создана карта эрозионной сети и экологически



опасных сетевых узлов [23]. Выделены бассейны оврагов и малых рек территории города. Однако «поднятие» эрозионной сети методом ГИС-картографирования неизбежно сопровождается рядом неточностей, вызванных неоднозначностью выделения всех затяжин рельефа по существующим электронным топографическим основам.

При изучении малых речных долин и овражно-балочных комплексов на территории Саратова А.Н. Башкатовым применен ландшафтно-экологический подход [3, 25]. Им определено структурно-функциональное состояние долинных комплексов на территории Саратова по оригинальной авторской методологии, выполнена историческая реконструкция функционального использования долин в прошлом, предложена модель геоэкологического анализа парадинамической системы «водосборный бассейн – долинный комплекс», подсчитано распределение типов землепользования по типам водосборных бассейнов.

Городской овражно-балочной сети на основе нелинейной динамики (с позиций теории фракталов) посвящено исследование [26], в котором реализован алгоритм расчета показателя фрактальной размерности эрозионной сети Саратова по отдельным ландшафтными районам и подрайонам. Величина фрактальной размерности, вычисленная по крупномасштабным топографическим картам за разные годы, позволяет охарактеризовать зависимость развития эрозионной сети от ряда природных факторов и антропогенной нагрузки. В 2007 г. создана карта эрозионной опасности на территории Саратова, на которой выделено 4 района оврагообразования: эрозионно неопасные, относительно эрозионноопасные, эрозионноопасные, активизированные антропогенной деятельностью [27].

Исследования овражной эрозии на территории Саратовского Правобережья проводились и проводятся разными организациями федерального и регионального уровней. В 1930–1960-х годах изучением эрозионных процессов занимались экспедиции Московского госуниверситета и Института географии РАН (С.С. Соболев, Ю.А. Мещеряков, С.К. Горелов и др.), в 1960–1980-х – Казанского госуниверситета (А.П. Дедков, В.И. Мозжерин). Наиболее планомерные, выполненные по единой методике исследования овражной эрозии Саратовского Правобережья проводились в течение ряда лет геологами и геоморфологами Саратовского госуниверситета и НИИ Геологии СГУ (В.Н. Зайонц, Ю.В. Горошков, Г.И. Лотоцкий и др.). Современные проблемы развития и функционирования овражно-балочных комплексов изучаются коллективами Института географии РАН, Института геоэкологии РАН, МГУ и СГУ.

Таким образом, к настоящему времени практически все природные факторы овражной эрозии на территории Саратова и, окрестностей в литературе освещены достаточно полно, что нельзя

сказать о комплексе антропогенных факторов. Явная «экологизация» исследований позволила определить многие скрытые функции овражно-балочной сети, которые активно проявляются в процессе урбогенеза. Среди основных задач в изучении овражной эрозии следует назвать выяснение оценки опасности и риска оврагообразования, ее нелинейного моделирования, соотношения естественных и антропогенных факторов и механизма овражной эрозии на урбанизированной территории Саратова.

Библиографический список

1. Тимофеев Д.А. Терминология флювиальной геоморфологии. М., 1981. 268 с.
2. Королев В.А. Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем / Под ред. В.Т. Трофимова. М., 2007. 416 с.
3. Башкатов А.Н. Ландшафтно-экологический подход при оценке функциональной структуры долинных комплексов территории города (на примере г. Саратова): Дис. ... канд. геогр. наук. Саратов, 2003. 158 с.
4. Докучаев В.В. Овраги и их значение // Тр. Вольного экон. об-ва. Т. 3, вып. 2. СПб., 1877.
5. Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России. М., 1949. Вып. 2.
6. Костычев П.А. Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства. СПб., 1886.
7. Никитин С.Н. Бассейн Оки // Тр. экспедиции для исследования источников главных рек Европейской России. СПб., 1895.
8. Павлов А.П. О рельефе равнин и его изменениях под воздействием работы подземных и поверхностных вод // Землеведение. 1898. Т. 5. С. 91–147.
9. Масальский В.И. Овраги черноземной полосы России, их распространение, развитие и деятельность. СПб., 1897.
10. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними: В 2 т. М., 1948 Т. 1; 1960 Т. 2.
11. Мещеряков Ю.А. К геоморфологии района Саратовских дислокаций // Тр. Института географии АН СССР. 1952. Вып. 51.
12. Арманд Д.Л. Антропогенные эрозионные процессы // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. М., 1956.
13. Арманд Д.Л. Развитие эрозионных процессов на Приволжской возвышенности // Сельскохозяйственная эрозия и новые методы ее изучения. М., 1958.
14. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / Под ред. А.В. Вострякова. Саратов, 1975. 232 с.
15. Философов В.П. Связь рельефа с тектоникой в районе Саратовских дислокаций (бассейн р. Курдюма). Инв. № 73. Саратов, 1947.
16. Отпущенникова В.В. Связь тектонической трещиноватости с формами рельефа в центральной части Приволжской возвышенности // Вопросы геоморфологии и физической географии Нижнего Поволжья. Саратов, 1975. С. 86–93.



17. Зайонц В.Н., Горошков Ю.В., Лотоцкий Г.И. и др. Проведение специального инженерно-геологического обследования Н. Поволжья. Отчет по НИР. Саратов, 1981. Т. 1. 381 с.; Т. 2. 412 с.
18. Лотоцкий Г.И. Об интенсивности развития овражной эрозии Саратовского Поволжья // Закономерности проявления эрозийных и русловых процессов в различных природных условиях. М., 1987. С. 77–78.
19. Лотоцкий Г.И. Некоторые особенности развития склоновых процессов Саратовского Правобережья // Вопросы физической географии и геоморфологии Нижнего Поволжья. Саратов, 1975. Вып. 3 (7). С. 63–72.
20. Востряков А.В. Геология Саратовского района и геологические процессы в окрестностях города. Саратов, 1977. 113 с.
21. Зайонц В.Н., Горошков Ю.В., Макаров С.А. и др. Составление карты современных физико-геологических процессов масштаба 1 : 200000. № ГР 21-77-308/10; Инв. № 280. Саратов, 1982. Т. 1. 350 с.
22. Худяков Г.И., Никифоров А.Н. К вопросу о геолого-геоморфологическом строении территории города Са-
УДК 551.782.2 (470.45)

- ратова // Недра Поволжья и Прикаспия. 2001. Вып. 27. С. 20–24.
23. Иванов А.В., Макаров В.З., Чумаченко А.Н. и др. Саратовский научно-образовательный геоэкологический полигон / Под ред. А.В. Иванова, В.З. Макарова, А.Н. Чумаченко. Саратов, 2007. 286 с.
24. Худяков Г.И. К проблеме озеленения г. Саратова (о возможной программе действий) // Тр. НИИГеологии СГУ. Нов. сер., Т. X. 2002. С. 122–125.
25. Баикатов А.Н. Овражно-балочная сеть как элемент ландшафтно-экологического каркаса г. Саратова (методологические принципы и историческая реконструкция) // Географические исследования в Саратовском университете / Под ред. Е.А. Полянской. Саратов, 2002. С. 97–107.
26. Иванов А.В., Короновский А.А., Минюхин И.М., Яшков И.А. Определение фрактальной размерности овражно-балочной сети города Саратова // Изв. вузов. Прикладная нелинейная динамика. 2006. Т. 14, № 2. С. 64–74.
27. Иванов А.В., Яшков И.А. Экологические опасности Саратовского Поволжья: Интерактивный атлас. М., 2007.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ



Т.Ф. Букина¹, З.А. Яночкина¹, Г.А. Московский

Саратовский государственный университет,
кафедра минералогии и петрографии
¹Отделение геологии НИИ ЕН СГУ
E-mail: bukina_tf@land.ru
E-mail: MoskovskyGA@infosgu.ru

Исследование надсолевых отложений Гремячинского месторождения сильвинитов позволило установить сокращенный, по сравнению с другими площадями Прикаспийской впадины, разрез как пермских, так и триасовых отложений. Выявлены фрагментарные части разреза средней и верхней перми, нижнего и среднего триаса, отсутствие отложений верхнего триаса и следы верхней юры. По данным вещественного состава прослежены геологическая история региона, генетические особенности и закономерная смена фаций от континентальных в верхней перми к лагунным в нижнем триасе, бассейновым терригенным образованиям в анизийском ярусе, затем к морским солоноватоводным водорослевым в ладинском веке среднего триаса. В статье приведены данные описания шлифов и иммерсионных препаратов. Толща, залегающая на галогенных отложениях, отделена от вышележащих верхнемеловых отложений перерывом в объеме верхнего триаса, всей юры и нижнего мела.

Ключевые слова: месторождение, сильвиниты, надсолевые, пермские, триасовые отложения.

Features of the Permian and Triassic beds in the supersalt complex from the Gremyachinskoye potassium salt field

T.F. Bukina, Z.A. Yanochkina, G.A. Moskovskij

Study of the supersalt beds from the Gremyachinskoye sylvinitic field has shown the sections of both, the Permian and the Triassic

beds to be curtailed relative to other areas of the Pricaspian Depression. Fragmentary parts of the Middle and of the Upper Permian beds have been revealed alongside with the Lower and the Middle Triassic, missing upper Triassic beds and the traces of the Upper Jurassic deposits. The geologic history of the region, the genetic features and the regular facies succession have been traced from the material composition data: from the continental ones in the Upper Permian to lagoonal in the Lower Triassic, to basin terrigenous bodies in the Anisian and to marine brackish-water algal ones in the Middle Triassic Ladinian age. The data on the rock thin sections and immersion specimen descriptions are presented in the paper. The sequence, superposing the halogenic deposits, is separated from the overlying Upper Cretaceous beds with a gap involving the Upper Triassic, the whole of the Jurassic and the Lower Cretaceous.

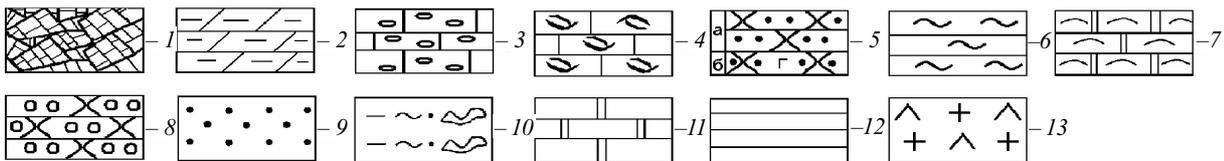
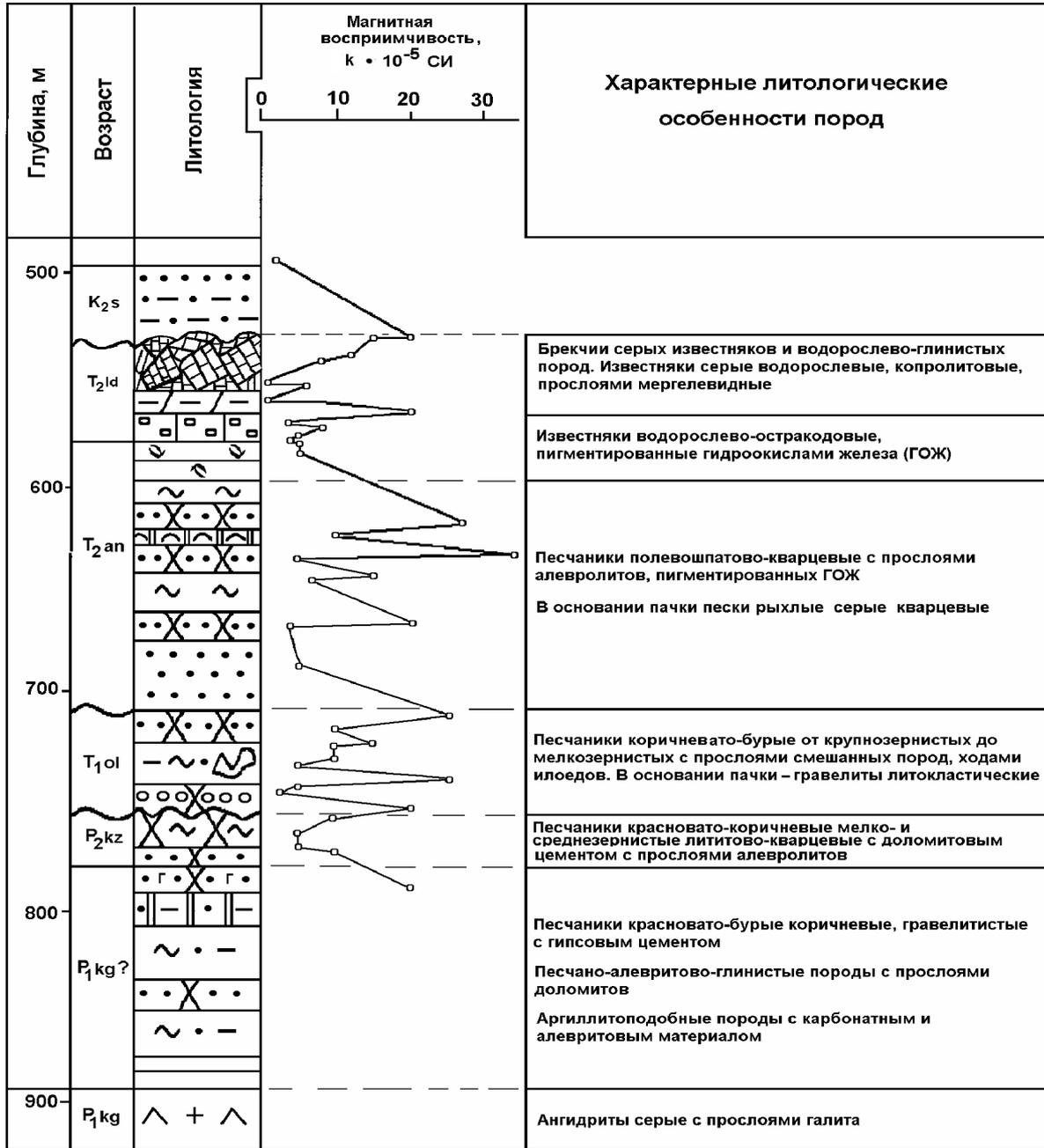
Key words: filed, sylvinitic, supersalt, permian, triassic beds.

Статья написана по материалам, полученным при изучении пермо-триасовых отложений, перекрывающих галогенные отложения месторождения и вскрытых скв. 13. Между калийными солями и рассматриваемым ниже комплексом встречаются слои хемогенных ангидритов с тонкими прослоями галита (рисунок). Надсолевой разрез на месторождении начинается с глубины 884 м, где на ангидритах залегают следующие



отложения. В интервале 884,5–816,2 м выделяется пачка красновато-бурых, красновато-коричневых, коричневых с красноватым оттенком, буровато-красных аргиллитоподобных пород, сложенных глинистым, карбонатным и

алевритовым материалом, пигментированных гидроокислами железа. Пачка имеет типично пермский облик. Пятнистое расположение компонентов в этих породах, скорее всего, связано с деятельностью грунтоедов.



Разрез пермских и триасовых отложений надсолевого комплекса Гремячинского месторождения калийных солей, скв. 13. Магнитная восприимчивость пород приведена по данным В.Н. Фролова: 1 – брекчия известняков; 2–4 – известняки: 2 – мергелевидные; 3 – копролитовые; 4 – остракодовые; 5а – песчаники; 5б – песчаники с гипсовым цементом; 6 – алевролиты; 7 – доломиты с остатками строматолитов; 8 – гравелиты; 9 – пески; 10 – смешанные песчано-алевритоглинистые породы с ходами илоедов; 11 – доломиты; 12 – аргиллиты; 13 – ангидриты с прослоями галита



В основании пачки наблюдается смешанная глинисто-железисто-карбонатная алевритистая буровато-красная плотная крепкая порода с пятнами оглеения округлой формы, размером 1–1,5 мм. С HCl она не реагирует. В ее минеральном составе присутствуют глинистое вещество, гидроокислы железа, доломит, кварц, полевые шпаты, гидрослюда, мусковит, хлорит, серицит. По составу она отличается равномерным распределением компонентов, связанным с хорошей сортировкой материала. Преобладающий размер частиц 0,01–0,005 мм. Тонкодисперсный карбонат (доломит) имеет биогенную природу, связан с остатками сине-зеленых водорослей, а также с переотложенными скелетными элементами кокколитофорид. Часть скоплений водорослей доломитизирована. Относительно низкое содержание кварца и слюд, рассеянных среди карбонатов алевритовой размерности, свидетельствует о незначительном поступлении в зону седиментации терригенного материала из удаленных областей сноса. Полная доломитизация карбонатов обусловлена формированием осадков в осолонённом водоёме. Выше в интервале 844,8–840 м встречен прослой мелкозернистого кварцевого песчаника с глинисто-ангидритовым цементом, образованным в условиях восстановительной среды в прибрежной части осолоненного бассейна в зоне водотока с низким энергетическим уровнем. Но уже на глубине 824,2–822,5 м карбонаты растворены, но участками выявляются в виде реликтов в массе глинистого вещества, что определяет отложение осадков в условиях опреснения вод.

В пачке красноцветных, буро-красноцветных, коричневых песчаных, алевритовых и глинистых отложений самых верхов кургурской части разреза (см. рисунок) на глубине – 798,3 м. залегает доломит мелкозернистый, песчанисто-алевритистый с линзами глинисто-железистого состава. Породообразующий карбонат составляет 80%. Размер кристаллов варьирует от 0,03 до 0,05 мм. Они разделены бурым глинисто-железистым тонкодисперсным веществом, составляющим 15–17%, но локально образующим более концентрированные линзы (50% и более).

Неравномерно рассеяны в породе в разной степени окатанные алевритовые и песчаные частицы, в основном представленные кварцем с волнистым угасанием, обломками кремнистых пород, листочками слюды и хлорита. Редко встречаются таблитчатые зёрна плагиоклаза со слабо-различимыми полисинтетическими двойниками. Количество песчаных и алевритовых частиц повышено в участках скопления глинисто-железистого вещества. Структура породы мелкозернистая, кристаллически-зернистая, пятнами псаммитово-алевритово-пелитовая.

Основываясь на структурных и вещественных особенностях породы можно судить, что осадки формировались как хомогенные и хомогенно-терригенные в условиях лагуны, которая посте-

пенно приобретала черты авандельты, заполняясь терригенным материалом.

Так, на глубине 795,2 м вскрыт песчаник коричневый с красноватым оттенком, неравномерно-зернистый до крупнозернистого, гравелистый, локально алевритистый. Он отличается плохой сортировкой материала, помимо обломков осадочных и метаморфических пород, содержит обломки эффузивов и туфов. Порода сложена хорошо окатанными соприкасающимися обломками размером от 2–3 мм и мельче, погруженными в кристаллически-зернистый цемент гипсового, локально полугидратного состава.

В составе обломков преобладает кварц, часто с мозаичным угасанием. Обломки метаморфических кварцитов и глинисто-кремнистых пород характеризуются различными структурами. В кварцитах наблюдается кварц двух генераций – вмещающий и жильный, в виде прожилков, секущих крупные кристаллы. В обломках кремнистых пород с неравномерной и тонкозернистой структурой изредка угадываются реликтовые кристалло-литокластические и витрокластические элементы туфов. Однако большая часть глинисто-кремнистых пород с ориентированной слоистой текстурой и криптозернистой структурой, по видимому, являются осадочными образованиями. В небольшом количестве встречаются обломки глини, аргиллитов и кварцевых алевролитов. Переотложенные мелкозернистые и тонкозернистые доломиты частично выщелочены с образованием пор. Встречаются обломки с реликтами крупных ромбоэдров доломита замещенных халцедоном. В этом случае от доломитовых кристаллов сохраняются наружные зоны типа «рубашек», окаймляющих новообразованный минерал. Полевые шпаты представлены относительно свежим плагиоклазом с тонкими полисинтетическими двойниками. Среди алевритовых частиц преобладает кварц.

Структура породы крупнопсаммитовая до псефитовой.

Это единственный из интервалов (см. рисунок), в котором песчаный материал сцементирован гипсом. Его крупные (до нескольких сантиметров) кристаллы в цементе базального типа, отражающие свет, хорошо определяются при макроскопическом описании пород и могут служить надежным репером для проведения границы между кургурским и казанским ярусами.

Выше по разрезу (790,8 м) встречены песчаники среднезернистые, литово-кварцевые с доломитовым цементом. Породы коричневатосерые, относительно светлые с серыми пятнами оглеения, с плитчатой отдельностью. С HCl они не реагируют. В их составе определяются кварц, полевые шпаты, обломки кварцитов, кремнистых, глинисто-кремнистых пород, эффузивов, туфов, доломитов содержатся глинистое вещество, хлорит, гидроокислы железа, ангидрит.

Песчаники сложены слабоотсортированными терригенными обломками размером от 0,05



до 0,5 мм с преобладанием среднесаммитовых (0,25–0,3 мм). Содержание кварца в них достигает 40–50%. Часто встречаются таблитчатые, свежие зёрна плагиоклаза с тонкими полисинтетическими двойниками и реже – калиевые полевые шпаты, представленные микропертитом. В сумме до 30% присутствуют обломки различных пород – кварциты мелкокристаллические с гранобластовой структурой, прозрачные с небольшим количеством включений. С трудом различаются обломки осадочных кремнисто-глинистых, кремнистых пород и туфов, возможно, поставившихся из единой толщи на источниках сноса, где количество туфогенного материала не было однородным. Обломки эффузивов, сложенные призматическими кристаллами плагиоклаза, редки. Стекловатый базис в них хлоритизирован, присутствует в небольшом количестве. По составу эти породы отвечают андезитам.

Мелкокристаллический доломит в цементе заполняет поры, образуя агрегаты ромбоэдрических кристаллов размером 0,03–0,05 мм, иногда крупнее или мельче, находящихся в сростках с глинистым веществом, пигментированным гидроокислами железа.

Можно предположить, что часть цементирующего доломита образовалась из обломков в результате их перекристаллизации на стадии раннего диагенеза. Среднезернистая структура терригенного материала свидетельствует об относительно хорошей сортировке частиц, о их транспортировке активными водотоками, об отложении в береговой зоне в пределах авандельты, впадающей в осолоненную лагуну, поскольку все карбонаты осадка доломитизированы. Относительная свежесть материала, свойственная пермским образованиям, сохраняется. Выветривание материала на источниках сноса было малоактивным, протекая в условиях аридного климата [1]. Локализация питающих провинций на протяжении рассматриваемого периода, по-видимому, сохранялась.

На глубине 777,6 м (см. рисунок) песчаники сменяются красновато-коричневыми плотными мелкозернистыми железисто-глинистыми алевритами, которые по внешнему облику напоминают аргиллиты. В их составе наблюдаются явно повышенное содержание пластинчатых минералов – мусковита и хлорита. Как правило, концентрации пластинчатых минералов связаны с конечными водоёмами стока. Следовательно, в конце перми бассейны на данной территории становятся бессточными.

Эти данные подтверждаются результатами иммерсионного анализа. В легкой фракции здесь установлены многочисленные железисто-глинистые агрегаты, сцементированные фрагменты самой породы. В тяжелой фракции преобладают рудные элементы (13,4%), лейкоксен (10,3%) и лимонит (63,6%), отражая окислительный характер мелководной среды седиментации. Та-

кими отложениями завершается крупный тектоно-седиментационный цикл поздней перми.

С глубины 768,5 м начинается сокращенный разрез нижнего триаса. В основании рассматриваемой пачки залегает розовато-коричневато-серый песчанистый литокластический гравелит (см. рисунок) с доломитовым цементом. Среди обломков пород в нём преобладают различные по структуре кремнистые разности (кварциты, кремнистые сланцы, яшмоиды из метаморфических комплексов), обломки пород карбонатных комплексов – доломиты, переотложенные из хемогенных осадочных образований. Судя по характеру окатанности, обломочный материал поставлялся из удалённых областей сноса, возможно, из эродированных образований самого разного возраста, в том числе нижнепермского, верхнепермского, каменноугольного, девонского и, вероятно, ордовикского (яшм с реликтами радиолярий) из юго-западных областей сноса. Перенос материала осуществлялся водотоками с активной гидродинамикой. Доломитовый состав цемента указывает на захоронение осадка в авандельте в условиях осолоненной лагуны.

В интервале 768,5–730 м (см. рисунок) наблюдается переслаивание красновато-коричневых, красновато-бурых, реже серовато-коричневых крупно-, средне- и мелкозернистых известково-кремниевых-кварцевых, доломито-кремнево-кварцевых и лититово-кварцевых песчаников с прослоями смешанных песчано-алевритоглинисто-железистых пород с многочисленными ходами и остатками илоедов, заполненных известковым материалом, а также алевритистых аргиллитоподобных глин.

По-видимому, эта часть разреза принадлежит оленекскому ярусу нижнего триаса при отсутствии индского яруса и связана с отложением в условиях заиленных лагун, заполнявшихся алевритово-железисто-глинистым материалом из разрушавшихся на близлежащих источниках сноса красноцветов верхней перми. Время от времени блуждающие языки авандельты поставляли в заиленную лагуну терригенный песчаный и алевритовый материал, в составе которого преобладали переотложенные фрагменты пород и минералов верхнепермских комплексов.

Возможно, на ход осадконакопления имели влияние гидротермальные растворы, о чем можно судить по обилию в этой части разреза следов деятельности личинок и остатков ядер простейших иглокожих организмов – голотурий – типичных представителей пригидротермальных сообществ современных морей и океанов [2]. Их ископаемые «предки» в большом количестве обитали в оленекском морском бассейне и проявляли особую активность в заиленных западинах дна. Они встречены нами не только в бассейнах Прикаспийской впадины, но также на территории Мангышлака, где явно выражены синседиментационные гидротермальные процессы [3], и на территории Запад-



ной Сибири, где гидротермальная деятельность сопровождала вулканические процессы [4, 5].

Граница нижнего и среднего триаса нами проводится по восемнадцатиметровой пачке светло-серых рыхлых песков аллювиального генезиса (706–724 м) с пониженной магнитной восприимчивостью (см. рисунок). К анизийскому ярусу условно относится пачка смешанных пород, периодически пигментированных гидроокислами железа до глубины – 583 м. Встреченный в основании пачки мелко-, среднезернистый песок имеет существенно кварцевый состав и редкие сцементированные обособления. Иммерсионный анализ образцов из интервала 598,5–706 м показал, что в лёгкой фракции (0,25–0,01 мм) количество кварца варьирует от 7,8 до 85,2%, в среднем составляет 49,8%, калишпатов – от 3,1 до 12,6%, плагиоклазов от 2,2 до 6,7%. Содержание слюд и хлоритов в сумме составляет более 5%. Полевые шпаты имеют следы выветривания.

В тяжёлой фракции доля слюд (0–30%) и хлоритов (0,5–8,4%) весьма значительна, количество биотита составляет 28,9%. Все чешуйки биотита имеют признаки лимонитизации. В связи с этим доля лимонита увеличивается от 3 до 26,4%. На двух уровнях повышены магнитная восприимчивость и содержание магнитного сульфида – пирротина (до 63%), являющегося новообразованным и, возможно, гидротермальным минералом.

Выше рыхлых песков (687,4 м) вскрыты песчаники средне-, мелкозернистые полевошпатово-кварцевые красновато-охристые с грубой плитчатой отдельностью и неопределёнными отпечатками на плоскостях напластования, не реагирующие с HCl. Породы на 85–90% сложены тесно соприкасающимися частицами размером 0,1–0,3 мм. Более чем на 50% материал представлен кварцем, на 20–25% – полевыми шпатами, небольшим количеством обломков пород, в том числе кремнистых и глинистых, а также – метаморфических сланцев, сложенных кварцем, хлоритами и слюдами – биотитом и мусковитом. Поликомпонентный состав является индикатором поступления материала из различных удаленных областей сноса.

Преобладающий в песчаниках кварц наблюдается в виде слабоокатанных и угловатых частиц с нормальным и реже мозаичным угасанием, имеет очень тонкие регенерационные каемки и выступы, участвующие в цементации породы. Источником его служили как осадочные, так и метаморфические комплексы.

Полевые шпаты представлены таблитчатыми зёрнами микроклина с решетчатой структурой, микропертита и пелитизированного плагиоклаза без признаков полисинтетического двойникования. Крайне редко встречаются зерна с полисинтетическими двойниками. Наличие измененных полевых шпатов свойственно среднетриасовым образованиям [1]. Локально увеличивается количество обломков метаморфических сланцев и слюд, хлорита, биотита, замещённых гидро-

окислами железа. В этих участках цементация терригенных частиц осуществляется за счёт продуктов разложения пластинчатых железосодержащих минералов. Все обломки обволакиваются тонкими пленками глинистого вещества, пигментированного гидроокислами железа. В угловатых промежутках между зёрнами наблюдаются кристаллы галита постседиментационного генезиса. В небольшом количестве присутствует новообразованный доломит. В массе тонкодисперсного известково-глинистого вещества, пигментированного гидроокислами железа, явно присутствует переотложенный материал подстилающих красноцветных образований.

Интервал 706–583 м относится, вероятно, к анизийскому ярусу (см. рисунок), отличаясь более грубым пелитово-алевритовым материалом, сменяющимся на глубине 598 м песчаным. Периодически в окраске пород появляются красновато-бурые оттенки, связанные с привнесением переотложенных красноцветов нижнего триаса и верхней перми. Так, на глубине 687,4–598,5 м вскрыты красно-бурые, пятнами коричнево-красноватые породы – песчаники мелко-среднезернистые, преимущественно полевошпатово-кварцевые с прослоями мелкозернистых песчаников, а также глинисто-железистых алевролитов с песчаным материалом. На глубине 637,8 м встречен весьма интересный прослой песчаника с линзами строматолитовых обособлений и глауберовой солью в цементе. Примесь терригенного материала в колониях, которые можно отнести к зачаточным формам строматолитовых построек, ничтожна. Сочетание в породе тонкой биоморфная и крупной кристаллически-зернистая структуры (0,1–0,5 мм и более) позволяет предполагать, что эти биогенно-хемогенные образования могли сформироваться в условиях «себхи» в береговой зоне осолоненной отшнурованной лагуны [6, 7].

Известняки на глубине 598 м на 80% сложены тонкокристаллическим кальцитом, развитым по пелитоморфному. Они содержат терригенный материал размером 0,05–0,1 мм, представленный кристаллами кальцита и доломита с признаками окатанности, сгустками тонкозернистого кальцита, чешуйками слюды. В породе установлена ангидритизация створок остракод. В водорослево-остракодовых известняках 590 м, 588,3 м, 583 м, встречаются прослой, многочисленные створки остракод, длиной 0,1–0,2 мм, выполненные кальцитом и арагонитом. Они имеют оленекский возраст, то-есть переотложены из разреза нижнего триаса. Принадлежность остракод и харофитов к богдинской свите нижнего триаса доказана Д.А. Кухтиновым. Однако, по нашему мнению, субпараллельная ориентировка и большое количество разрозненных экземпляров являются признаком сортировки створок в процессе их переотложения. В анизийском веке основным источником сноса для формирования осадков, скорее всего, служили уже выведенные на поверхность,



но слабо литифицированные, легко размываемые отложения нижнего триаса и отчасти пермские комплексы более удаленных областей.

В интервале 583,0–560,5 м (см. рисунок) породы представлены известняками глинистыми мергелевидными серых и светло-серых оттенков, а также копролитовыми с прослоями остракодовых и органогенных с более разнообразной фауной. Текстуры их не нарушены. Известняки сложены глинисто-карбонатными агрегатами размером 0,05–0,1–0,15 мм, содержащими остатки более мелких сине-зелёных водорослей.

Так, на глубине 564,3 м известняк глинистый водорослево-копролитовый (мергелевидный) зеленовато-серый плотный, крепкий тонкозернистый с редкими кристаллическими выделениями и включениями зёрен кварца, медленно реагирующий с HCl. Он сложен кальцитом, доломитом, глинистым веществом, содержит кварц, пирит, ангидрит, мусковит, серицит, фосфаты. Примерно 80% известняка составляет пелитоморфный биогенный кальцит, сконцентрированный в копролитах различного размера. Преобладают сгустки размером 0,1–0,15 мм округлой и овальной формы, которые, в свою очередь, слагают копролиты более крупных организмов размером от 0,3 до 1 мм. В массе пелитоморфного кальцита, существенно перекристаллизованного и, вероятно, доломитизированного с трудом выявляются реликтовые кокколитообразные наноструктуры с частицами 0,005–0,01 мм и, возможно, остатки сине-зелёных и других водорослей менее 0,002 мм.

Примесь глинистого вещества (около 15%) распределена неравномерно, и в некоторых копролитах её содержание повышено. Основная его часть расположена между соприкасающимися и неплотно прилегающими копролитами в смеси с пелитоморфным кальцитом и алевритовыми частицами, представленными кварцем, серицитом, мусковитом, доломитом. Общее содержание частиц терригенного материала размером 0,01–0,05 мм составляет не более 5%. Существенное значение в породе имеет фрамбоидальный пирит, образующий рассеянные скопления. Размер отдельных фрамбоидов не превышает 0,01 мм. Они располагаются независимо от общей структуры вещества, занимая поля неправильной формы, величиной в несколько миллиметров, отражая распределение органики в исходном осадке. Отмечаются органические остатки неясной принадлежности. Генезис пород биогенный, терригенно-биогенный. Имеются трещинки, заполненные доломитом, кристаллами ангидрита и солей постседиментационного генезиса.

Иммерсионный анализ образцов показал: что в лёгкой фракции преобладают глинисто-карбонатные агрегаты (89,7–98,2%), присутствует кварц (4,5 – 90,2%), полевые шпаты (0,2–1,7%). Аксессуарные минералы тяжёлой фракции представлены чёрными рудными элементами (0,2–16,8%), цирконом (0,7–6,1%), барит-целестином

(1,9–18,9%), гранатом (0,2–2,8%), фосфатизированными костными органическими остатками (9,9–34,4%), агрегатными зёрнами неясного состава с включениями пирита (26,2–76,4%).

В органогенных неравномерно раскристаллизованных известняках хорошо определяется исходная биоморфная структура материала с остатками остракод, двустворчатых моллюсков, а также фауны неясной систематической принадлежности.

Рассматриваемая часть разреза известковых водорослевых осадков с глубины 560–580 м относится нами к ладинскому ярусу среднего триаса, отличается от анизийских пониженным содержанием примеси алевритовых частиц и гидроокислов железа. Тип осадков близок сероцветному среднему триасу, описанному в южной части Прикаспийской впадины В.В. Липатовой [8]. Ограничение притока терригенного материала было связано с пенеппенизацией в данный период окружающей суши, в том числе и горных сооружений. Об этом можно судить по материалам, представленным в монографии А.Д. Наумова [9].

В интервале 539,3 – 560,2 м (см. рисунок) разрез триаса представлен брекчиями известняков, известково-глинистых пород и может быть отнесен к тектонически деформированным среднетриасовым образованиям. Превалируют в разрезе серые и тёмно-серые оттенки пород. Магнитная восприимчивость их снижается до 10^{-6} единиц СИ. Только в верхней части пачки, на границе с перекрывающими меловыми комплексами, характерно присутствие гидроокислов железа, пигментирующего глинистое вещество, располагающееся между крупными угловатыми фрагментами вышеперечисленных пород.

На глубине 549,5 м вскрыта известково-глинистая деформированная (мергелевидная) порода с ангидритом. Серая плотная и крепкая, с плитчатой отдельностью слоистость в ней по отношению к оси зерна наклонена под углом 10° . Бурно реагирует с HCl. Минеральный состав характеризуется присутствием мусковита и серицита, что свидетельствует о затрудненной циркуляции вод в бассейне седиментации. В породе наблюдается неоднородное распределение материала – пелитоморфного биогенного кальцита, рассеянного или сконцентрированного в копролитах различной формы и размеров, явно переработанного различными организмами. В некоторых копролитах обильно тонкочешуйчатое разноориентированное глинистое вещество с преобладанием гидрослюды и серицита, с примесью кварца и алевритовых частиц другого состава. Порода разбита трещинами. Одни из них – более тонкие и прерывистые заполнены глинистым веществом, в других, более «широких» раскристаллизован крупнозернистый кальцит и соли постседиментационного генезиса. Перемещение глинистого вещества было очень интенсивным и происходило в различных направлениях. Структура материала изменяется



от пелитоморфной и алевроитово-пелитовой до кристаллически-зернистой. С точки зрения генезиса это, скорее всего, переотложенный материал карбонатных пород в результате карстовых явлений или периодического влияния грязевого вулканизма.

Брекчии известняков и известково-глинистых мергелевидных пород с обломками кристаллов кальцита на глубине 549 м – это серые плотные, довольно крепкие породы, во влажном состоянии тёмно-серые с округлыми 1,5–2 мм отпечатками флоры или фауны. Они бурно реагируют с HCl. В их минеральном составе определяются кальцит, доломит, глинистое вещество, соли, кварц, полевые шпаты, пирит, ангидрит.

В результате иммерсионных исследований в лёгкой фракции определяется большое количество глинисто-карбонатных агрегатов – 76,6–89,9%, 4,7–12,8% составляет кварц, 1,1–3% – полевые шпаты, 0,4–4,1% – углистые частицы, что свидетельствует о незначительном поступлении терригенного материала в солонатоводный бассейн седиментации, где протекало формирование водорослевых образований.

В породах из верхнего интервала триасовых отложений (539,0–560,2 м) наблюдаются тесно соприкасающиеся и слабоуплотненные фрагменты известняков с различной структурой – от пелитоморфной и копролитовой до кристаллически-зернистой с реликтами неопределимой фауны. Размеры фрагментов достигают 2–5 мм. Имеет место не только переработка остатков золотистых и сине-зелёных водорослей илюадными организмами, но и перемещение материала механическими микродвижениями и микросбросами за счёт разрушения слоев различной генетической природы и совмещения в одной части разреза различных по текстуре и структуре фрагментов. Материал частично доломитизирован и ангидритизирован. Скорее всего, это отложения обвальных фаций или результат влияния карста.

На глубине 539,2 м в составе брекчии, по всей вероятности, преобладают обломки среднетриасовых карбонатных образований ладинского яруса, в основном сероцветных, а также свойственный этому интервалу ржавый пигмент – это неоднократно переотложенные диспергированные гидроокислы железа. К тому же здесь найден фрагмент верхнетриасового кварцевого алевролита. Это позволяет с большой долей условности предполагать, что время преобразования данной части разреза, сложенной карбонатными осадками среднего триаса, вполне может быть связано с самыми верхами поздней юры. Позднеюрские брекчии большой мощности (до 500 м) с переотложенным материалом соляных куполов фиксируются на Царынской площади, в Сарпинском прогибе и в некоторых мульдах на юге Восточно-Европейской платформы [10].

В тяжелой фракции здесь отмечаются высокое количество ильменита (42,5%), циркон (5,7%), гранат (5,3%). Эти компоненты, возможно, могли быть «вмыты» в осадки уже на стадии палеогипер-

генных изменений брекчии во время длительного перерыва в осадконакоплении.

Между меловыми и триасовыми образованиями устанавливается угловое и стратиграфическое несогласие. Мощность пермо-триасовых пород надсолевого комплекса составляет всего 350 м, отражая низкий темп седиментации в триасовый период на рассматриваемой площади или наличие большого количества плохо определяемых перерывов в осадконакоплении.

Отсутствие в разрезе терригенных глинистых, алевроито-глинистых углсодержащих осадков заболачиваемых озер и песчаных осадков русел малых равнинных рек, свойственных верхнему триасу юго-востока Восточно-Европейской платформы [1], позволяет предполагать, что эти отложения могли формироваться, но вместе с юрскими были размыты в предпозднемеловое время. На сохранившихся от денудации карбонатных отложениях солонатоводного бассейна, распространявшегося на этой территории в среднетриасовое время [11, 12], залегают типично морские отложения верхнего мела и палеогена.

Таким образом исследование особенностей надсолевых отложений Гремячинского месторождения калийных солей позволило установить присутствие в разрезе терригенных и хемогенно-терригенных отложений кунгурского яруса нижней перми, маломощные терригенные красноцветные отложения казанского яруса средней перми, отсутствие верхнепермских в современном понимании отложений, индского яруса нижнего триаса. Граница перми с нижним триасом выражена прослоем базального гравелита, сменяющегося алевроитисто-глинисто-железистыми отложениями заиленных лагун с обильными следами деятельности и остатками типично морских илюедов. Верхняя часть оленекских отложений явно размыта. На границе с анизием залегают пачка рыхлого серого речного песка. Другая часть этого яруса представлена красноцветными алевролитами, песчаниками, остракодовыми известняками с органическими остатками переотложенными из нижнего триаса. Ладинские отложения представлены сероцветными водорослевыми известковыми породами и известняками. Породы верхней части ладинского яруса интенсивно брекчированы. Отложения верхнего триаса отсутствуют. Стратиграфический перерыв отвечает верхнему триасу, всей юре и нижнему мелу.

Библиографический список

1. Яночкина З.А., Гуцаки В.А., Иванов А.В. и др. Литолого-фациальные особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. Саратов, 2000. 114 с. (Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. сер. Т. V).
2. Галкин С.В. Донная фауна гидротермали бассейна Манус // Океанология. 1990. Т. 30, вып. 5. С. 842–848.



3. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Об остатках шиповатых микроорганизмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Мангышлака и Устюрта // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М., 1984.
4. Букина Т.Ф. О находках голотуриеподобных организмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск, 2001. С. 172–175.
5. Букина Т.Ф., Яночкина З.А. Биогенная минерализация организмов пригидротермальных сообществ триаса Мангышлака, Прикаспия, Западной Сибири // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия: Материалы IV междунар. семинара. Сыктывкар. 22–25 мая 2007 г. Сыктывкар, 2007. С. 86–87.
6. Московский Г.А., Свидзинский С.А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология. 1989. № 5. С. 49–54.

УДК.551.763.3:563 (470.44)

СТРАТИГРАФИЯ САНТОН-КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ НА ПРИМЕРЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА У С. МЕЗИНО-ЛАПШИНОВКА И ПРОБЛЕМА ВНУТРИСАНТОНСКОЙ ГРАНИЦЫ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

В.М. Харитонов,¹ Е.М. Первушов¹, В.А. Фомин¹

Саратовский государственный университет,
отделение геологии НИИ ЕН
E-mail: niig@sgu.ssu.runnet.ru

¹кафедра исторической геологии и палеонтологии
E-mail: pervushovem@mail.ru

Представлены результаты интерпретации биостратиграфического расчленения сантонских – кампанских отложений правобережья Саратовской области на примере проведенного ранее детального и комплексного изучения разреза в районе села Мезино-Лапшиновка. Изложены представления о достоверности вариантов детального, на уровне подъярусов, подразделения сантонского яруса применительно к территории правобережного Поволжья.

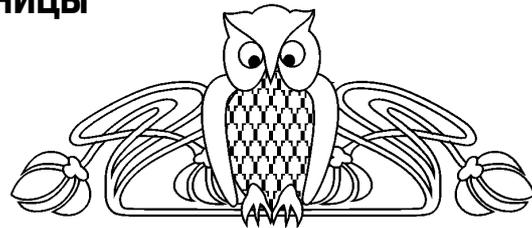
Ключевые слова: сантон-кампан, Саратовское Поволжье, разрез, стратиграфия, граница.

Stratigraphy of Santonian-Campanian Deposits of South-Eastern Russian Platform on the Example of Section Separation Near the Village Mezino-Lapshinovka and the Problem of Intrasantonian Boundary in the Saratov Volga Region

V.M. Kharitonov, E.M. Pervushov, V.A. Fomin

The results of interpretation of biostratigraphic separation of santonian-campanian deposits of the Saratov right-bank Volga region, on the example of earlier conducted detailed and complex investigation of separation near the village Mezino-Lapshinovka have been pre-

7. Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., 1986. С. 204–219.
8. Липатова В.В. О германском типе триаса в Прикаспийской впадине // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 1. С. 17–32.
9. Наумов А.Д. Пенеплены. Их геологическое значение как особой генетической категории материков. Саратов, 1981. С. 404.
10. Бабич Д.А., Самойлович В.Л., Хабарова Т.Н. О необычном характере пограничных слоев мела и юры в низовьях Волги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 6. С. 1401–1403.
11. Липатова В.В. Триас юго-востока Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Л., 1974. 36 с.
12. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности / Под. ред. В.В. Липатовой. М., 1982. 152 с. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 236).



sented. The ideas of reliability of variants of the detailed (on the level of substages) subdivision of santonian substage in reference to the territory of the Volga right-bank have been given.

Key words: santonian-campanian, Saratov Volga River Basin, cross-section, stratigraphy, boundary.

Территория европейской части России очень богата запасами углеводородного, рудного и нерудного минерального сырья. Нерудное минеральное сырье представлено пясчими мелями, известняками, мергелями, песками, кремнистыми породами, фосфоритами и др., широко используемыми в различных отраслях народного хозяйства. Сейчас существует настоятельная потребность в поисках, разведке и доразведке месторождений нерудного минерального сырья с целью подсчета и увеличения их запасов. Все это связано с проведением геологосъемочных работ и расчленением опорных разрезов, в том числе и верхнемеловых отложений. В этом отношении очень интересным является разрез, расположенный в правобережной части Саратовской области у с. Мезино-Лапшиновка (рисунк).

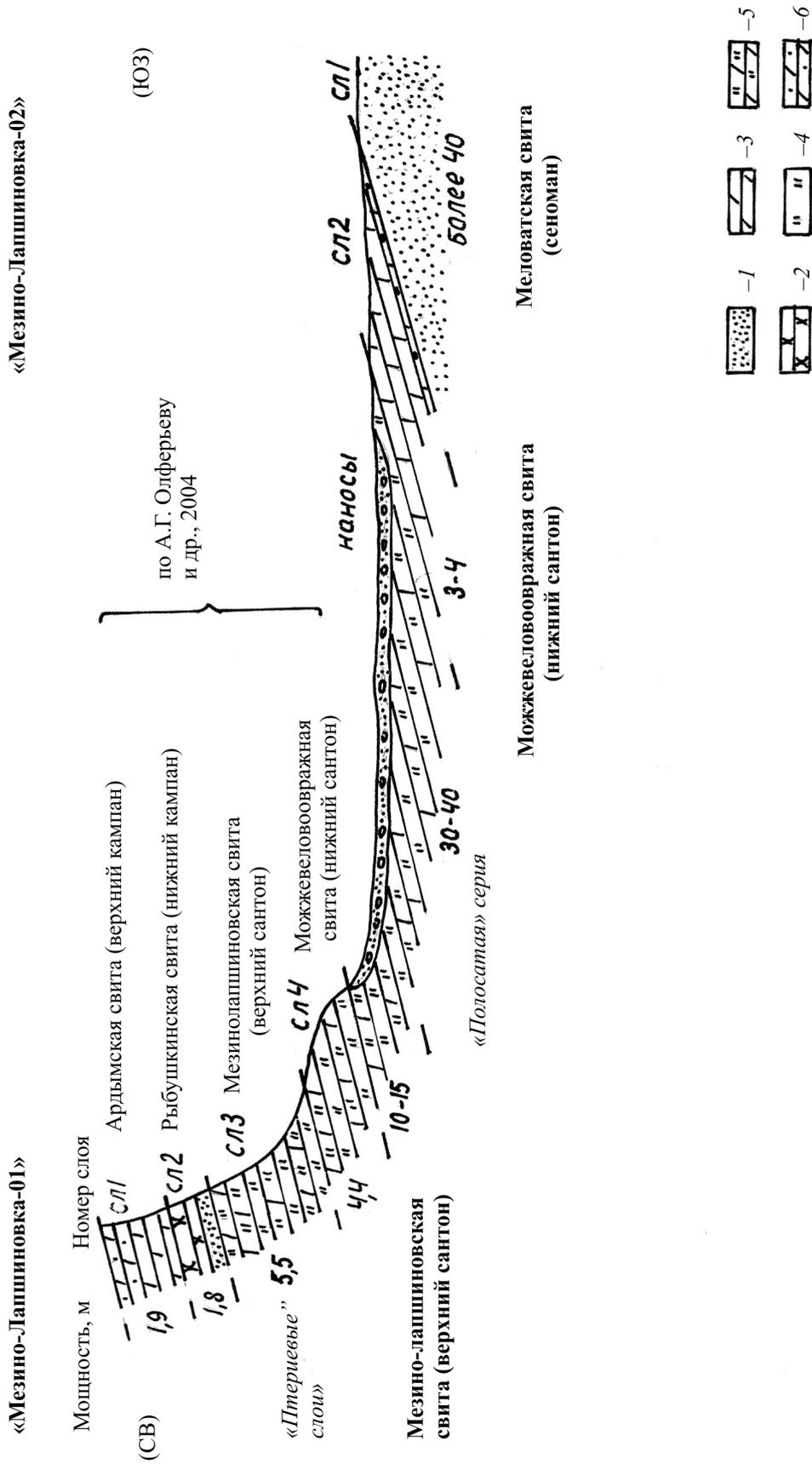


Схема геологического строения верхнемеловых отложений у с. Мезино-Лапшиновка (Саратовское Правобережье): 1 – пески; 2 – песчаники; 3 – мергели; 4 – силлициты; 5 – мергели кремнистые, 6 – мергели песчанистые



отечественной биостратиграфии, на данный момент показывает состоятельность ранее разработанных методов стратификации разрезов осадочных образований.

Вполне вероятно, что при установлении возраста пород слоя 4 предпочтение было отдано результатам изучения комплекса фораминифер. Но ознакомление с ассоциациями фораминифер [2, 3] показывает, что значительное большинство руководящих видов являются характерными для нескольких ярусов и подъярусов. Например, *Neoflabellina suturalis* (Cusm.) – нижний и верхний сантон, *Stensioina exculpta* (Reuss.) – сантон и выше, *Gavilinella stelligera* (Marie) – сантон и выше, *Cibicides eriksdalensis* (Brotz.) – коньяк и сантон, *Stensioina pommerana* (Brotz.) – верхний сантон и выше и т.д. Кроме того, в статье [1] при обосновании раннесантонского возраста слоев 1–6 (в данной работе – слой 4) имеется очень интересное замечание, что зона *Gavilinella infrasantonica* охватывает в Западной Европе пограничные слои среднего и верхнего сантона или верхний сантон. Это подтверждает наше предположение, что слой 4 является частью верхнесантонских образований, «птериевых» слоев. Все вышесказанное относится и к данным, полученным при изучении радиолярий и наннопланктона.

По-видимому, граница между породами верхнего и нижнего подъярусов сантона, а также между образованиями Можжевелоовражной и Мезиолапшиновской свит авторами статьи [1] проводилась по литологическому признаку – по какому-либо реперному пропластку песка. Однако такие пласты в ритмичном чередовании кремнистых пород и песков встречаются довольно часто и обоснование привязки стратиграфических границ в данном случае лишь по одному из них трудно признать абсолютно верным.

В разрезе «Мезино-Лапшиновка–02» выделены следующие образования (описание приводится сверху вниз):

Слой 1 (Можжевелоовражная свита, нижний сантон, зона *Sphenoceras cardisoides*) представлен чередованием светло-серых, глинистых, иногда песчанистых и кремнистых мергелей с очень тонкими прослоями глин, и мелкими включениями фосфоритов с *S. cardisoides* Goldf. Мощность слоя около 3–4 м.

Сверху мергели перекрываются темно-серыми, кремнистыми глинами и опоками «полосатой серии», которая нами относится к Мезиолапшиновской свите верхнего сантона. Мергели Можжевелоовражной свиты с большим перерывом и с угловым несогласием залегают на сеноманских отложениях (меловатская свита).

Слой 2 (Меловатская свита) сложен разнозернистыми серо-желтыми песками, алевритистыми, в верхней части сильно ожелезненными, красного и оранжевого цвета. В кровле отмечены редкие находки выветрелых остатков зубов акул. Мощность песков более 40 м.

Особый интерес, несомненно, в разрезах у с. Мезино-Лапшиновка представляет собой интервал разреза тех отложений, которые расположены между слоем 4 (верхний сантон) в разрезе «Мезино-Лапшиновка–01» и слоем 1 (нижний сантон) в разрезе «Мезино-Лапшиновка–02». Он складывается кремнистыми и трепельными мергелями, опоками, кремнистыми глинами мощностью приблизительно 40–50 м. Такие параметры мощности отложений получаются при пересчете значений видимых мощностей этого интервала как на местности, так и по геологической карте масштаба 1 : 200 000. В сводном геологическом разрезе, приведенном к этой карте, указывается, что мощность сантона изменяется от 18 до 62 м, что не противоречит нашим подсчетам.

Мезиолапшиновская свита, если ее понимать как совокупность кремнистых пород, расположенных между зеленоватым песчаником нижнего кампана (рыбушкинской свиты) и светло-серыми мергелями нижнего сантона (можжевелоовражной свиты), имеет довольно значительную мощность. По материалам изучения разрезов, расположенных на территории Саратовской области (сел Пудовкино, Багаевка, Лысая гора, Вишневое, Нижняя Банновка), она изменяется от 20 до 40 м. Анализ мощностей кремнистых образований, выделенных из них фаунистических комплексов и известных опубликованных данных, позволяет предполагать, что в разрезе «Мезино-Лапшиновка–01» прослеживается не полный вещественный объем Мезиолапшиновской свиты, а только верхняя часть этих образований, которая может рассматриваться как верхи «птериевых» слоев. Нижние интервалы образований свиты мощностью 10–15 м скрыты наносами. Предполагается, что здесь распространены остатки тех же фосфоритов, что известны из слоев 3 и 4, а также остатки иноцерамусов *S. lobatus* (Münst.) (Goldf.) и *S. lingua* (Goldf.), находки которых сделаны в породах «птериевых» слоев в разрезах Саратова (Лысая гора), с. Пудовкино и Мордовии.

Ниже «птериевых» слоев располагается «полосатая» серия, представленная чередованием светлых и темно-серых кремнистых пород с очень редкими остатками ростров белемнитов: *Actinocamax verus fragilis* Arkh., *A. propinqua* Mob., *Belemnitella praecursor* Stoll. Мощность отложений свиты изменяется от 30 до 40 м.

«Птериевые» слои и «полосатая» серия являются исторически традиционными единицами местной, литостратиграфической шкалы верхнемеловых отложений в пределах Русской плиты. История их выделения, эволюция взглядов на их стратиграфические объемы и геохронологическое положение заслуживают особого внимания. Ведь речь идет о решении очень важного стратиграфического вопроса о проведении внутрисантонской границы, одной из самых сложных в проблематике верхнемеловой стратиграфии. Вопрос о возрасте сантонских отложений, включающих губковый го-



ризонт, мергели зоны *S. cardisoides*, «полосатую» серию кремнистых и трепельных мергелей, силицитов (опок) и кремнистых глин, «птериевые» слои, аналогичные по литологическому составу вышеуказанной серии, рассматривался ранее биостратиграфами различно.

Выдающийся исследователь верхнего мела Восточно-Европейской платформы А.Д. Архангельский [4] верхнеконьякскую зону *Volviceramus involutus* справедливо относил к эмшере, а зоны *Sphenoceramus pachti* и *Pteria tenuicostata* к нижнему сенону. Зона *S. pachti* была им отнесена к нижнему сантону, а зона *Pteria tenuicostata* – к верхнему. В 1912 году А.Д. Архангельским [4] выделялись «кардиссоидные» слои и «полосатая» серия, залегающие на «губковом» горизонте. Но им было высказано предположение о том, что зона *Pteria* (*Oxytoma*) *tenuicostata* может соответствовать «квадратовым» слоям – зона *Goniot euthis quadrata* нижнего кампана Германии.

Е.В. Милановский [5] и А.Е. Глазунова [6] то отождествляли «полосатую» серию с «губковым» горизонтом и мергелями «кардиссоидной» зоны, то их разделяли, в последнем случае «полосатая» серия занимала верхнюю часть нижнего сантона. В «полосатой» серии остатков палеоофауны, кроме редких белемнитов, не отмечалось. Образование «птериевых» слоев указанные авторы рассматривали в составе верхнего сантона.

Д.П. Найдин [7], долгое время и весьма плодотворно изучающий стратиграфию верхнемеловых отложений Русской плиты, «губковый» горизонт и мергели зоны *S. cardisoides* четко отделяет от «полосатой» серии и, на наш взгляд, совершенно правильно отождествляет их с нижним сантоном. «Полосатая» серия опок, кремнистых мергелей и глин так же совершенно обоснованно оказывается в составе верхнесантонского подъяруса, а «птериевые» слои считаются нижнекампанскими. В более поздней работе Д.П. Найдин [8] указывает, что «птериевые» слои надежно отделяются от «полосатой» серии по литологическим признакам. Тем не менее следует указать, что провести такое разделение в толще однообразного чередования кремнистых пород далеко не всегда просто.

Впервые Можжевелоовражная и Мезинолапшиновская свиты как единицы местной стратиграфической шкалы были установлены саратовскими геологами геологического факультета СГУ и НИИ геологии СГУ. Взгляды на стратиграфический объем, особенности литологического строения и последовательность выделения свит постоянно претерпевали естественную в таких случаях эволюцию. Е.М. Первушов, А.В. Иванов, Е.В. Попов [9]. Можжевелоовражную свиту не выделяли, а Мезинолапшиновская свита была представлена двумя подсвитами. Нижняя подсвита слагалась карбонатно-мергельно-терригенными породами и охватывала «губковый» горизонт, мергели и глины с *Sph. cardisoides* нижнего сантона, фаунистически

хорошо охарактеризованные. Верхняя подсвита состояла преимущественно из комплекса кремнистых пород, где остатки беспозвоночных и фораминифер очень редки. Нет никакого сомнения, что в состав верхней подсвиты включались и «полосатая» серия, и «птериевые» слои.

А.В. Иванов, Е.М. Первушов в работе [10] описывают Можжевелоовражную свиту, на основании изучения разреза у с. Пудовкино в ее вещественном составе выделяется «губковый» горизонт и светлые мергеля «кардиссоидной» зоны нижнего сантона. Все кремнистые слои уже относятся к Мезинолапшиновской свите верхнего сантона, которая включает в себе как «полосатую» серию, так и «птериевые» слои. Такое расчленение кажется нам наиболее обоснованным, потому что оно в наибольшей степени соответствует принципам выделения единиц местной литостратиграфической шкалы.

П.Н. Якушин, А.В. Иванов [11] приводят несколько иное возрастное и литостратиграфическое обоснование Можжевелоовражной и Мезинолапшиновской свит. Это обоснование, несомненно, основывается на данных, приведенных в стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, составленной под общим руководством и редакцией А.Г. Олферьева, принятой в качестве официальной на Межведомственном региональном совещании и утвержденной МСК России в 2001 г.

Мы приводим полностью определения Можжевелоовражной и Мезинолапшиновской свит, опубликованные в работе [11]. Можжевелоовражная свита представляет собой чередование мелоподобных и кремнеземистых мергелей с «губковым» горизонтом в основании. Верхняя граница проводится неоднозначно. Мезинолапшиновская свита выражена чередованием кремнеземистых и мелоподобных мергелей, сланцеватых глин и силицитов. Нижняя граница с подстилающими отложениями Мезинолапшиновской свиты проводится не всегда уверенно, чаще по данным микрофаунистического анализа или по наличию базального горизонта, или по резкой смене литологического состава пород. Верхняя граница всегда отчетливо выражена благодаря губково-моллюсковому горизонту с обилием фосфоритов, который подстилает вышележащие отложения пудовкинской свиты.

Здесь представляет интерес положение о том, что при проведении границы между этими свитами ее положение обосновывается микрофаунистически, т.е. основываясь на результатах изучения распределения представителей микрофауны. Однако применение данных микропалеонтологии при проведении границ между свитами входит в некоторое противоречие с самим понятием «свита». Под «свитой» обычно понимается одна из единиц местной литостратиграфической шкалы, характеризующаяся определенными параметрами, свойствами и качествами, т.е. призна-



ками, позволяющими отличать это геологическое тело, свиту, от сопряженных геологических тел, единиц местной литостратиграфической шкалы. Это геологическое тело, свита, должно быть хорошо распознаваемо на местности, однородно по литологическому составу и иметь литологически четко выраженные границы, быть выдержанным и распространенным, достоверно представленным в регионе. Только в таком случае возможно осуществление картирования свит и их границ. Изначальное установление границ между свитами по распределению остатков микрофауны при выделении свит в полевых условиях весьма усложняет проведение геологической съемки.

Проведение границы между свитами по базальному горизонту или резкой смене литологического состава порой также весьма затруднительно, потому что в условиях непрерывного осадконакопления, ритмичного чередования кремнисто-карбонатно-терригенных пород, определить наличие значимого для целей стратификации интервала разреза, базального горизонта или резкую смену состава пород практически невозможно.

А.Г. Олферьев с соавторами [1] в разрезе у с. Мезино-Лапшиновка верхнюю часть «птериевых» слоев относит к Мезинолапшиновской свите верхнего сантона, а нижнюю часть слоев с *Oxytoma tenuicostata* к Можжевеловоовражной свите нижнего сантона. Из рисунка видно, что в состав этой свиты включаются также кремнистые и трепельные мергели, опоки и глины «полосатой» серии, мергели зоны *S. cardissoides* и «губковый» горизонт. Несомненно, что такое проведение внутрисантонской границы, а также границы между свитами основывалось на распределении в разрезе комплекса фораминифер и на весьма ненадежных литологических признаках.

Возможно, основой представленного варианта интерпретации построения разреза «Мезино-Лапшиновка-01» является очень детальное расчленение маломощных слоев на прослойки и пласты. При таком расчленении и наличии большого количества макро- и микрофаунистического материала резко увеличивается влияние субъективного фактора при оценке значимости фаунистических комплексов для установления возраста вмещающих отложений, т.е. при интерпретации данных. При этом часто происходит некоторая концентрация внимания исследователей на обнаружение ложных, несуществующих закономерностей. Появление их обуславливается такими обстоятельствами, как, например, присутствие или отсутствие остатков фауны в слое, нахождение или ненахождение ее, количественные характеристики, т.е. объемы выборки, правильное или неправильное определение фауны и каким автором и т.д. Для разрешения традиционно широкого круга подобных вопросов необходимо применение математической статистики и привлечение большого круга палеонтологов, специалистов по конкретной группе организмов.

Традиционным способом возможного преодоления неточностей при расчленении отложений является сопоставление известных особенностей распределения остатков палеофауны в исследуемом разрезе с выявленными биостратиграфическими закономерностями по сопряженным геологическим объектам с аналогичными интервалами отложений. В последующем осуществляется сопоставление изученных интервалов отложений сопредельных регионов и далее с разрезами, известными и изученными в отдаленных регионах, в частности, со стратотипическими или парастратотипическими разрезами Германии, Франции и США.

Полезным для расчленения сантонских отложений Поволжья является сопоставление выявленного здесь распределения фауны с известными особенностями распространения беспозвоночных в синхронных образованиях Дагестана. Для этого мы используем опорный разрез у сел Аймаки и Охли. Данные по распределению верхнемеловой фауны в разрезе нами взяты из работ [3, 12–14]. Здесь карбонатные сантонские отложения согласно залегают на верхнем коньяке. Граница проводится по массовой смене инволютных иноцерамов рода *Volviceramus* иноцерамидными двустворчатыми моллюсками родов *Cladoceramus*, *Cordiceramus* и *Sphenoceramus*. Некоторые редкие, единичные, представители этих родов могут встречаться и в отложениях верхнего коньяка.

В разрезе у сел Аймаки и Охли мощность карбонатных образований составляет 110–120 м. Нижние 10–20 м представлены чередованием зеленых, мелко-, среднеслоистых глинистых известняков и мергелей, содержащих обильные остатки беспозвоночных, датирующих возраст вмещающих пород как нижнесантонский. Часто встречаются аммониты родов *Stantonoceras*, *Nowakites*, морские ежи родов *Micraster*, *Cardiaster*, *Offaster*, *Echinocorys*, *Conulus* и др. Здесь выделяются две иноцерамовые зоны: *Cladoceramus undulatoPLICATUS michaeli* и *Cordiceramus cordiformis*. Мощность отложений каждой из зон по 5–10 м. В составе этих биозон встречаются одни и те же иноцерамы: *Cladoceramus undulatoPLICATUS michaeli* Heinz, *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.), *S. pachti* (Arkh.), *S. lesiginensis* (Dobr. et Pavl.), *Cordiceramus cordiformis* (Sow.), *C. boehmi* (Müll.), *Magadiceramus subquadratus* (Schlüt.), *Platyceramus cycloides* (Wegn.). В верхней биоzone увеличивается количество кордидерамов.

Выше по разрезу, в плотных, толстослоистых белых и розовых известняках мощностью около 70–80 м, количество фауны резко сокращается. Это так называемые немые слои [12, 13, 15] верхнего сантона. Здесь очень редко встречаются крупные плоские иноцерамусы, определенные В.П. Ренгартеном [16] как *Platyceramus mantelli* (de Mercey) Barrois. В литературе [15, 16] имеются упоминания об очень редких находках здесь *Sphenoceramus patootensis* (Lor.), *S. steenstrupi* (Lor.),



Cataceramus daghestanensis (Dobr. et Pavl.), а также морских лилий *Uintacrinus* и *Marsupites*.

Выше, в таких же известняках количество фауны резко увеличивается, и она, также верхнесантонская, становится весьма разнообразной. Это иноцерамы *Cataceramus daghestanensis* (Dobr. et Pavl.), *C. balticus* (Boehm), *Cordiceramus aff. boehmi* (Müll.), *C. besairiei* (Heinz), *C. haenleini* (Müll.), *Cremnoceramus brancoi* (Wegn.), *Platyceramus cycloides* (Wegn.), *Sphenoceramus patootensis* (Lor.), *S. lobatus* (Münst.) Goldf., *S. steenstrupi* (Lor.), аммониты *Gaudryceras varagurense* Kossm., морские ежи родов *Offaster*, *Paronaster*, *Ornithaster*, *Micraster*, *Isomicraster*, морские лилии родов *Uintacrinus*, *Marsupites*, *Bourgueticrinus*, *Austinocrinus*.

Отложения верхнего сантона согласно перекрываются толстослоистыми известняками нижнего кампана, представленными четырьмя последовательно залегающими друг на друге иноцерамовыми зонами: *Cataceramus dariensis*, *Cordiceramus azerbaijanensis*, *C. mülleri* – *Cataceramus agdjakendensis*, *Platyceramus madjalensis* [12–14]. Здесь присутствует очень богатая иноцерамовая фауна, встречаются аммониты *Eupachydiscus*, *Hauericeras*, *Pseudoschloenbachia*, *Baculites*, морские ежи *Conulus*, *Echinocorys*, *Offaster*, *Galeola*, *Paronaster*, *Seunaster*, *Pseudoffaster*, *Ornithaster*, *Isomicraster*, морские лилии *Bourgueticrinus*.

Из вышеизложенного видно, что биостратиграфическое расчленение сантонских отложений Дагестана трудностей не доставляет. Этот вариант биостратиграфического расчленения сантонских и сантонских – кампанских отложений вполне можно сопоставить с таковым в Поволжье. Две зоны нижнего сантона Дагестана – *Cladoceramus undulatoaplicatus michaeli* и *Cordiceramus cordiformis* – вполне сопоставимы с отложениями зоны *S. cardissoides* Поволжья. Палеонтологическая характеристика зоны *S. cardissoides* содержит те же виды иноцерамов, что и одновозрастные отложения Дагестана, включая и *Cladoceramus undulatoaplicatus michaeli* (Heinz), *Cordiceramus cordiformis* (Sow.), *C. boehmi* Heinz. Последние впервые найдены совсем недавно в разрезах сёл Озерки–2 и Пудовкино. Особенностью палеонтологической характеристики зоны *S. cardissoides* является отсутствие аммонитов и некоторых морских ежей и заметное распространение кремниевых губок, актинокамаксов и белемнителл, что рассматривается как проявление существовавшей климатической зональности.

Нижнесантонские отложения в Поволжье либо согласно залегают на мергелях верхнего коньяка (зона *Volviceras involutus*) в южной части Саратовского правобережья (разрез у с. Нижняя Банновка), либо со значительным эрозионным срезом перекрывают терригенные породы сеномана (Саратовские дислокации, Ртищевско-Баландинский вал). В серии разрезов Вольского

района сантонские отложения отсутствуют. По периферии Саратовских дислокаций в ряде изученных разрезов (села Багаевка, Вишневое, Озерки, Пудовкино) между песками сеномана и мергелями зоны *Sphenoceramus cardissoides* прослеживается слой мелоподобных пород туронского – коньякского возраста.

Продолжая сопоставление сантонских отложений Дагестана и Поволжья, можно проследить, что количество фауны в немых слоях в Дагестане и «полосатой» серии Поволжья резко сокращается. В «полосатой» серии пока найдены *Actinocamax* и *Belemnitella*, а в немых слоях – иноцерамусы и морские ежи верхнего сантона. Геологическое и стратиграфическое положение сопоставляемых слоев говорит об их относительной синхронности. Вполне возможно, что в «полосатой» серии будут найдены *S. patootensis* (Lor.) и другие иноцерамусы, известные из синхронных образований Дагестана. Комплекс микрофауны фораминифер «полосатой» серии Поволжья, немых слоев Дагестана [17], Крыма [2], Копетдага [18] и Западной Европы (Германия, Англия) [19] один и тот же, и встречается он совместно с позднесантонскими морскими лилиями *Uintacrinus* и *Marsupites*. Можно предположить, что немые слои верхнего сантона Дагестана являются южным аналогом «полосатой» серии Поволжья.

Сопоставление отложений верхней части верхнего сантона Дагестана с кремнистыми образованиями «птериевых» слоев с большой степенью уверенности указывает на их синхронность. В отложениях присутствуют *Sphenoceramus patootensis* (Lor.), *S. lobatus* (Münst.) Goldf., *Platyceramus cycloides* (Wegn.) и сходный комплекс микрофауны. В Крыму и в Копетдаге в этом интервале отмечено наличие *Actinocamax verus fragilis* Mill. и *Belemnitella praecursor* Stoll. Эти белемниты в Западной Европе [20] встречаются совместно с *Oxytoma tenuicostata* (Röm.), *Liostraea wegmaniana* (d'Orb.), *Gryphaeostrea lateralis* Nilss., *Acutostrea acutirostris* (Nilss.), *Monticulina hippopodia* (Nilss.), *Paractinocamax grossuvrei depressus* (Andreae), *Sphenoceramus patootensis* (Lor.), *S. steenstrupi* (Lor.), *S. pinniformis* (Willet), *S. tuberculatus* (Woods), *S. lobatus* (Münst.) Goldf., *Platyceramus cycloides* (Wegn.), *Cordiceramus besairiei* (Heinz), *C. haenleini* (Müll.), морскими ежами и лилиями *Micraster*, *Isomicraster*, *Offaster*, *Paronaster*, *Ornithaster*, *Uintacrinus*, *Marsupites*, *Austinocrinus*. Из этого списка познесантонской фауны можно сделать вывод об идентичности возраста «птериевых» слоев Поволжья и верхней части верхнего сантона Дагестана, которые являются южным аналогом слоев с *Pteria* (*Oxytoma*). Верхнесантонские карбонатные немые слои и верхи с богатым комплексом фауны Дагестана составляют зону *Cataceramus daghestanensis*. В Поволжье кремнистые образования относятся к Мезинолапшинской свите и к верхнесантонской зоне *Sphenoceramus patootensis* – *S. pinniformis*.



Перекрывающие их зеленоватые песчаники рыбашинской свиты (зона *V. mammilatus*, нижний кампан) местами (разрезы «Лысая гора», «Рыбушка») содержат, наряду с белемнитами и устрицами, руководящие иноцерамы *Cordiceramus azerbaijanensis* (M. Aliev), *Cataceramus dariensis* (Dobr. et Pavl.), *C. balticus* (Boehm). Предполагаем, что эти слои, содержащие остатки иноцерамусов, являются аналогами карбонатных слоев нижнего кампана Дагестана.

Очень важным вопросом стратиграфии сантона является выделение в его структуре среднего подъяруса. В Западной Европе это стратиграфическое подразделение, средний сантон, понимается в объеме верхней зоны нижнего сантона – *Cordiceramus cordiformis*. Превращение этой зоны в самостоятельный подъярус сантона вряд ли правомочно, ибо во многом фаунистическая характеристика среднего подъяруса, на данный момент, аналогична таковой нижнего подъяруса. В большинстве регионов две нижесантонские зоны полностью сливаются в одну, что характерно для большинства регионов мира, в том числе и в Поволжье. Поэтому средний сантон является искусственным образованием, выделение которого в большинстве регионов мира весьма затруднительно. При этом заметные изменения в составе фаун глобального и регионального значения происходили на уровне раннего и позднего сантона, при двучленном расчленении этого яруса (века). В Дагестане такие изменения наблюдаются между зонами *Cordiceramus cordiformis* нижнего сантона и *Cataceramus dagestanensis* верхнего сантона. В Поволжье граница проходит между зонами *Sphenoceras cardisoides* и *S. patootensis* – *S. pinniformis*, на этом рубеже во многих регионах отмечается смена комплексов практически всех групп морских фаун [16, 21], включая и аммониты. Предполагается, что заметные изменения фаунистического состава на рубеже раннего и позднего сантона коррелируются с резким изменением теплового режима океанических вод.

Таким образом, в Поволжье светлые мергели нижнего сантона, «губковый» горизонт и зона *S. cardisoides* нами относятся к Можжевело-воображной свите. Кремнистые образования, «полосатая» серия и «птериевые» слои верхне-сантонской зоны *S. patootensis* – *S. pinniformis* отнесены к Мезинолапшиновской свите. Разрез у с. Мезино-Лапшиновка является очень интересным, но его трудно рассматривать как опорный. Скорее, это один из опорных разрезов границы сантона – кампана – региональный лимитотип. В пределах изученных разрезов отсутствуют туронские и коньякские отложения, кампан и сеноман представлены лишь редуцированными интервалами. Изучение этого разреза и особенностей распределения фауны в рассматриваемом интервале и в Поволжье чрезвычайно полезно по многим аспектам исследований и заслуживает продолжения в дальнейшем.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 06-05-64878).

Библиографический список

1. Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез верхнего мела у села Мезино-Лапшиновка и проблема границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 69–102.
2. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М., 1959. 479 с.
3. Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М., 1974. 640 с.
4. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб., 1912. Т. 25. 631 с.
5. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л., 1940. 276 с.
6. Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья // Верхний мел. М., 1972. 204 с.
7. Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П. и др. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. М., 1962. Вып. 5. 195 с.
8. Найдин Д.П. О границе между сантонским и кампанским ярусами на платформе // Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. Свердловск, 1979. С. 7–23.
9. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.М. Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Правобережного Поволжья // Тр. НИИ Геологии Саратов. гос. ун-та. Нов. сер. 1998. Т. 1. С. 85–94.
10. Иванов А.В., Первушов Е.М. Губковые горизонты сантона-кампана и «птериевые слои» Саратовского Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 1998. Вып. 17. С. 24–30.
11. Якушин П.И., Иванов А.В. Краткий атлас поздне-меловых двустворчатых моллюсков юго-востока Восточно-Европейской платформы. Саратов, 2001. 116 с.
12. Алиев М.М., Павлова М.М., Харитонов В.М. Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Дагестана по фауне иноцерамов // Изв. АН Азерб. ССР. 1982. № 4. С. 1–14.
13. Алиев М.М., Харитонов В.М. Систематический состав и фацциальное распространение остреоидных и пектиноидных моллюсков в поздне-меловых бассейнах Дагестана // Изв. АН Азерб. ССР. 1986. № 4. С. 1–15.
14. Харитонов В.М. Двустворчатые моллюски (иноцерамы) верхнемеловых отложений Дагестана и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку, 1974. 25 с.
15. Алиев М.М., Харитонов В.М. Иноцерамы верхнего мела // Меловая фауна Азербайджана. Баку, 1988. С. 251–273.
16. Ренгартен В.П. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. М., 1965. 75 с.
17. Пергамент М.А., Смирнов Ю.П. Вертикальное распределение и стратиграфическое значение иноцерамов в верхнемеловом разрезе Дагестана // Тр. Всесоюз. коллоквиума по иноцерамам. М., 1972. Вып. 1. С. 94–113.



18. Арзуманова Е.М. Стратиграфическое и географическое распространение позднемеловых иноцерамид Туркмении // Вопросы биостратиграфии и геологии полезных ископаемых Туркменистана. Ашхабад, 1973. С. 3–15.

19. Hancock J.M., Gale A.S. et al. The Campanian Stage // Bull. de L’Royal des Sciences Naturelles de Belgique,

УДК 551.782.2 (470.45)

НАДСОЛЕВЫЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Е.Ф. Ахлестина, Г.А. Московский¹

Отделение геологии НИИ ЕН СГУ

E-mail: MinihMG@info.sgu.ru

¹ Геологический факультет

E-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru

Авторы рассматривают состав пород, вскрытых скв. 13 на Гремячинском месторождении калийных солей, расположенном в Волгоградской области. Установлен разнообразный комплекс терригенных, кремнистых, карбонатных пород и их смешанных разновидностей, ритмично чередующихся по разрезу позднемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Восстанавливаются условия их формирования в морских бассейнах, развитие которых на протяжении этого длительного времени связывается с периодическим проявлением тектонических событий как глобального масштаба, так и регионального характера.

Ключевые слова: калийная соль, Гремячинское месторождение, Волгоградская область, литология, седиментация, палеогеография.

Mesozoic-Cenozoic Oversalt Deposits from the Gremyachkinskoye Sylvinite Field

E.F. Acklestina, G.A. Moskovsky

The authors consider compositions of the rocks penetrated with the Well no 13 in the Gremyachkinskoye sylvinite field, Volgograd Region. Varied complexes of terrigenous, siliceous and carbonate rocks, alongside with their mixed varieties rhythmically alternate there over the Late Cretaceous, Paleogene, Neogene and Quaternary sections. Reconstructions have been made of their generation settings within marine basins; the basin evolution during that lengthy period used to be associated with periodic manifestations of tectonic events of both, global and regional scales.

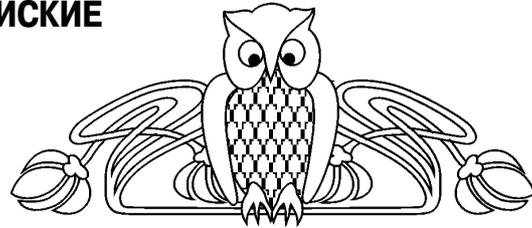
Key words: sylvinite, Gremyachkinskoye field, Volgograd Region, lithology, sedimentology, palaeogeography.

Гремячинское месторождение калийных солей (сильвинитов) установлено на юге Приволжской моноклинали в так называемой преднадвиговой зоне, ограниченной на юге Северо-Котельниковским разломом [1]. В тектоническом строении зоны выделяют два структурных яруса. Верхний ярус включает толщу от четвертичных до нижнемеловых отложений со

Sciences de la Terre. Brussel, 1996. 66-Supp. P. 103–109.

20. Пергамент М.А. История изучения иноцерамов как руководящей фауны позднего мела (1814–1960) // Материалы III и IV Всесоюз. коллоквиумов. М., 1978. С. 30–68.

21. Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М., 1978. 191 с.



слабой дислоцированностью пород, положим моноклиналим их погружением. Нижний ярус охватывает пермско-триасовые и каменноугольные отложения. Он характеризуется развитием локальных антиклинальных структур северо-западного простирания.

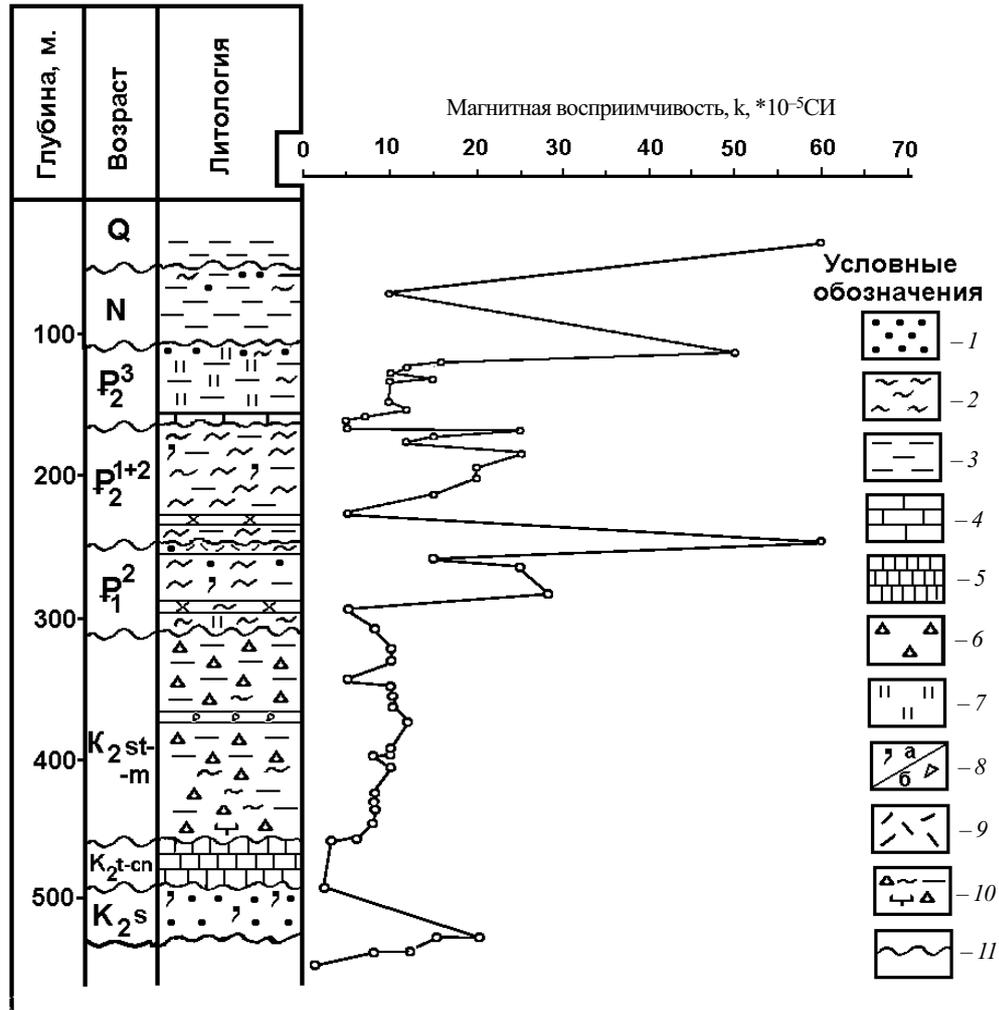
В работе авторы рассматривают наименее изученные надсолевые отложения верхнего структурного яруса, вскрытые в 2007 г. скв. 13 на Гремячинском месторождении (юг Приволжской моноклинали) в интервале 25,8–539,3 м (рисунок). Они представлены терригенными, терригенно-кремнистыми, терригенно-карбонатными породами позднемелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Отложения нижнего мела и юры в данном разрезе отсутствуют. Ниже приводится описание этих отложений, основанное на результатах их комплексного минералогического петрографического изучения.

Верхнемеловые отложения

(инт. 539,3 – 310 м)

Сеноман (инт. 539,3–501 м) представлен песками глауконитово-кварцевыми светло-зеленовато-серыми мелко-, среднезернистыми. Кварц (80–85%) присутствует в виде различно окатанных зерен размером 0,04–0,52 мм, иногда кавернозных, трещиноватых. Трещинки заполнены глауконитом. Последний составляет 10–15%. Зерна его имеют различных тонов зеленую окраску, неправильные округлые очертания, микроглобулярное строение. Размер изменяется в пределах 0,04–0,12 мм. Отмечаются редкие частицы микроклина, плагиоклазов, обломки кремней кварц-халцедонового состава, кианит.

Турон-коньяк (инт. 501,9–464 м) сложен литологически монотонной толщей мелоподобных почти белых тонкодисперсных известняков со слабовыраженными следами биотурбации, состоящих практически нацело из биогенного (кокколитового) пелитоморфного кальцита с беспорядочно рассеянными включениями фрагментов фораминифер, кальцисфер, редких алевритовых



Разрез надсолевых мезозойско-кайнозойских отложений, вскрытых скв. 13 на Гремячинском месторождении калийных солей: 1 – пески, песчаность; 2 – алевролиты, алевриты, алевритистость; 3 – глины, глинистость; 4 – известняки; 5 – мел; 6 – силициты опоковидные; 7 – диатомиты; 8 – (а) глауконит, (б) губки; 9 – вулканокластика; 10 – смешанный известково-алевритово-глинисто-кремнистый литотип, 11 – несогласное залегание пород

зерен кварца, чешуек мусковита, вкраплений пирита, углистых частиц.

Сенон (сантон-кампан-маастрихт) (инт. 464–310 м) представлен алевритово-глинисто-кремнистой группой смешанных двух-, трехкомпонентных пород с различными количественными соотношениями породообразующих компонентов. С некоторой долей условности выделяются следующие литотипы, ритмично чередующиеся между собой: алевролиты (гл. 310 м, 354,4 м, 364 м, 411,8 м), глины кремнистые (силиcito-глины – гл. 325 м и 333,8 м; глино-силициты – гл. 368,8 м, 374,4 м, 398,4 м, 404,9 м), силициты (гл. 347,2 м, 402 м, 433,2–464,8 м), песчаники (гл. 378,7 м). Это толща светло- и темно-серых, в основном тонкодисперсных пород неравномерно алевритистых, известковых, слюдяных, различных по плотности, крепости, неслоистых, с неровным до раковистого изломам, с редкими включениями известковых органических остатков.

Смешанный состав этих пород отражается и в гранулометрическом спектре, и в минеральном составе. Ни одна из выделенных гранулометрических фракций не является породообразующей. Обычно преобладают пелитовая ($<0,01$ мм – от 36,7% на гл. 357,7 м до 53,8% на гл. 325,7 м), тонкоалевритовая (0,05–0,01 мм – от 12,87% на гл. 354,4 м до 26,78% на гл. 310 м) или крупноалевритовая фракции (0,1–0,05 мм до 36,2% на гл. 354,4 м). Минеральный состав алевритового материала представлен бесцветными угловатыми и полукатанными зернами кварца, полевых шпатов, слюдами, глауконитом, редкими аксессуориями. Тяжелые фракции обычно насыщены пиритом (от 51,8% на гл. 325,7 м до 67,3% на гл. 357,7 м) при практически постоянном присутствии глауконита (1–3%), фосфатов (до 3%). Кремнезем здесь тонкой наноструктуры опал-кристобалитового состава с фрагментами радиолярий различной степени сохранности, часто с замещением выщело-



ченных полостей цеолитами. Глинистое вещество имеет в основном монтмориллонитовый состав, реже смешанно-слоистый иллит-сметитовый. Прослоями отмечается примесь известкового кокколито-фораминиферового материала, иногда значительная (25–30% на гл. 347,2 м). Редко встречаются включения известковых золистых водорослей (гл. 398,4 м), фосфатов (гл. 402 м, 374,4 м).

Ключевым прослоем является песчаник глауконитово-кварцевый с губками (губковый горизонт) (гл. 378,7 м). Песчаник имеет поликомпонентный состав. Значительную часть породы составляют реликты губок, различные по форме, размеру и составу (опаловые, кварц-халцедоновые). Пятнистые, гнездовидные скопления образуют цеолиты в виде мельчайших (10–20 мкм) кристалликов, заполняющих полости породы. Встречаются отдельные зерна кварца, полевых шпатов, глауконита часто с примазками мелких кристалликов соли (?), заполняющей и приконтактные зоны зерен с матриком породы известково- (кокколито)-глинисто-кремнистого состава (гл. 378,7 м, 347,2 м). В некоторых участках породы пигментированы органическим (сапропелито-гуминовым) темным непрозрачным веществом. К ним приурочены вкрапления пирита, углистых частиц, углефицированных растительных остатков (гл. 374,4 м, 368,8 м, 354,4 м, 310 м).

Однообразный литологический состав этой части меловых отложений, неполнота охарактеризованности разреза керном затрудняют расчленение их по ярусам. С относительной долей условности, опираясь на ритмичность строения алевроитово-глинисто-кремнистой толщи, наличие отдельных реперных горизонтов, колебание магнитной восприимчивости (см. рисунок), выделяется четыре ритмопачки (снизу-вверх): 465,5–411,0 м, 404,9–378,7 м, 378,7–331 м, 331–310 м.

Формирование этих осадков происходило в относительно спокойных условиях седиментации в морских бассейнах субокеанического типа, благоприятных для пышного развития зоо- и фитопланктона [2].

Палеоген (инт. 293,5–111,5 м)

Палеогеновые отложения залегают на верхнемеловых породах с большим перерывом. Нижняя их часть (инт. 293,7–~256 м) представлена песчано-алевритовой толщей. Выделенные литотипы – песчаник глауконитово-кварцевый (гл. 293,7 м) с кремнистым пленочным цементом, песчаник кварцево-глауконитовый (гл. 283,9 м) с кальцит-ангидритовым цементом, алевролит глинистый (глино-алевролит (гл. 262,8 м) и алевролит песчаный, глауконитово-кварцевый (гл. 256 м) – характеризуются темно-серой и серой окраской, неравномерным распределением исходного породообразующего материала, что обуславливает различную плотность, крепость пород, выделение

соответствующих литотипов. Слабоотсортированный песчано-алевритовый материал представлен в основном зернами кварца, содержание которого изменяется от 30–35% до 40–45%, и глауконита, образующего иногда пятнистые скопления. Роль цемента выполняет глинисто-кремнистое вещество. При этом кремнезем обычно полигенный (пленочный алюмокремнистый и кремниевый гидрогель, органогенный опал-халцедоновый по губкам), характерный для опоквидных силицитов палеоцена. Глинистое вещество имеет преимущественно монтмориллонитовый состав, участками образует небольшие уплотнения с субпараллельной ориентировкой отдельных чешуек (гл. 262,8 м). Некоторое исключение составляет песчаник кварцево-глауконитовый (глауконитит) (гл. 283,9 м), в котором глауконит (40–45%) и кварц (30–35%) «плавают» в различно окристаллизованном кальцит-ангидритовом матриксе.

Своеобразие этого песчаника подчеркивается и повышенной магнитной восприимчивостью. Залегание песчаника в основании палеоцена позволяет принять его за определенный рубеж в смене условий седиментации, связав процесс его формирования некоторой стабилизацией осадконакопления, активной глауконитовой минерализацией и «проработкой» отложившихся осадков (пород) солевыми растворами.

Завершающим прослоем нижней части палеогеновых отложений является известняк алевролитистый (гл. 244 м). Это серая порода довольно плотная, крепкая, массивная, в составе которой породообразующим компонентом является различно окристаллизованный кальцит (60–65%), участками сферолитового строения и часто со структурой замещенных минералов (кварца, полевых шпатов, слюд, вулканокластов). Гнездовидные скопления образует ангидрит (10–15%). На фоне этой массы неравномерно распределены алевроитовые зерна перечисленных выше минералов со следами разбедания кальцитом. Среди вулканокластов прослеживаются обломки кислого и базальтового стекла. Довольно часто наблюдаются зеленые округлые и лопастные зерна глауконита (3–5%) размером 0,05–0,12 мм агрегатного строения, вкрапления пирита (2–3%), иногда заполняющего полости редких органических остатков, углистые включения, углефицированные растительные обрывки тканей, стеблей, клеточные пустоты которых иногда заполнены кальцитом. Именно с этим интервалом связано самое высокое значение магнитной восприимчивости, установленное в изученной надсолевой части разреза Гремячинского месторождения. Описанный известняк аналогичен ранее описанному известковисто-кремнистому туффиту, залегающему в толще позднепалеоценовых-вешенских диатомитов в районе Нижнего Чира [3, 4]. Образование известняка связывается с активизацией тектонических движений в конце позднего палеоцена – начале



раннего эоцена, сопровождавшихся проявлением вулканизма и гидротермальной деятельности.

Расположенная выше по разрезу глинисто-алевритово-песчаная толща (инт. 222,2–168 м) характеризуется пятнисто-прожилково-линзовидным распределением породообразующих компонентов. Среди них выделяются следующие литотипы: песчаники алевритистые (гл. 222,2 м) и алевритовые (гл. 209 м), алевролиты (гл. 196,9 м и 179,6 – 170,6 м) и глины (168 м).

Песчаники отличаются слабой сортированностью терригенного материала, неравномерной плотностью, рыхлостью, комковатой текстурой и практически мономинеральным кварцевым составом (до 80 – 90%). Полевые шпаты составляют 3,4–8,1% (соответственно гл. 209 м и 222,2 м), глауконит – 4,7–9,5% легкой фракции. В тяжелой фракции значительно повышается содержание титанистых минералов (ильменита до 36,5–36,9%; рутила – 4,8–6,0%; сфена – 2,3–2,9%; лейкоксена до 14,1%) и циркона – 15,3–17,9%, а также турмалина – 2,9–3,6% и граната – 6,9–18,0%. Матрикс песчаников представлен небольшим количеством глинистого гидрослюдистого вещества (5–10% по шлифу), обволакивающего обломочные зерна. Межзерновое пространство остается в основном полым. Лишь отдельные участки заполнены мелкими кристаллами цеолитов (гл. 209 м) и пиритом.

Многие зерна кварца (особенно крупные) расположены в «рубашке» мелких ромбовидных кристаллов соли (?) с показателем преломления < 1,535 и серой интерференционной окраской.

Алевролиты глауконитово-кварцевые зеленовато-серые тонкозернистые довольно плотные, но некрепкие (гл. 196,9 м, 188,8 м, 179,6 м) и рыхлые (гл. 170 м) с комковатой текстурой. В их гранулометрическом составе преобладают алевритовые фракции (тонкоалевритовые – изменяются в пределах 4,96–51%; крупноалевритовые – от 7,2 до 67,2%, гл. 170 м) и пелитовые (от 15,48 до 37,64%) фракции. Песчаные мелкозернистые частицы составляют 3,72–11%, более крупные – единицы и доли процента. В минеральном составе мелкой фракции преобладают кварц (36,5–52,5%) и глауконит (10,4–44,5%). Значительно содержание агрегатов глинистого, кремнисто-глинистого состава (до 25,8% гл. 196,9 м). Полевые шпаты составляют от 6,8 (гл. 170 м) до 8,2% (гл. 188,8 м). В долях процента встречаются мусковит, хлорит, фосфаты, опал (обрывки диатомей). Среди минералов тяжелой фракции в наибольшем количестве отмечаются чёрные рудные ильменит – магнетит (13,4–40,2%) и пирит (4,7–57,9%), а также циркон (5,2–10,5%), рутил (1,8–3,6%), эпидот (до 8,6% гл. 170 м), гранаты (до 9,0% гл. 188,8 м), лейкоксен (3,9–7,9%). Единицы и доли процента составляют турмалин, кианит, силлиманит, ставролит, пироксены, амфиболы, сфен, анатаз, мусковит, хлорит, фосфаты, глауконит, хлоритоид и др. Роль матрикса в алевритах выполняет глинистое вещество, микрозернистое и тонкочешуйчатое,

монтмориллонит-гидрослюдистого состава, слабо поляризующее и пигментированное органическим (сапропелит-гуминовым) веществом с вкрапленностью пирита, углистых частиц, углефицированных и иногда пиритизированных растительных остатков. Участками глинистое вещество образует прожилково-линзовидные уплотнения с субпараллельной ориентировкой отдельных чешуек. Предполагается примесь колломорфного кремнезёма (кремниевого, алюмокремниевого гидрогеля), цеолитов, проявляющихся (гл. 196,9 м) в виде мельчайших (до 0,02 мм) кристалликов. Характер цементации контактово-поровый. Цементация непрочная, прослоями (гл. 170 м) практически отсутствует. Структуры пелитово-алевритовые.

Незначительный пик повышения магнитной восприимчивости отмечается на гл. 179,6 м, обусловленный, по-видимому некоторым увеличением железосодержащих минералов.

Завершается разрез этой пачки пород глиной (гл. 168 м.) светло-серой алевритистой тонкодисперсной, сложенной в основном тонкочешуйчатым монтмориллонитом (65–70%) с субпараллельно ориентированным расположением глинистых чешуек и содержащей примесь кальцита (10–15%) в виде реликтов фораминифер. Алевритовый материал (15–20%) представлен, главным образом, бесцветными угловатыми и полуокатанными зёрнами кварца (10–15%), полевыми шпатами (3–4%), глауконитом (3–5%). По данным гранулометрического анализа, в глине выделяются пелитовая фракция (62,9%), тонкоалевритовая (9,4%), крупноалевритовая (13,44%), мелко- (6,4%) и среднезернистая (6,84%) песчаные фракции. Согласно литологическому анализу в минеральном составе песчано-алевритовой фракции (0,25–0,01 мм), выделенной из глины, в легкой фракции преобладают обломки породы (56,8%) глинистого состава и кварц (24,5%); в тяжелой – пирит (32,6%) и черные рудные (магнетит, ильменит) (22,5%). В заметном количестве отмечаются гранаты (13,2%), циркон (6,5%), кианит (4,5%), лейкоксен (7,4%), сфен (1,5%).

Глина этого интервала является, по-видимому, переходным слоем к карбонатной толще мелоподобных известняков. Образование ее происходило при некоторой стабилизации осадконакопления в морских бассейнах в период смены регрессивной фазы (средний эоцен) трансгрессивной (поздний эоцен).

Известняки белые мелоподобные (инт. 162,4 – 155,7 м), залегающие выше, сложены практически нацело органогенным кальцитом (до 80–95%) – кокколитоидным и фораминиферовым шламом с незначительной примесью в нижней части глинистого (монтмориллонита) (10–15%) и алевритового (10–15%) материала.

Разрез палеогена завершается толщиной сероцветных тонкодисперсных глинисто-кремнистых пород (инт. 151–111,5 м), среди которых выделяются диатомито-глины, глино-диатомиты и диатомиты глинистые, алевритистые. Породообразую-



щими их компонентами являются органогенный опаловый кремнезем (реликты диатомовых водорослей, силикофлагеллат, редких радиолярий) и глинистое вещество (монтмориллонит, примесь микроглобулярного глауконита), количественные соотношения между которыми изменяются в широких пределах. Участками отмечается примесь алевритового материала (кварца, глауконита, полевых шпатов, слюды) в виде рассеянной беспорядочно вкрапленности (гл. 122 м, 125,6 м) или линзовидных, пятнистых скоплений (гл. 113,4 м, 117,9 м). В гранулометрическом спектре преобладает пелитовая фракция (<0,01 мм) – от 49,78 до 64,88%. Содержание тонкоалевритовой фракции (0,05 – 0,01 мм) изменяется в широких пределах (11,1–32,1%), крупноалевритовой – 9–15,88%. Количество песчаных частиц преимущественно мелко- и среднезернистых незначительно (от долей до 7–8%). В минеральном составе песчано-алевритовой фракции среди легких минералов характерно преобладание или значительное содержание обломков пород глинисто-кремнистого состава агрегатного строения, часто с включениями опаловых обломков диатомовых водорослей, силикофлагеллат. Последние присутствуют также в виде отдельных опаловых частиц (6,9% – гл. 113,4 м или до 12,5% – гл. 125,6 м). Кварц составляет обычно 18,5–52,1%. В тяжелой фракции преобладают пирит (от 19,4 до 83,7%) и магнетит (до 50% – гл. 123 м), обусловивший повышение магнитной восприимчивости.

Формирование диатомитов происходило в основном в несколько углубленной части морского бассейна с относительно спокойными условиями седиментации фитопланктона и глинистого материала, периодически разбавляемого различным количеством алевритового [2].

Песок (гл. 112,5 м), залегающий в кровле диатомитов, кварцевый разнозернистый с преобладанием крупнозернистой фракции (51,0%) буровато-светло-серый с крупными известковыми включениями (до 3 мм) и кремнистыми слабосцементированными комками. Песок плохо отсортирован. Наряду с крупными зёрнами определяются все размерные фракции, особенно значительно содержание пелитовой фракции (24,5%) и мелкозернистой песчаной (15,6%). В минеральном составе песка преобладают различно окатанные зёрна кварца (55–60%), иногда трещиноватые со следами растворения. Относительно редко отмечаются обломки опоквидных пород (5–10%), мела (2–3%), железистых песчаников (1–2%), углефицированные и пиритизированные обрывки растений (5–10%), полевые шпаты (7,7% легкой фракции). Межзёрновое пространство частично заполнено пелитовым глинисто-кремнистым материалом с реликтами диатомовых водорослей (опал составляет 3,3% легкой фракции), выполняющим и роль цемента песчаного материала.

Образование песка происходило, вероятно, в прибрежной зоне морского бассейна (зоне пере-

мыва и переотложения осадков). Его залегание в толще тонкодисперсных кремнистых глин (диатомитов глинистых) связано, по-видимому с перерывом в осадконакоплении на границе палеогена и неогена и внедрением в толщу диатомитов турбидными потоками.

Неогеновые отложения

Неогеновые отложения (гл. 105,4 м) представлены глиной алевритовой слабоизвестковистой, серого цвета плотной однородной неслоистой с мелкими углистыми включениями. Породообразующее глинистое вещество тонкодисперсное, в основном гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Отмечается примесь кремнистого вещества в виде слабополяризующихся сгустков гидрогеля и реликтов диатомовых водорослей, биогенного кальцита со следами растворения. В гранулометрическом спектре этой породы преобладает пелитовая фракция (67,21%). Алевритовые тонко- и крупнозернистые фракции составляют 18,38% и 8,72% соответственно, песчаные фракции – в сумме 5,7%. Среди тяжёлых минералов в составе породы преобладают чёрные рудные (ильменит и магнетит) – 58,6%. Характерно также появление пирита (4,1%). Видимо, с существенным содержанием рудных минералов в этой породе связан второй пик магнитной восприимчивости. Исходя из приведённых данных, можно предполагать, что формирование описываемого типа отложений происходило в относительно спокойных стабилизированных условиях седиментации морского бассейна.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения (инт. 25,8–60 м) представлены глинами алевритовыми, песчано-алевритовыми известковистыми, суглинками песчано-алевритовыми.

Глина алевритовая (гл. 25,6 м) светло-коричневая с красноватым оттенком, участками известковистая неслоистая с комковатой текстурой, пигментированная гидроокислами железа и марганца. Глинистое вещество грубочешуйчатое и волокнистое с примесью пелитоморфного кальцита в виде переотложенных фрагментов кокколитового ила, мергелевидных и мелоподобных пород. Пелитовая фракция составляет здесь 68%, алевритовая тонкозернистая (0,05–0,01 мм) – 21,2%, крупноалевритовая (0,1–0,05 мм) – 9,3%, песчаные фракции – доли и единицы процента. В минеральном составе преобладают обломки глин агрегатного строения, составляющие 71,6% легкой фракции, кварца – 16,5%, полевых шпатов – 7,3%. Для этой породы характерно присутствие барита (до 23% тяжелой фракции), что свидетельствует об опреснении вод бассейна седиментации в период накопления описываемой глины.

Глина (гл. 45,5 м) светло-серая песчанисто-алевритовая, слабо известковистая имеет неравномерно сгустковую структуру, обусловленную,



по-видимому, многократной переработкой породы почвенными процессами, в результате которых глинистое вещество неоднородное – от грубечушчатого волокнистого до колломорфного. Породообразующей здесь также является пелитовая фракция (65,24%). Алевритовые фракции составляют 12,14% (тонкоалевритовая 0,05–0,01 мм) и 8,64% (крупноалевритовая 0,1–0,05 мм). Песчаные фракции в сумме составляют 13,98%. В минеральном составе этой породы увеличилось количество глинистых агрегатов (до 87,6% легкой фракции), титанистых минералов (ильменита 36,6%, рутила 5,9%, лейкоксена 7,5%) и циркона (до 15,9%), уменьшилось количество барита (до 5,7%), но осадконакопление, по-видимому, происходило еще в зоне опресненного водоема.

Суглинок (гл. 60 м) песчано-алевритовый с известковыми и ангидритово-карбонатными стяжениями, с округлыми обособлениями («бобовинами») окислов марганца, с комковатой, брекчиевидной текстурой. Породообразующее глинистое вещество поликомпонентно по составу (гидрослюда, монтмориллонит, хлорит и др.) и различно по строению – от тонкодисперсной массы до волокнистой и крупночешуйчатой. Отмечается примесь известкового (кокколитового) пелитоморфного материала и предполагается присутствие кремнистого вещества.

Согласно гранулометрическому анализу пелитовая фракция составляет 51,12%, тонкоалевритовая – 10,92%, крупноалевритовая – 21,4%. Песчаные фракции в сумме присутствуют в количестве 16,56%. Минеральный состав отличается значительным увеличением кварца (до 67% легкой фракции), уменьшением глинистых агрегатов (до 17,9%). В тяжелой фракции заметно увеличилось содержание лейкоксена (до 16,5%). В виде единичных зерен отмечается барит. Наличие карбонатно-ангидритовых выделений в породе, возможно, связано с циркуляцией в ней сульфатно-карбонатных растворов. Предполагается делювиальная природа отложений этой части разреза.

Проведенные исследования керна скв. 13 на Гремячинском месторождении позволили сделать следующее:

1. Уточнить состав пород.
2. Выделить характерные литотипы позднемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений.
3. Установить два характерных рубежа: на гл. 378,7 м губковый горизонт в алевритово-глинисто-кремнистой толще позднего мела и на гл. 244 м – известняк туфогенный с вулканокластикой и с ангидритом. Последний отражает ряд седиментационно-литогенетических процессов, происходящих в осадке под влиянием тектоно-вулканической и гидротермальной деятельности на границе палеоцен-эоцена.
4. Рассмотренный комплекс пород позднего мела и палеогена представлен ритмично построенной толщей терригенных, карбонатных, крем-

нистых отложений и их смешанных разновидностей. Формирование их происходило в морских бассейнах, развитие которых на протяжении этого длительного времени связано с периодическим проявлением тектонически обусловленных явлений как глобального масштаба, так и регионального характера (трансгрессии, регрессии). В трансгрессивные этапы акватории бассейнов приближались к субокеаническим, представляя шельф океана Тетис, с активной жизнедеятельностью планктонных фито- и зообиоценозов (кокколитофорид, фораминифер с известковой функцией в позднем мелу и палеогене, радиолярий в позднем мелу, диатомовых водорослей, силикофлагеллат в палеогене с кремниевой функцией).

Их пышному расцвету способствовали нормальные солевой и газовый режимы, обилие питательных веществ, теплые воды. Температуры вод позднемеловых и палеогеновых бассейнов испытывали небольшие колебания. Среднегодовые температуры, согласно изотопной палеотермометрии изменялись на юге Русской платформы, например, в бассейнах сантона в интервале 16,5–23,8°C, эоцена – 26,6–28,2°C. Обилие планктона в бассейнах способствовало биогенному осадконакоплению – карбонатных (известняков и мелов) и кремнистых (радиоляриевых в мелу, диатомитов – в палеогене) осадков обычно с примесью глинистого вещества в относительно глубоководных зонах бассейна.

5. В регрессивные этапы развития бассейнов акватории сокращались, моря мелели. Усиливался привнос терригенного материала, перемыв ранее отложившихся осадков, что обуславливало образование смешанных (терригенно-карбонатных, терригенно-кремнистых) и терригенных разновидностей отложений. Переходные рубежи, особенно регрессивно-трансгрессивные, отчетливо фиксируются в разрезе литологическими изменениями и (или) перерывами.

Библиографический список

1. Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., 1986. С. 204–219.
2. Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В., Первушов Е.М. Роль кремниевых организмов в осадконакоплении в позднемеловых и палеогеновых бассейнах Поволжья // Тр. НИИГеол. СГУ. Нов. сер. Т. 7. 2001, С. 19–30.
3. Ахлестина Е.Ф., Курпаев В.И. Эоценовые пепловые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1988. Деп.ВИНИТИ № 7068 – В. 88. С. 19–130.
4. Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф., Бабушкин А.Д., Каледа К.Г. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья // Литол. и полезн. ископаемые. 1997. № 3. С. 327–330.

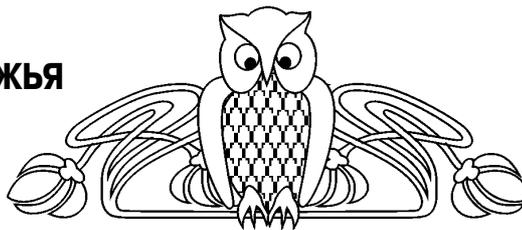


УДК 551.762.2 (470.4)

СТРАТИГРАФИЯ БАЙОС-БАТСКИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В.Ф. Салтыков, Г.Н. Старцева, Е.А. Троицкая

Саратовский государственный университет,
лаборатория петрофизики
E-mail: dekanat@geol.sgu.ru



В принятой недавно региональной стратиграфической схеме средней юры для Саратовско-Волгоградского Правобережья имеются неопределённости по границам, объёмам и возрасту местных стратонав. На основе анализа новых фактических материалов, полученных при изучении керна многочисленных скважин и при обследовании обнажений в стратотипической местности на севере Волгоградской области, производятся необходимые уточнения. Для подразделений приводятся литологические и палеонтологические характеристики, описываются контактовые зоны между ними, оцениваются их мощности и ареалы на территории Нижнего Поволжья.

Ключевые слова: байос-бат, морские отложения, Саратовско-Волгоградское Правобережье, стратиграфия, уточнения.

Stratigraphy of the Bajocian-Bathonian Marine Deposites of the Volga Region

V.F.Saltykov, G.N.Startseva, E.A.Troitskaya

There are uncertainties in the boundaries, extensions and ages of the suites recognized in the recent regional stratigraphic chart for the Middle Jurassic of the Saratov and Volgograd Volga right-bank Regions. Analyses of the new factual materials acquired from numerous well cores and the data from the outcrops in the stratotype locality at the North Volgograd Region make the basis for elaborating the deposit division. Detailed lithologic and paleontologic characteristics, their thicknesses and areals are estimated over Volga right-bank Region.

Key words: bajocian-bathonian, marine deposits, Saratov-Volgograd Volga-river Right bank, stratigraphy, detailization.

Введение

Среднеюрские морские отложения покрывают большие пространства Нижнего Поволжья. Чаще всего они погружены на большие глубины, но на приподнятых участках Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций они обнажены в ряде оврагов, где составляют стратотипические разрезы. Долгое время значительная протяженность разреза относилась к байосу и лишь его верхняя часть датировалась батом [1, 2]. Однако палеонтологическая обоснованность такого датирования была явно недостаточной как с точки зрения количества и разнообразия собранной фауны, так и в отношении систематического изучения её основной группы – аммонитов и установления их стратиграфического положения. Имевшиеся данные по фораминиферам выполняли вспомогательную роль, хотя они были более многочисленными [3–5]. Е.А. Троицкая и Т.Н. Хабарова предложили другое

деление байос-батских отложений региона, согласно которому их основная часть отнесена к нижнему бату [6]. Во всех случаях к северу от широты Камышина эти образования рассматривались в качестве единого стратона, хотя вертикальное распределение фораминифер явно показывало их разделение на два самостоятельных подразделения, что получило свое отражение в сводке [7]. Применённый в 1990-е годы свитный принцип расчленения пород породил новые неопределённости в соподчинённости свит и их возрасте, выделенных на основании существовавших представлений по биостратиграфии байос-батского диапазона [8–10].

В то же время выполненные в последние годы исследования по систематике позднебайосских и раннебатских аммонитов [11–13], включая и результаты ранних работ [14, 15], обосновали необходимость пересмотра существующей аммонитовой шкалы верхнего байоса и нижнего бата применительно к площади юго-востока Русской платформы и приведения её в соответствие с обновлённым аммонитовым стандартом Западной Европы [16].

Разнообразные литологические и палеонтологические материалы, собранные при производстве геологосъёмочных работ масштаба 1 : 50000 на территории северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций, где расположены стратотипические разрезы рассматриваемых отложений [8], служат фактологическим обоснованием обновления стратиграфической схемы для региона. Важно отметить, что в многочисленных скважинах и более редких обнажениях (рис. 1) образцы с аммонитами сопрягались с образцами с фораминиферами и другой фауной. Выход керна находился в пределах 65–75%. В результате анализа этих подробных сведений удалось составить полные литологические и палеонтологические характеристики свит, дать описание контактовых зон между ними и уточнить их стратиграфическое положение. Следует заметить, что последнее сближается с представлениями В.В. Митты [12, 13].

В статье [8] рассматриваются бахтемирская, караулинская, жирновская и каменноовражная свиты. Анализ их стратиграфической изученности с критикой положения в разрезе изложен в статьях [17, 18]. Помимо собственных сведений используются данные В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой по бахтемирской свите, А.И. Сарычевой [5] и неопубликованные материалы Е.А. Троицкой по

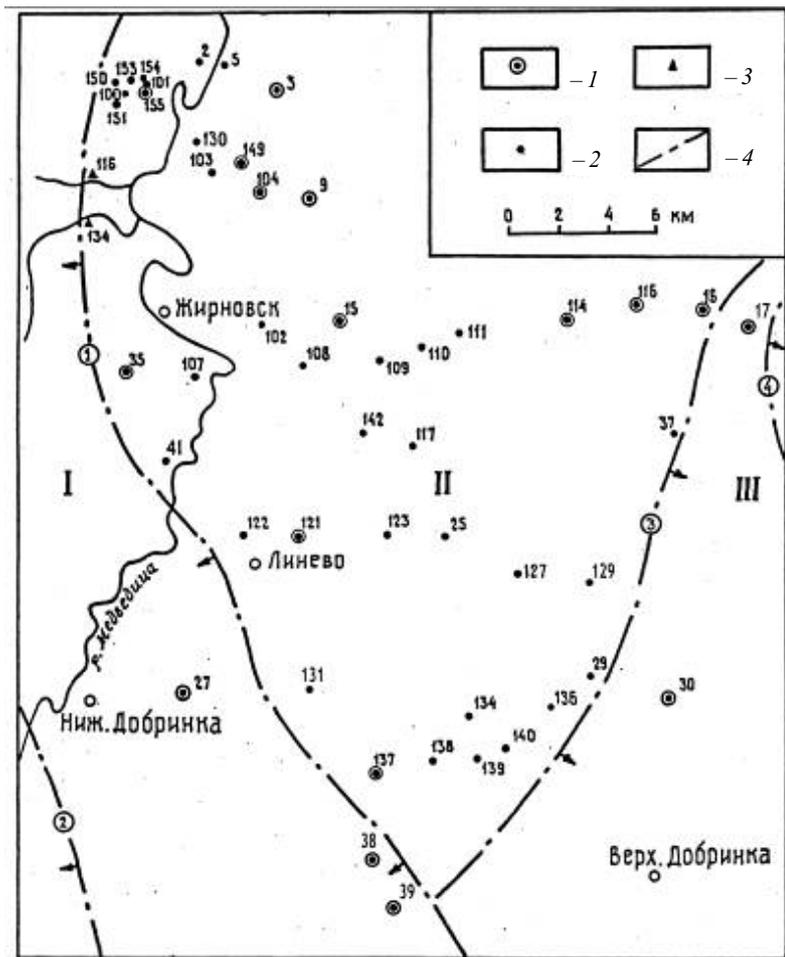


Рис. 1. Расположение скважин и ключевых обнажений на севере Волгоградской области, вскрывших байос-батские отложения: 1 – опорные скважины; 2 – дополнительные скважины; 3 – обнажения; 4 – флексуры в мезозое над тектоническими нарушениями в палеозое; стрелками показано направление падения сместителей (цифры в кружках): 1 – Западно-Жирновская; 2 – Лешкинская; 3 – Синегорская; 4 – Восточная; тектонические структуры: I – Терсинская впадина; II – Жирновско-Иловлинский вал; III – Приволжская моноклираль

распределению аммонитов в некоторых ключевых обнажениях.

Бахтемирская свита J₂bh представляет самые древние морские отложения, достоверно установленные в Поволжье, соответствующие аммонитовой зоне *Garantiana garantiana* верхнего байоса стандарта. В качестве типового разреза принят интервал 1544–1733 м в скв. 3 Полдневской (50 км к югу от Астрахани) [8]. Выделены две пачки: нижняя сложена переслаивающимися алевролитами, глинами и песчаниками с растительными остатками мощностью до 100 м без присутствия фауны; верхняя представлена аргиллитоподобными глинами с прослоями алевроитов и тонкозернистых песчаников мощностью до 100 м. В них найдены зональные аммониты *G. garantiana* (Orb.) и фораминиферы *Lenticulina polymorpha* (Terq.), *Garantella caucasica* Ant., *G. asterigerinoides* Kapt., *G. stellata* Kapt. и

др., обнаруженные в единичном образце из верхов разреза. Также кратко описан байосский палинокомплекс. Свита залегает или непосредственно на палеозойских породах, или на так называемой «гнилушкинской свите», литологический состав которой сходен с таковым в нижней пачке бахтемирской свиты. В.И. Левина и Н.П. Прохорова отмечают её выклинивание на широте Камышина.

По поводу стратиграфического положения указанной свиты не имеется существенных возражений, так как её датировка обоснована находками аммонитов и фораминифер. Но предлагаемые вещественный состав и объём являются спорными. Более детальные микрофаунистические данные приводились А.И. Сарычевой [5, 19], которая сопоставила разрезы по ряду скважин в Волгоградской и Астраханской областях, причём на Паромненской площади (около Волгограда) в глинах был обнаружен зональный ам-



монит и отобранные многочисленные образцы, содержащие характерный фораминиферовый комплекс. Эти глины покрываются глинами и алевролитами с присутствием вида *Ammodiscus subjurassicus* Sar. et Chab., свойственного для верхнего байоса [20]. Эти материалы обобщил А.В. Смирнов [21], построив литолого-фациальную карту байосского яруса. Он отметил, что мощность отложений, позднее отнесенных к бахтемирской свите, убывает от 75 м на юге до полного выклинивания на севере (на широте Камышина).

Таким образом, принадлежность верхней глинистой пачки к самостоятельному подразделению, но с несколько меньшими мощностями (порядка 100 м), чем считали В.И. Левина и Н.П. Прохорова, не вызывает сомнений. Но отнесение её к зоне *G. garantiana* является недостаточным. Несмотря на малочисленность находок аммонитов, обнаружение этого вида даёт основание предполагать его расположение только в нижней половине аммонитовой зоны стандарта – в подзонах *dichotoma* и *subgaranti* [16]. Принятие такого возраста увеличивает амплитуды перерыва седиментации между кровлей бахтемирской и подошвой караулинской свит; последняя относится к верхней части аммонитовой зоны *Parkinsonia parkinsoni* стандарта [12].

Отсутствие убедительного фаунистического обеспечения для нижней пачки бахтемирской свиты, по мнению В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой, ставит вопрос о правомерности её включения в состав этого стратона. Ранее А.В. Смирнов [21] песчано-алевритовые отложения мощностью до 40 м, подстилающие глины с *G. garantiana* (Orb.), датировал более древним возрастом в пределах байоса. А.И. Сарычева [19] считала их аналогом слоев с *Strenoceras niortense* (Orb.), венчающих нижележащую аммонитовую зону *niortense* верхнего байоса стандарта [16]. При этом она указывала на чёткое отделение этих пород от вышележащих глин, что было продемонстрировано на изученных каротажных диаграммах. А.В. Смирнов и А.И. Сарычева полагали, что эти отложения характеризуют прибрежно-лагунные условия осадконакопления в отличие от типично морских образований глинистой пачки бахтемирской свиты. Этот вопрос подробно рассмотрен в статье [22]. Используя данные А.И. Сарычевой [5, 19], можно отнести данные отложения к родионовской свите J_2rd прибрежно-лагунного происхождения. Состав микрофауны, очевидно, аналогичен бахтемирскому. Их мощность составляет 32 м. В качестве стратотипического разреза можно принять интервал 1190–1222 м в скв. 3 Паромненской площади. Ареал свиты ограничен югом Волгоградского Правобережья и Астраханской областью. Подобные образования вскрыты в скважинах 4 Восточно-Можарской (интервал 2160–2245 м) и в скважине 3 Полдневской (интервал 1630–1733 м) [8].

Следовательно, объём бахтемирской свиты можно свести к верхней глинистой пачке, по [8], и она должна соответствовать низам зоны *G. garantiana* – двум нижним подзонам стандарта *dichotoma* и *subgaranti*. Нижнюю песчано-алевритовую пачку следует выделять в родионовскую свиту прибрежно-лагунной фации, соотносённую с аммонитовой зоной *niortense* стандарта, а не рассматривать в составе «гнилушкинской свиты», которая на юге региона отсутствует [22]. Тогда песчано-алевритовые типично континентальные отложения светлой свиты имеют более древний возраст, вероятно, аален-раннебайосский, чему не противоречат спорово-пыльцевые данные, но требуется её подробное описание. Они обнажаются в ряде оврагов на Донской Луке. Такой подход подчёркивается тем обстоятельством, что на границе аален-ранний байос происходила перестройка структурного плана, убедительно показанная Д.И. Пановым с коллегами [23].

Караулинская свита J_2krl выделена в ранге «серии» А.Н. Мазаровичем [24] с типовым разрезом в Караулинском овраге (бассейн Иловли), в котором преобладали песчаные глины с прослоями песков и алевролитов, залегающие на континентальных гнилушкинских породах. В кровле наблюдались известняки с текстурой конуса в конус. Он считал, что эти отложения являются прибрежной фацией по отношению к вышележащим байосским образованиям (в настоящее время они принадлежат к жирновской свите).

В песчаных разновидностях А.Н. Мазарович не обнаружил фаунистических остатков, но в глинах П.К. Мурашкиным [14] были описаны аммониты рода *Parkinsonia*, а также вид *Pseudocoscoceras michalskii* (Vor.). Последний по аналогии с Донбассом предварительно был отнесён к раннему бату, хотя не исключался и поздний байос. Позднее здесь, а также в разрезах Каменных оврагов (вблизи Жирновска) В.П. Николаева [15] обнаружила те же виды аммонитов. При этом она уточнила объём рода *Pseudocoscoceras* и выделила новый род *Medvediceras*, которые она считала раннебатскими. Такой подход сохранился до сих пор [8–10]. Новейшие исследования показали, что целесообразнее датировать эти аммониты только поздним байосом с частичным захватом раннего бата [11–13]. Следует заметить, что указанные аммониты отсутствуют в западно-европейских разрезах [16]. Это создаёт трудности корреляции со стандартом, не разрешённые до настоящего времени, так как рода *Pseudocoscoceras* и *Medvediceras* распространены главным образом на юго-востоке и юге Русской платформы [25].

По фораминиферам картина более чёткая. А.И. Сарычева была первой, кто фораминиферовую зону *Am. subjurassicus* сопоставила с караулинской свитой А.Н. Мазаровича. Такое мнение принято всеми исследователями, хотя и с некоторыми оговорками [7], и зафиксировано в современной стратиграфической схеме [8–10], несмотря



на возникающее противоречие с положением аммонитов, датированных ранним батом. Данный вопрос подробно рассмотрен в статье [17].

Новые фактические материалы, в том числе и совместное нахождение аммонитов и фораминифер в одних и тех же образцах, отобранных из керна скважин, расположенных в стратотипической местности, позволили разрешить указанную проблему [26]. Строение караулинских отложений иллюстрирует рис. 2, на котором демонстрируются профили по скважинам, расположенным в северной, срединной и южной частях изученной площади. Впервые установлено, что во всех разрезах свита представлена двумя пачками: в низах наблюдается чередование глинистых песков, алевроитов и алевроитовых глин без чёткой выраженности

границ между ними с общей мощностью 3–9 м; верхняя пачка сложена алевроитовыми и алевроитистыми глинами мощностью 6–13 м. Средние гранулометрические спектры пород приведены в табл. 1. Граница между пачками является условной. Характерно присутствие линзовидных конкреций известняков. При этом в подошве нижней пачки они интенсивно сидеритизированы. Внутри обеих пачек они обладают массивной текстурой без сидерита, а на границе с жирновской свитой известняки имеют текстуру конус в конус, нигде более не встречающуюся по разрезу. Впервые подобные породы отмечались А.Н. Мазаровичем именно в такой геологической позиции. Подробно минеральный состав конкреций и условия их возникновения рассмотрены в статье [27].

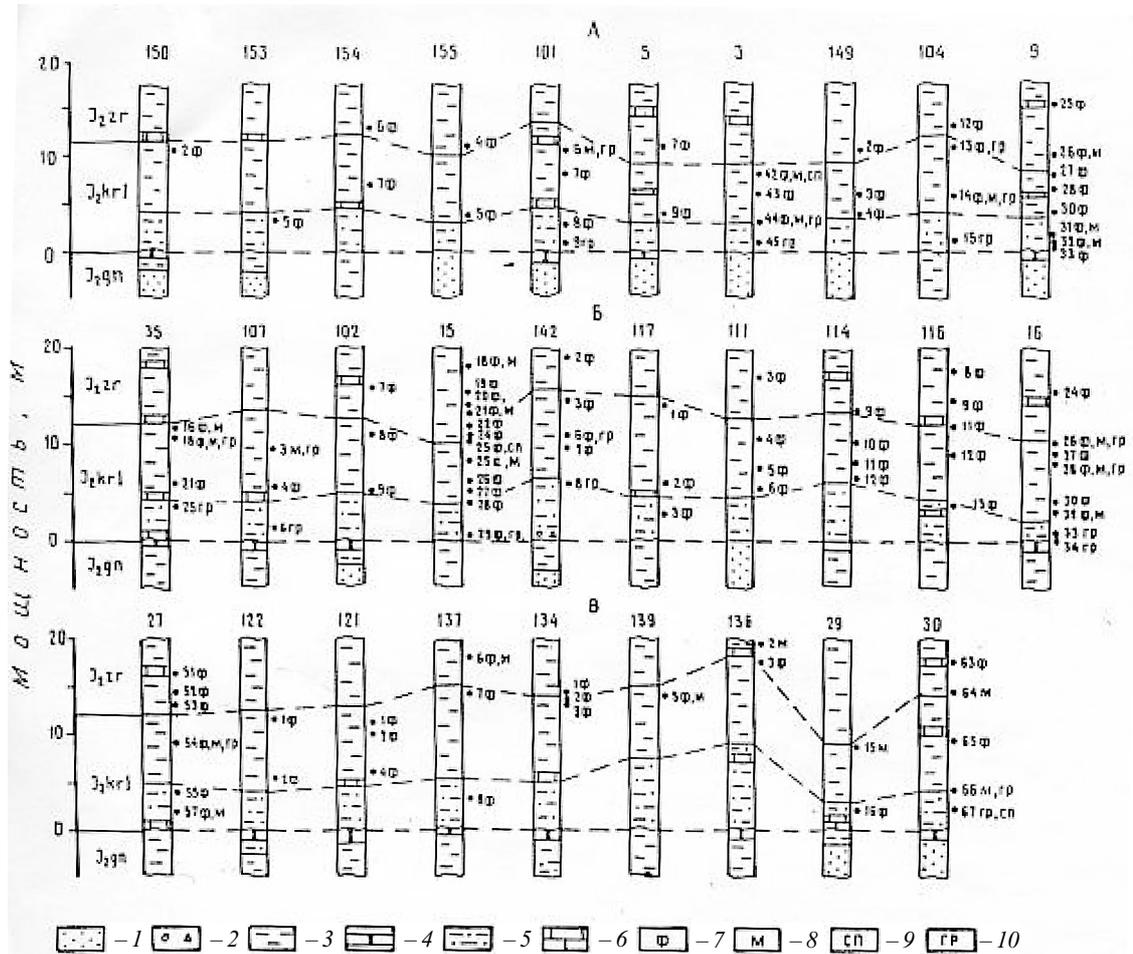


Рис. 2. Корреляция литологического состава и расположения палеонтологически охарактеризованных образцов по разрезу караулинской свиты на севере Волгоградской области; каждый ряд в целом соответствует северному (А), срединному (Б) и южному (В) расположению скважин: 1 – пески; 2 – галька и щебень; 3 – глины; 4 – песчаники; 5 – алевроиты; 6 – известняки; виды опробования: 7 – макрофауна; 8 – микрофауна; 9 – спорово-пыльцевые спектры; 10 – гранулометрия; свиты: J₂zr – жирновская; J₂kr1 – караулинская (расположение скважин см. рис. 1)

На севере Волгоградской области (до широты Камышина) караулинская свита залегает на гнилушкинских отложениях [22], но на юге она располагается с размывом бахтемирской свиты,

причём здесь её мощность возрастает до 40 м [21]. В Саратовской области отложения непосредственно залегают на палеозойских карбонатных породах. В основании наблюдаются или алевроиты



Таблица 1

Средние гранулометрические спектры, %, пород караулинской, жирновской и каменноовражной свит

Породы	Ф р а к ц и и, мм						
	>2	2–1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,01	<0,01
Глины алевритовые J ₂ ko (1)	–	1,0	0,4	–	0,9	37,0	60,7
Глины J ₂ ko (10)	–	0,1	0,8	0,1	0,9	5,6	92,5
Глины J ₂ zg (20)	–	0,3	0,6	0,1	1,0	7,6	90,4
Глины алевритовые J ₂ zg (2)	–	7,2	1,9	0,3	6,1	30,5	54,0
Глины аргиллитоподобные J ₂ krl (7)	–	0,1	0,3	0,1	0,6	3,5	95,4
Глины алевритистые J ₂ krl (5)	0,3	0,2	0,2	–	0,2	15,6	83,5
Глины алевритовые J ₂ krl (7)	0,4	0,7	1,0	0,1	7,1	31,3	59,4
Алевриты J ₂ krl (5)	0,2	0,2	0,4	0,2	14,3	36,4	48,3
Пески глинистые J ₂ krl (3)	0,8	5,6	5,5	0,1	33,1	15,6	39,3

Примечание. Прочерк означает отсутствие данного параметра; в скобках указано количество проб.

с обилием мелкого неопределимого детрита раковин двустворчатых и головоногих моллюсков и реже ростров белемнитов; или косослоистые алевропесчаники мощностью до 1 м, иногда вмещающие гнезда тёмно-серых углистых глин, углей и песков «гнилушкинской свиты»; или конкреции сидеритизированных известняков, установленных во многих (но не во всех) скважинах. Верхняя граница в литологическом отношении выражена нечётко, но в подошве жирновской свиты глины содержат значительную примесь алевритового компонента (см. табл. 1), а также присутствуют часто наблюдаемые конкреции известняков с текстурой конус в конус.

На протяжении разреза караулинских отложений фиксируется постепенное нарастание концентрации глинистых фракций за счёт снижения содержания алевритовой и тем более песчаных фракций (см. табл. 1). Эти данные дают возможность выделения литологических пачек при детальном опробовании. Они характеризуют медленное углубление морского бассейна седиментации, когда в верхах разреза отлагался главным образом глинистый материал. Это показывает трудности проведения границ без подробного изучения керна скважин, так как на каротажных диаграммах такие тонкости не всегда надёжно интерпретируются.

Рассмотренные отложения вмещают многочисленные и разнообразные органические остатки: обнаружены 86 отпечатков аммонитов, часты раковины двустворчатых и брюхоногих моллюсков, реже встречаются ростры белемнитов, постоянно присутствуют фораминиферы и остракоды, установлены палинокомплексы. Распределение образцов показано на рис. 2, а отдельных видов аммонитов – на рис. 3. Следует отметить, что в одних образцах встречено по 2–3 экземпляра одного и того же вида последних фоссилий, в других же отмечается присутствие 2–3 различных видов. Большинство находок приходится на гли-

нистую пачку, но в алевритах ряда скважин также были обнаружены раковины такого характерного аммонита, как *Ps. michalskii* (Bor.) и виды-индексы фораминифер. Раковины аммонитов чаще имеют размеры от 50 до 80 мм.

Преобладающее количество (около трети) остатков аммонитов приходится на вид *Ps. michalskii* (Bor.), причём его распространение не выходит за пределы караулинской свиты, т.е. этот вид не обнаружен ни в одном из образцов, отобранных из вышележащей жирновской свиты. Значительно меньше находок *Medvediceras aff. inclarum* Mur., *Med. conjungens* Mur. и *Rarecostites aff. mutabilis* (Nic.), которые также встречены только в караулинской свите. Следующие четыре формы *Ps. minor* Mur., *Med. masarowici* Mur., *Ps. medium* Mur. и *Gonolkites validus* Wetz. являются транзитными, и они зафиксированы и в нижних 10 м разреза жирновской свиты. При этом первые два вида наиболее обильны в караулинских глинах (19 и 35% соответственно, табл. 2). В табл. 2 показаны впечатляющие различия в составе и количестве аммонитов, установленных в обеих свитах. Аналогичная картина распределения тех же самых видов наблюдается в обнажениях Каменных оврагов. Учитывая определяющую роль вида *G. convergens* (Buck.) в разделении подразделений байоса и бата как в аммонитовом стандарте [16], так и на территории Русской платформы [11–13], эти данные убедительно доказывают обособленность караулинской и жирновской свит [26].

По поводу распределения двустворчатых и брюхоногих моллюсков в указанном подразделении в литературе приводится мало сведений, отмечается лишь частое присутствие двух видов – *Meleagrinnella doneziana* (Bor.) и *M. echinata* (Smith.), причём количественная сторона их развития по разрезу обычно не оценивалась. Важным обстоятельством обнаружения этой фауны в кернах скважин является совместное их присутствие с аммонитами. Анализ её вертикального

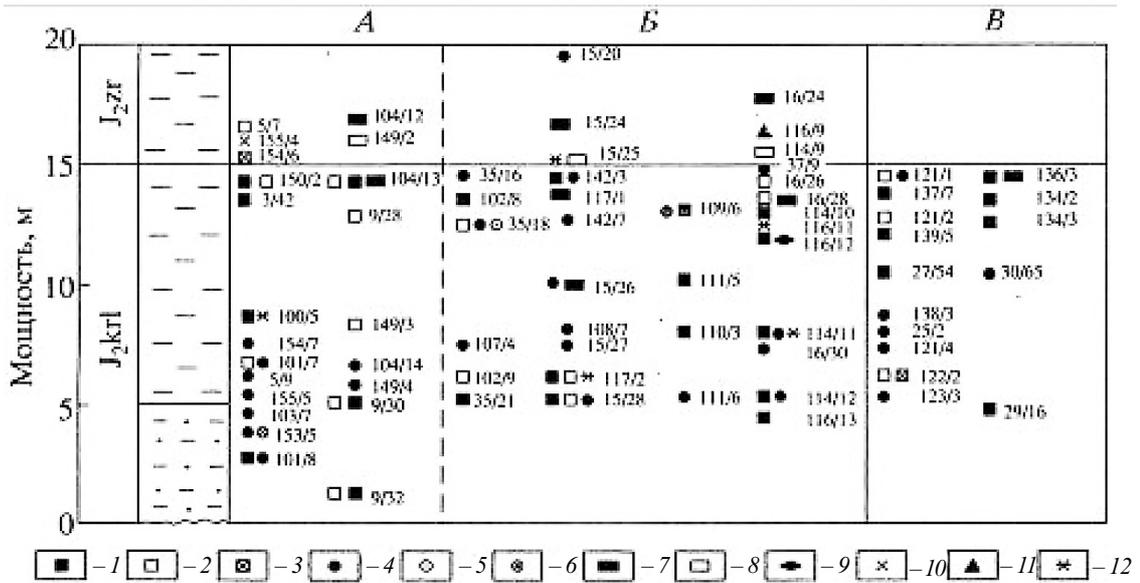


Рис. 3. Распределение видов аммонитов по усредненному разрезу караулинской свиты на севере Волгоградской области: 1 – *Pseudocosmoceras michalskii* (Bor.); 2 – *Ps. minor* Mur.; 3 – *Ps. medium* Mur.; 4 – *Medvediceras masarowici* Mur.; 5 – *Med. conjungens* Mur.; 6 – *Med. inclarum* Mur.; 7 – *Gonolkites validus* Wetz.; 8 – *G. convergens* (Buck.); 9 – *Rarecostites mutabilis* (Nic.); 10 – *Parkinsonia* aff. *balakhanensis* Khud.; 11 – *Oranicerias fretensis* Wetz.; 12 – *Parkinsonia* sp.; цифры означают: числитель – номер скважины; знаменатель – номер образца (обозначение А, Б, В см. на рис. 2)

Таблица 2

Статистическая оценка распределения видов аммонитов в караулинской и жирновской свитах, вскрытых скважинами на севере Доно-Медведицких дислокаций, % от общего количества

Виды аммонитов	Караулинская (86)		Жирновская (41)	
	Количество	%	Количество	%
<i>Pseudocosmoceras michalskii</i> (Bor.)	27	32	–	–
<i>Pseudocosmoceras medium</i> Mur.	1	1	1	2
<i>Pseudocosmoceras minor</i> Mur.	16	19	3	8
<i>Medvediceras masarowici</i> Mur.	30	35	2	5
<i>Medvediceras inclarum</i> Mur.	1	1	–	–
<i>Medvediceras conjungens</i> Mur.	1	1	–	–
<i>Rarecostites mutabilis</i> (Nic.)	1	1	–	–
<i>Rarecostites harmonulatus</i> (?) (Khud.)*	–	–	1	2
<i>Parkinsonia</i> sp.	4	5	12	30
<i>Parkinsonia balakhanensis</i> Khud.	–	–	1	2
<i>Parkinsonia pseudoparkinsoni</i> Wetz.	–	–	2	5
<i>Oranicerias fretensis</i> (Wetz.)	–	–	1	2
<i>Gonolkites validus</i> Wetz.	5	5	11	27
<i>Gonolkites convergens</i> (Buck.)	–	–	4	10
<i>Gonolkites pseudoferrugineus</i> (Nic.)	–	–	2	5
< <i>Perisphinctes</i> > <i>defrancei</i> (Orb.) *	–	–	1	2

Примечание. Систематическое положение вида со звёздочкой, согласно Н.В. Безносову и В.В. Митте [11], установлено неоднозначно; в скобках указано количество проб.

распределения позволяет заключить: 1) одни и те же виды встречаются как в алевроитовой, так и в глинистой пачках, подчёркивая их родство;

2) наибольшая частота встречаемости свойственна видам *M. doneziana* (Bor.) и *M. echinata* (Smith.), при этом первые образуют мощные ракушняковые



банки (до 50 экз.), тогда как вторые наблюдаются чаще в виде единичных раковин; 3) несмотря на транзитный характер большинства двустворчатых моллюсков в караулинской и жирновской свитах, можно выделить комплекс, специфический только для первой, состоящий из видов *Nucula* aff. *sana* Bor., *N. nana* Bor., *Pleuromya tenuistriata* (Gold.), *P. caudata* Terq., *Oxytoma scarburgense* Roll., *Questedia* aff. *laevigata* (Phill.), *Mytiloides quenstedti* Pcel., *M. amygdaloides* (Gold.), *Inoceramus ussuriensis* Vor.; 4) брюхоногие моллюски по сравнению с жирновской свитой относительно редки, а род *Promathilda* и вид *Posidonia buchi* Roem. полностью отсутствуют, но они часто встречаются в жирновских глинах. Так же редко фиксируются белемниты.

Как отмечалось выше, фораминиферы являются диагностическими фоссилиями для установления караулинской свиты, для которой принят региональный комплекс Am. subjurassicus – *Lenticulina saratovensis* [7]. В изученных разрезах постоянно обнаруживаются в значительных количествах виды-индексы. Так же часто присутствуют *L. clara* Chab., *L. compacta* Chab., описанные Т.Н. Хабаровой в обнажениях Каменных оврагов [4]. Более редко отмечаются *Haplophragmoides planus* Ant., *Eoguttulina triloba* (Terq.), *Planularia instabilis* (Terq.), *P. cordiformis* (Terq.), *P. arietis* (Issler), *P. ex gr. protracta* (Born.), *Trochammina* sp., а в виде единичных экземпляров установлены характерные для жирновской свиты виды *L. volganica* (Dain). Важно отметить исчезновение видов-индексов на границе с последним подразделением, тогда как они постоянно встречаются в караулинских алевролитах и глинах. При этом смена комплексов в обеих свитах наблюдается в узком промежутке разреза (1–5 м).

Остракоды присутствуют в образцах довольно часто, но их разнообразие ограничено. Встречаются формы *Procytheridea bajociensis* (Chab.), *Pr. praerimosa* (Chab.), *Pr. concinna* Perm., *Pr. pseudocrassa* (Wien.), *Glyptocythere aspera* (Chab.), *Paracypris bajocina* Bate, *Paracytheridea tricostata* Chab., отнесённые Т.Н. Хабаровой [4] к фораминиферовой зоне Am. subjurassicus – *L. saratovensis*.

По палинологическим данным существуют большие трудности ярусного расчленения среднеюрских отложений в связи с однотипным развитием растительности, особенно в течение байос-батского диапазона. Тем не менее следует отметить ряд признаков. Среди спор в караулинском комплексе доминируют *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) в количестве 20–35% (в среднем 26,4%). Меньшую роль играют споры *Cyathidites* (в среднем 9,9%) и пыльца хвойных *Pinaceae* – *Podocarpacea* (в среднем 8,6%). Присутствуют споры *Dictyophyllum* (1–3%) и плауновых (1–3%). Среди последних установлены виды *Lycopodiumsporites subrotundus* (К.–М.) Vin., *L. perplicatus* (Bolch.) Vin., *Selaginella granata* Bolch., *Neorais-*

trickia rotundiformis (К.–М.) Taras., характерные для байоса. Встречены такие споры семейства *Osmundaceae* (1–2%), рода *Eboracia* (2%), мхов *Stereisporites compactus* (Bolch.) Ijina и папоротников *Klukisporites variegates* Couper, *Cingulatisporites pseudoalveolatus* Couper, *Tripartina variabilis* Mal., *Hymenozonotriletes utrier* (Mal.) Sem. По сравнению с гнилушкинским палинокомплексом в караулинских отложениях в 2–3 раза возрастает количество спор *Gleicheniaceae*, *Cyathidites*, *Leiotriletes* и пыльцы *Classopollis*, убывают в 1,5–2 раза содержание спор диоптериевых, матониевых и ликоподиевых и количество пыльцы. Общее видовое разнообразие в караулинском комплексе существенно беднее по сравнению с гнилушкинским, что, очевидно, связано с уменьшением площади континентальной суши. Отличия караулинских и жирновских комплексов не очень заметны, качественные и количественные показатели близки. Поэтому трудно обосновать разделение данных свит по спорово-пыльцевым спектрам.

Анализ представленных сведений позволяет установить следующие диагностические признаки караулинской свиты Нижнего Поволжья, тем более что приводятся новые материалы.

1. В отличие от мнения В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой в данной статье обосновывается самостоятельность караулинской свиты, присутствующей не только в бассейне Иловли, но и в пределах Доно-Медведицких дислокаций, т.е. на всей стратотипической местности. Она обладает двучленным строением с выделением нижней алевроитовой и верхней глинистой пачек. При этом от подошвы к кровле постепенно убывает гранулометрическая дифференцированность пород.

2. В низах и верхах свиты залегают известняки характерного состава и текстуры, которые являются маркерами границ. Кроме того, в подошве наблюдаются косослоистые алевропесчаники, а подошвенные алевролиты содержат неопределимый детрит моллюсков.

3. Одна и та же фауна и флора присутствует в обеих литологических пачках, что свидетельствует об их родстве. Наиболее свойственными аммонитами являются представители родов *Pseudocosmoceras*, *Medvediceras*, *Rarecostites*, из которых только некоторые виды проникают в жирновские глины. Нигде не обнаружены аммониты рода *Garantiana*, характерные для бахтемирской свиты. Несмотря на транзитный характер многих видов двустворчатых моллюсков, для караулинских отложений установлен специфический комплекс, а состав брюхоногих моллюсков является обеднённым с отсутствием видов, типичных для жирновской свиты. Фораминиферный комплекс совпадает по видам-индексам с региональной фораминиферовой зоной.

4. Судя по наличию аммонитов, караулинскую свиту следует сопоставлять с частью аммонитовой зоны стандарта *P. parkinsoni* – с подзонами



bomfordi и densicosta. Тем самым устанавливается стратиграфическое положение типового аммонита *Ps. michalskii* (Bor.), чему посвящены работы Н.В. Безносова и В.В. Митты [11–13], а также наша статья [26].

5. Условия залегания отложений, особенности их вещественного состава и присутствие морской фауны позволяют относить их к прибрежно-морской фации, знаменующей начальную новую стадию развития морского бассейна.

6. Ареал караулинской свиты протягивается от края Карпинского, где мощность достигает 40 м с увеличением роли глин, до северной оконечности Приволжской возвышенности, где она снижается до 10 м, и в составе увеличивается доля алевроитов и глинистых песков.

7. Учитывая отсутствие в литературе полных разрезов караулинских отложений, предлагается использовать в качестве стратотипических разрезы в скважинах (в скобках указаны интервалы глубин): 3 (234–243 м), 9 (125–133,5 м), 15 (85–95 м), 16 (105,5–116 м), 27 (373–385 м), 35 (57–70,5 м), 114 (68–81 м), 116 (60–73 м), 121 (23–36 м), 149 (65–74 м), которые хорошо охарактеризованы по литологическим и палеонтологическим признакам.

Жирновская свита J_{2g} в качестве самостоятельного стратона была выделена В.И. Левиной на основе краткого описания разреза в Малом Каменном овраге [8]. За типовой разрез также была принята последовательность пород в интервале 48–134 м скв. 9, пробуренной в стратотипической местности. При этом в работе [8] в объём свиты были включены все глины без учёта палеонтологического обоснования их возраста. В результате такой процедуры в составе свиты оказались как глины с аммонитом *G. convergens* (Виск.) нижнего бата, так и глины с видом *Ps. michalskii* (Bor.), характерным для верхнего байоса. Поэтому В.И. Левина предположила возраст жирновской свиты в диапазоне от позднего байоса до раннего бата. При таком подходе караулинская свита не выделялась на севере Волгоградской области, что противоречит ранее известным и новым нашим фактическим материалам. Не вполне понятна приводимая палеонтологическая характеристика, в которой отсутствуют данные Е.А. Троицкой по обнажениям Каменных оврагов и наши сведения, полученные при изучении керна, вследствие чего интервалы глубин в скв. 9 даны ошибочные. Критика изложенных представлений приводится в статье [18]. Все это предопределило необходимость пересмотра мнения В.И. Левиной по жирновской свите.

Строение свиты по кернам ряда скважин иллюстрирует рис. 4. В той или иной степени оно подтверждается при обследовании разрезов в обнажениях, хотя там наблюдаются только отдельные фрагменты и границы свиты достоверно не фиксируются. Повсеместно жирновские отложения залегают на караулинских глинах. В

основании первые породы обогащаются алевроитовым компонентом (см. табл. 1), но в целом они согласно залегают на караулинской свите. Присутствие алевроитовой примеси объясняется, очевидно, расширением морского бассейна, в результате чего возрастал привнос разнообразного терригенного материала. Литологический состав свиты по разрезу меняется незначительно – везде присутствуют алевроитистые и аргиллитоподобные глины (см. табл. 1), редко отмечаются прослои алевроитовых глин мощностью до 2 м без чётко выраженных границ. Все породы имеют тёмно-серый цвет, рассеянный карбонат не установлен. В них наблюдается линзовидная слоистость, обусловленная неравномерным распределением алевроитового материала в глинистой матрице. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и каолинит, причём содержание последнего убывает по сравнению с караулинскими глинами. Специфической особенностью литологического состава является присутствие известняковых конкреций, минеральный состав которых рассмотрен в статье [27]. Можно отметить три уровня их развития. Вблизи подошвы наблюдаются известняки с текстурой конус в конус. На расстоянии 10–15 м от подошвы они интенсивно сидеритизируются. Выше по разрезу установлены алевроглинистые известняки с массивной текстурой. Мощность свиты составляет 76–84 м.

Распределение видов аммонитов показано на рис. 5. Выявляются следующие особенности: 1) присутствие тех же самых видов, которые встречены в караулинских глинах, – *Ps. minor* Mur., *Ps. medium* Mur., *Med. masarowici* Mur., *G. validus* Wetz., причём первые три формы приурочены к нижним 10 м жирновской свиты, а последняя распределена по всему разрезу; 2) существенно увеличивается количество и разнообразие представителей рода *Parkinsonia*; 3) наиболее интересно положение аммонитов рода *Gonolkites*. Из них важным в разграничении караулинской и жирновской свит является вид *G. convergens* (Buck.), расположенный в нижней части последнего стратона, но он не переходит в караулинское подразделение, где заканчивает свое развитие вид *Ps. michalskii* (Bor.); 4) кроме характерного для нижнего бата вида *G. convergens* (Buck.) в жирновской свите присутствует много верхнебайосских форм (*G. validus* Wetz., *G. pseudoferrugineus* (Nic.), *P. balakhanensis* Khud., *P. pseudoparkinsoni* Wetz. [16]); 5) по сравнению с караулинской свитой значительно снижается число выявленных аммонитов, что хорошо видно по данным табл. 2. В ней продемонстрировано преобладание представителей родов *Parkinsonia*, *Oraniceras* и *Gonolkites* в жирновской свите.

Принимая во внимание сведения Е.А. Троицкой по обнажениям, можно констатировать, что для жирновской свиты характерны виды родов *Parkinsonia* (*complanata*, *parkinsoni*, *pseudoparkinsoni*, *balakhanensis*), *Oraniceras* (*gyrumbilicus*,

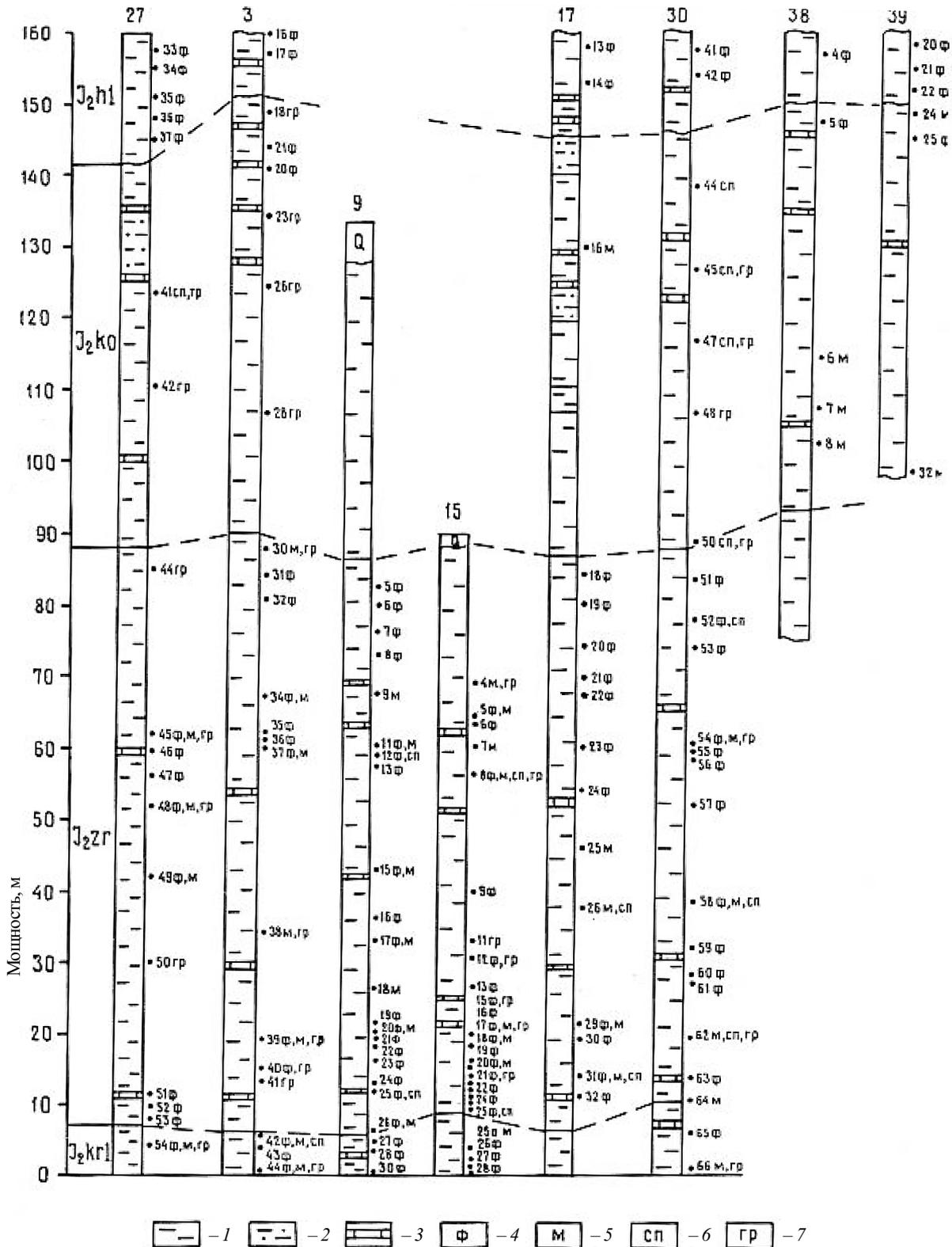


Рис. 4. Корреляция литологического состава и расположение образцов с палеонтологическим обеспечением по разрезу батских отложений в опорных скважинах; пунктиром обозначены корреляционные линии по границам подразделений (номера скважин и образцов см. на рис. 3); 1 – глины; 2 – алевриты; 3 – известняки; виды опробования; 4 – макрофауна; 5 – микрофауна; 6 – споровопыльцевые спектры; 7 – гранулометрия

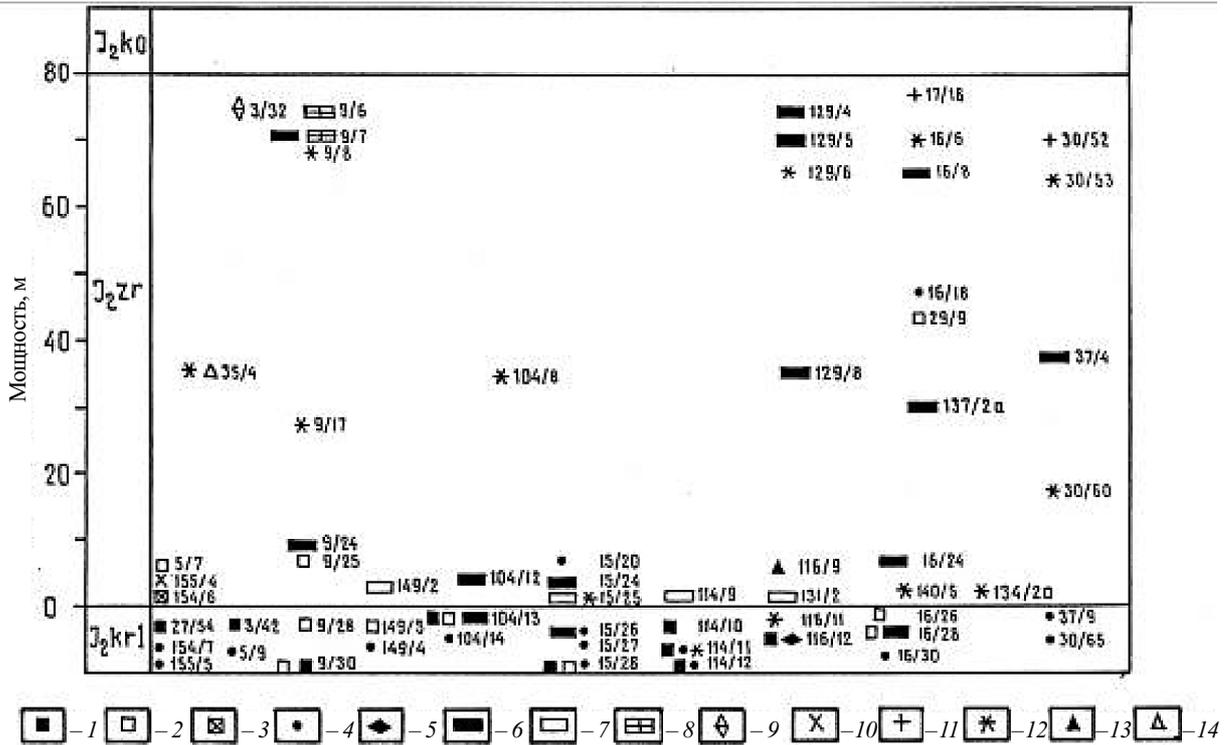


Рис. 5. Распределение видов аммонитов по усредненному разрезу жирновской свиты на севере Волгоградской области: 1 – *Pseudocosmoceras michalskii* (Bor.); 2 – *Ps. minor* Mur.; 3 – *Ps. medium* Mur.; 4 – *Medvediceras masarowici* Mur.; 5 – *Rarecostites mutabilis* (Nic.); 6 – *Gonolkites validus* Wetz.; 7 – *G. convergens* (Buck.); 8 – *G. pseudoferrugineus* (Nic.); 9 – *Rarecostites (?) harmonulata* (Khud.); 10 – *Parkinsonia balakhanensis* Khud.; 11 – *P. pseudoparkinsoni* Wetz.; 12 – *Parkinsonia* sp.; 13 – *Oranicerias fretensis* Wetz.; 14 – *Perisphinctes (?) defrancei* (Orb.)

wuerttembergicus, mojarowskii, fretensis), *Gonolkites (convergens, validus, pseudoferrugineus)*. Сюда же принадлежат караулинские формы *Ps. medium* Mur., *Ps. minor* Mur., *Med. masarowici* Mur. Недавно В.В. Митта описал новый вид *Sokurella galaczi* Mit. в сокурском разрезе вблизи Саратова [28]. Такой состав сообщества намного богаче по сравнению с данными [8].

Анализ распределения двустворчатых и брюхоногих моллюсков и белемнитов по разрезу жирновской свиты позволяет сделать следующие выводы: 1) относительно караулинских отложений значительно увеличивается встречаемость и разнообразие фоссилий. При этом можно выделить две группы. Первую составляют рода, которые наблюдаются и в караулинской свите, – *Meleagrinnella, Nucula, Pleuromya, Modiolus, Lima*, причём первые два рода фиксируются часто, а последние три – сравнительно редко. Во вторую группу входят вновь появляющиеся рода двустворчатых моллюсков *Posidonia, Platymya, Anisocardia, Corbula, Mactromya*. Особо разнообразны брюхоногие моллюски родов *Promathilda* и *Pseudomelania*. Намного чаще и разнообразнее по видовому составу представлены белемниты; 2) большая часть фоссилий приурочена к нижним и средним интервалам разреза. Моллюски *M. doneziana* (Bor.) формируют банки, содержа-

щие до 100 экз., а *M. echinata* (Smith.) – до 10 экз. В верхах разреза встречаются представители родов *Phaenodesmia, Corbula, Anisocardia*, а также криноидеи *Pentacrisnus* и черви *Serpula*, свидетельствующие о мелководном морском бассейне; 3) следует привести список окаменелостей: двустворчатые моллюски *M. doneziana* (Bor.), *M. echinata* (Smith.), *Nucula eudorae* (Orb.), *N. eudorae* var. *acuta* Bor., *N. subovalis* Gold., *N. cf. circuliformis* Bor., *N. variabilis* Sow., *N. maga* Bor., *Pleuromya beanii* (Mor.), *Pl. ex gr. elongata* (Gold.), *Pl. cf. alduini* (Br.), *Lima duplicate* Sow., *Posidonia bucki* Roem., *Modiolus* cf. *gubbose* (Sow.), *Anisocardia minima* Sow., *Mactromya varicosum* (Soe), *Corbula involuta* Gold., *Phaenodesmia* ex gr. *dorogomilovensis* Bor., *Cardinia* aff. *turcestanica* Tsch., *Platymya minuta* Aq., *Liostrea* cf. *acuminata* (Gold.), *Parallelodon* cf. *elongatus* (Sow.); брюхоногие моллюски *Promathilda parentis-manifesta* Jamp., *Pr. cf. tricostata* Jamp., *Pr. sulcata* Jamp., *Pr. bicarinata pilosa* Jamp., *Pr. alveata* Jamp., *Anoptychia multifaria* Jamp., *An. sublata* Jamp., *Zygopleura cyclica* Jamp., *Z. confragosa* Jamp., *Natica tracta* Piet., *Pseudomelania dentata* Jamp.; белемниты *Megateuthis* cf. *elliptica* (Mil.), *M. cf. linga* (Vol.), *Hobolites* cf. *fusiformis* (Park.), *Holcobelus tschegemensis* (Krim.), *Cylindroteuthis (C.) cf. spathi* Sak.



Стратиграфическая информативность фораминифер является высокой. Особенно важную роль они играют при изучении керна скважин, когда обнаружение остатков аммонитов ограничено диаметром и количеством поднятого керна. Именно комплексы этих микрофоссилий дают возможность значительно сузить интервал перехода от одного стратона к другому, когда одни виды исчезают из разреза, а другие появляются. При этом ключевое значение имеет совмещение образцов с аммонитами и фораминиферами, что позволяет привязать комплексы микрофауны к аммонитовой шкале.

Для жирновской свиты свойственен комплекс с устойчивым видовым составом: *Lenticulina volganica* (Dain), *L. mironovi* (Dain), *Vaginulina dainae* (Kos.), *Astacolus bicostatus* (Dees.), представители которого присутствуют в больших количествах (свыше 20 экз.) во всех изученных образцах. Кроме того, установлены следующие сопутствующие виды (в скобках указаны номера образцов, см. рис. 4): *Darbyella kutsevi* Dain (3/34, 9/9, 9/11, 15/8), *Geinitzinita spatulata* (Terq.) (15/9), *G. nodosaria* (Terq.), *Lenticulina clara* Chab., *Planularia instabilis* (Terq.), *Pl. insueta* Tur. (16/7), *Pl. cordiformis* (Terq.) (15/4), *Astacolus sarpiensis* Star. (16/7), *Spiroptalmidium clarum* Ant. (15/15). Транзитными из караулинской свиты являются виды в единичных экземплярах: *L. clara* Chab., *Pl. instabilis* (Terq.), *Pl. cordiformis* (Terq.). Смена комплексов фораминифер происходит достаточно быстро – на протяжении первых метров разреза, что позволяет надёжно проводить границу между караулинской и жирновской свитами [26]. Совмещение с аммонитами дает возможность указанный комплекс *L. volganica* – *V. dainae* относить по возрасту к раннему бату, а не говорить о частичной замещаемости этим сообществом караулинского комплекса *Am. subjurassicus* – *L. saratovensis* [7].

Остракоды встречаются намного реже фораминифер, и их значимость при расчленении отложений снижена ввиду их широкого стратиграфического диапазона. По всему разрезу обнаружены следующие виды: *Procytheridea bajociensis* (Chab.), *Pr. concinna* Perm., *Pr. praerimosa* Chab., *Paracypris bajociana* Bate, которые установлены и в караулинских образованиях. Но в жирновской свите дополнительно отмечены следующие виды (в скобках номера образцов): *Furbegiella kiziekaspanensis* (Mand.) (3/34, 9/20, 16/7), *Palaeocytheridea bakirovi* Mand., *P. cf. priva* Perm. (15/17, 15/18), *P. tricostata* (Chab.), *P. aspera* Chab. (16/5), *P. tuberosa* (Chab.), *Macrodentina strigata* (Chab.), *Glyptocythere multa* Perm. (3/34), *Gl. aspera* (Chab.), *Gl. fuscils* Br. (3/39).

По палинологическим данным, жирновская свита плохо отделяется от караулинских отложений по качественным и количественным показателям. Основную фон спектров составляют споры папоротников и папоротниковобразных *Leiotriletes*, а также споры *Cyathidites* и *Gle-*

ichenaceae и др. Пыльцевую часть спектров представляют хвойные с дифференцированными воздушными мешками семейств *Pinaceae* и *Podocarpaceae* (18,6%) и гинкговые (3,9%). Следует заметить, что спорово-пыльцевые данные, приводимые В.В. Миттой с коллегами [13] для сокурского разреза, имеют существенные отличия, которые пока что не находят своего объяснения, хотя основную долю спектров составляют споры папоротников.

Таким образом, изложенные сведения в совокупности с ранее известными фактами позволяют отметить следующие особенности жирновской свиты.

1. Свита имеет устойчивый литологический состав, в котором доминируют глины мощностью порядка 80 м. Лишь в подошвенной части в них наблюдается примесь алевроитовой фракции. От караулинской свиты жирновские отложения отделяются частыми конкрециями известняков с текстурой конус в конус. Верхняя граница с каменноовраженной свитой литологически не выражена, но чётко фиксируется по цвету пород (см. ниже).

2. Для жирновской свиты свойственны аммониты родов *Parkinsonia* (4 вида), *Oraniceras* (4 вида), *Gonolkites* (3 вида), встречаются переходные из нижележащих отложений некоторые виды родов *Pseudocosmoceras*, *Medvediceras*. Существенно возрастает количество и разнообразие двустворчатых и брюхоногих моллюсков, а также белемнитов. Для свиты характерным является фораминиферовый комплекс *L. volganica* – *V. dainae*, виды-индексы которого не установлены в караулинской свите. Эти данные дают основание для датирования жирновской свиты только ранним батом в отличие от позднебайосско–раннебатского возраста, принятого в [8].

3. Условия залегания отложений, особенности их вещественного состава и присутствие морской фауны позволяют отнести их к осадкам открытого эпиконтинентального морского бассейна, которые свидетельствуют об его расширении по сравнению с караулинским временем.

4. Ареал жирновской свиты охватывает площадь от кряжа Карпинского до окончания Приволжской возвышенности, при этом на юге мощность достигает 100 м, а на севере убывает до 30–40 м, и здесь возрастает роль алевроитовой составляющей.

5. Принятый в [8] стратиграфический разрез в Малом Каменном овраге является неполным, а в описании отсутствуют многие виды аммонитов, но зато в объём включены заведомо караулинские глины. Поэтому в качестве гипостратотипа предлагаются разрезы по скважинам (в скобках интервалы глубин) 3 (150–234 м), 9 (43–125 м), 15 (2,5–85 м), 17 (154–233 м), 27 (292–373 м), 30 (225–303 м), где наблюдаются нижняя и верхняя границы и породы обладают хорошими литологической и палеонтологической характеристиками.



Следует отметить дополнительные скважины, в кернах которых получены данные по аммонитам и фораминиферам, по которым обосновывается разделение жирновской и караулинской свит: 129 (46–142 м), 131 (14–22 м), 114 (0,5–68 м), 104 (0,5–66 м), 149 (3,5–65 м).

Каменноовражная свита J₂ko выделена В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой [8] в объёме среднего и верхнего бата со стратотипическим разрезом в Малом Каменном овраге (вблизи Жирновска). По их мнению, она представлена серыми алевритовыми глинами с прослоями тёмно-серых глин и известняковых песчаников с общей мощностью 20 м. Возраст принимается на основании находок фораминифер *Ammodiscus baticus* Dain, двустворок *Meleagrinnella* и диноцист *Kalyptea dinoceras* без указания места отбора образцов.

Наши данные по опробованию керна ряда скважин и описанию стратотипического разреза не согласуются с этими представлениями ни по литологии и мощностям, ни по палеонтологическому обеспечению возраста. Корреляция литологического состава в ряде скважин и размещение отобранных образцов демонстрируются на рис. 4. Изученные отложения залегают согласно на жирновских тёмно-серых глинах. В их подошве наблюдается алевритовая примесь (до 8%). В целом свита сложена довольно однородными светло- и голубовато-серыми алевритистыми неизвестковистыми глинами с прослоями алевритовых глин и алевритов без чётко выраженных границ (см. табл. 1). Постоянно фиксируется тонкая горизонтальная слоистость, прослеживаемая по всему разрезу. Она создана чередованием тёмного глинистого и более светлого алевритового материала. Соотношение глин и алевритов для полного разреза оценивается как 80 : 20, но в верхах оно достигает величины 50 : 50 за счёт увеличения количества алевритовых прослоев. Верхняя граница свиты совпадает с перерывом седиментации, когда опесчаненные хлебновские глины J₂h1 нижнего келловея, содержащие характерную фауну аммонитов и фораминифер, налегают на светло-серые каменноовражные глины с фораминиферами *Am. baticus* Dain. Мощность свиты изменяется в пределах 54–61 м, что согласуется с ранними результатами [1, 4–6, 21, 25].

Эти признаки – светлая окраска и тонкая слоистость пород – являются диагностическими, позволяющими отличать их от тёмноокрашенных глин келловея или нижнего бата даже в полевых условиях. Кроме того, по разрезу наблюдаются линзовидные прослои тёмно-серых массивных известняков с различным количеством терригенной составляющей [27]. Для них характерна постоянно проявленная сидеритизация карбонатного и глинистого вещества, а также пологоволнистая и мульдобразная слоистость. Эти признаки свойственны только известнякам каменноовражной свиты.

Органическими остатками отложения довольно бедны. В некоторых образцах обнаружены раковины *Ostrea* sp. (38/5, 39/25), *Posidonia buchi* Roem. (3/21) и чешуйки рыб (3/20), приуроченные к кровле разреза. Указания В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой о присутствии двустворок *Meleagrinnella* на изученной площади не подтвердились. Если рассматривать распределение этих моллюсков по вертикальному разрезу жирновской и каменноовражной свит в конкретных скважинах (рис. 4), то можно заметить существенное уменьшение частоты их встречаемости уже в верхах первого стратона, что свидетельствует об ухудшении условий их обитания.

Более обычны находки фораминифер *Am. baticus* Dain (38/6, 39/24, 129/1), обнаруженных по всей протяжённости разреза и иногда встречающихся в значительных количествах, особенно там, где не наблюдаются карбонатные конкреции. В отобранных 46 образцах (через каждые 10 м разреза) в кернах ряда скважин микрофауна не обнаружена. Так же пустыми оказались образцы, взятые в обнажении Малого Каменного оврага. Все это свидетельствует о низкой встречаемости фораминифер в породах.

Комплекс остракод представлен видами *Procytheridea praeiramosa* (Chab.) (38/7), *Pr. bajociensis* (Chab.) (17/16, 38/8, 39/24, 39/32) и *Paracypris bajocianna* Vate (38/8, 38/7), зафиксированными и в жирновских образованиях. В одном образце (39/32) отмечен вид *Protocythere clivosa* (Chab.), свойственный, по мнению Т.Н. Хабаровой, среднему бату. Палинологическая характеристика каменноовражной свиты практически от отличается от таковой в жирновских отложениях.

По представлениям В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой, в объём каменноовражной свиты включен и верхний бат. Для стратотипической местности – север Доно-Медведицких дислокаций – это ничем не доказывается. Присутствие диноцист *Kalyptea dinoceras* в разрезе Малинового оврага (Саратовская область) не может быть свидетельством присутствия верхнего бата в рассматриваемом районе, и перенос этих данных далеко на юг (на 130 км) вряд ли можно признать правомерным, особенно для стратотипического разреза.

Находки *Kalyptea dinoceras* на Печорском Севере совмещаются с аммонитом *Cadoceras variabile* Spath, который С.В. Меледина с коллегами [29, 30] помещает вблизи кровли верхнего бата. Для Саратовско-Волгоградского Правобережья [9] слои с *Kalyptea dinoceras* принадлежат низам келловея, а пески и глины с *Dichadogonyaulax sellwodii* – *Protobatioladinium* sp. – к верхнему бату. Правда, А.Г. Олферьев [10] отметил ошибочность этих данных по диноцистам. В Подмоскowie последняя ассоциация встречена в средней части мокшинской свиты ранне-среднебатского возраста, но вблизи её кровли установлены *Kalyptea dinoceras*. Следовательно, вопрос не может считаться решённым. Поэтому вносить данную



находку в стратотипический разрез свиты вряд ли можно.

Само присутствие такой эндемичной фораминиферы, как *Am. baticus* Dain, указывает на развитие неблагоприятных условий обитания морских организмов, прежде всего по солёности. Реконструкции И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазонова [25] свидетельствуют об обособленности морского бассейна и его опреснении в течение среднего бата. Об этом же говорят находки моллюска *Ostrea* sp. Неодновременное исчезновение фауны в жирновских отложениях (см. рис. 4) можно трактовать как пространственную неоднородность такового опреснения даже в пределах ограниченной площади. Поэтому больше оснований полагать здесь завершение позднебайосско–среднебатской седиментации, чем её продолжение в позднем бате. Тем более что фораминиферы *Am. baticus* Dain соотносятся с аммонитом *Procerites progracilis* (Cox et Ark.) [7] начальной одноимённой зоны аммонитового стандарта [16]. Таким образом, целесообразнее принять возраст каменноовражной свиты только среднебатским.

Изложенные материалы и соображения по каменноовражной свите совместно с анализом опубликованных данных позволяют сделать следующие выводы.

1. В отличие от представлений В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой в статье [8] обосновывается мнение о сравнительно однородном литологическом составе подразделения, сложенного преимущественно серыми глинами с прослоями алевритов и известняков, при этом к верхам разреза увеличивается доля алевритов. Мощность отложений варьирует вокруг величины 60 м. Эти данные согласуются с результатами предшествующих исследований. Нижняя граница с жирновской свитой выражена нечётко, а верхняя совпадает с перерывом осадкообразования, выше которого развиты келловейские глины.

2. В каменноовражных породах встречено мало органических остатков. Наиболее обычны фораминиферы *Am. baticus* Dain, которые соотносятся с аммонитовой зоной *progracilis* стандарта, начинающей средний бат. находка диноцисты *Kalyptea dinoceras*, к тому же обнаруженной на севере от стратотипического разреза, не может служить основанием для расширения возраста свиты до позднего бата.

3. Условия залегания отложений, их вещественный состав и бедность морской фауны свидетельствуют о регрессивном характере свиты, которая отражает завершение верхнебайосско–среднебатского осадконакопления на территории Нижнего Поволжья.

4. Ареал каменноовражной свиты охватывает большую площадь региона, где её мощность составляет порядка 60 м, но к северу величины убывают с одновременным возрастанием доли алевритов. На самом юге региона (кряж Карпинского) среднебатские отложения не установлены.

5. Учитывая неполноту стратотипического разреза в Малом Каменном овраге и отсутствие находок фауны, предлагается в качестве гипостратотипа принять разрезы в скважинах, расположенных в стратотипической местности (в скобках интервалы глубин): 3 (89–150 м), 17 (94–154 м), 27 (238–2392 м), 30 (167–225 м), 38 (40–97 м), 39 (14,5–93,5 м), 129 (2–46 м).

Заключение

Выполненный анализ литологических и палеонтологических сведений, полученных при детальном опробовании непрерывных разрезов морских байос-батских отложений в кернах многих скважин в стратотипической местности при совмещении находок аммонитов и фораминифер, позволяет внести необходимые коррективы в существующую стратиграфическую схему средней юры Нижнего Поволжья [8, 9]. Верхнюю часть разреза составляют последовательно нарастающие три свиты, характеризующие позднебайосско–среднебатскую стадию геологической истории региона. Кроме того, уточняется объём и частично возраст бахтемирской и впервые выделяемой родионовской свит, венчающих раннюю стадию морской седиментации. Последние развиты только до широты Камышина, тогда как первые три стратона распространены на большой площади Нижнего Поволжья и составляют новый этап трансгрессивного развития региона. Отмечается снижение мощностей подразделений и увеличение доли алевритового компонента в северном направлении – в пределах Саратовско-Ульяновского Правобережья.

Внесенные коррективы кратко можно свести к следующим положениям.

1. Родионовская свита должна соотноситься с аммонитовой зоной *Strenoceras niortense* стандарта и имеет прибрежно-лагунное происхождение, согласно предложению А.И. Сарычевой [5].

2. Бахтемирская свита соответствует нижней половине аммонитовой зоны *G. garantiana* стандарта – подзонам *dichotoma* и *subgaranti* и отвечает осадкам открытого моря.

3. Караулинская свита соотносится с верхами зоны *P. parkinsoni* стандарта – с подзонами *densicosta* и *bomfordi* согласно представлениям В.В. Митты [12, 13]. Она принадлежит к прибрежно-морской фации новой стадии развития трансгрессии.

4. Жирновскую свиту предлагается ограничить большей частью аммонитовой зоной *zigzag* стандарта – подзонами *convergens* и *macrescens* по международной шкале или зоной *besnosovi* для Русской плиты, по В.В. Митте [12, 13]. Она характеризует условия седиментации в открытом морском бассейне.

5. Каменноовражная свита имеет только среднебатский возраст. Присутствующие фораминиферы



Am. baticus Dain сопоставляются с аммонитовой зоной *progracilis* стандарта. Она относится к регрессивной фации морского бассейна.

Такие стратиграфические объёмы местных стратонов отображены в табл. 3. Представленные материалы показывают целесообразность применения комплексных характеристик при выделении свит. В соответствии с положениями Стратиграфического кодекса [31] они включают следующие признаки: литологическую и палеонтологическую характеристики, имеющие равноценное значение; фациальную принадлежность; мощность и

амплитуду их колебаний по изученной площади; соотношение с подстилающими и покрывающими образованиями с описанием контактовых зон между стратонами; корреляцию с известными стратотипами; также учитывается географическое распространение подразделения. Такой подход отличается от литостратиграфического расчленения, используемого В.И. Левиной и Н.Р. Прохоровой. Он является более обоснованным при выделении и описании местных подразделений и позволяет выявлять детали геологической истории региона.

Таблица 3

Варианты толкования стандартной аммонитовой шкалы батского яруса, предлагаемые схемы расчленения бата на Печорском Севере [29, 30] и в Поволжье [12, 13] и соотношение с ними изученных караулинской, жирновской и каменноовражной свит на севере Волгоградской области

Ярус	С.В. Меледина и др. [29, 30]		В.В. Митта [12, 13]		Свиты на севере Волгоградской области			
	Подъярус		Подъярус					
Батский	Верхний	<i>Clydoniceras discus</i>	Слой с <i>Cadoceras variable</i>	Верхний	<i>discus</i>	Размыв		
		<i>Oxycerites orbis</i>	Аммониты не найдены		<i>hollandi</i>		<i>Cadoceras aff. calyx</i>	
		<i>Procerites hodsoni</i>	Слой с <i>Arcticoceras ishmae</i> и <i>A. harlandi</i>		<i>hannoveranus</i>		<i>Keplerites vardekloeftensis</i>	
	Средний	<i>Tulites subcontractus</i>		<i>blanazense</i>	<i>K. aff. peramplus</i>			
		<i>Procerites progracilis</i>	Аммониты не найдены	<i>hodsoni</i>	<i>Keplerites sp.</i>			
	Нижний	<i>Asphinctes tenuiplicatus</i>	Аммониты не найдены	Средний	<i>morrisoni</i>	Аммониты не найдены	Каменноовражная J ₂ ko (аммониты не найдены)	
		<i>Zigzagiceras zigzag</i>	Слой с <i>Oraniceras cf. gyrumbrilicium</i> , <i>Golonkites cf. convergens</i>		Верхний			<i>subcontractus</i>
								<i>progracilis</i>
	Байос	Верхний	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>		<i>tenuiplicatus</i>	<i>ishmae</i>	<i>ishmae</i>	Жирновская J ₂ zr
					<i>yeovilensis</i>	<i>harlandi</i>		
<i>macrescens</i>					<i>besnosovi</i>	<i>besnosovi</i>		
<i>convergens</i>					<i>mojarowskii</i>			
Верхний				<i>bomfordi</i>	<i>masarowici</i>	<i>michaliskii</i>	Караулинская J ₂ kr1	
				<i>densicosta</i>				

Если для родионовской, бахтемирской и караулинской свит границы с той или иной детальности являются достаточно определёнными в рамках указанных возрастных диапазонов, то для жирновской и каменноовражной свит картина другая. Это связано с разным толкованием аммонитового стандарта применительно к Русской платформе, обострённым в связи с

находками аммонитов *Arcticoceras harlandi* и *Ar. ishmae* в сокурском разрезе вблизи Саратова [13]. Указанные данные дали основания В.В. Митте с коллегами частично пересмотреть аммонитовую шкалу для Русской платформы (бассейн Волги) (см. табл. 3). Такой подход имеет отношение к установлению границ жирновской и каменноовражной свит.



Если принять точку зрения С.В. Мелединой и др. [29, 30], то жирновская свита будет соответствовать полной аммонитовой зоне zigzag стандарта, а верхняя граница каменноовражной свиты должна проводиться в основании зоны subcontractus среднего бата, где также появляются суббореальные аммониты *Ar. harlandi* и *Ar. ishmae*. Если же согласиться с мнением В.В. Митты и др., то объём жирновской свиты должен быть ограничен зоной besnosovi (подзонами convergens и macrescens стандарта), а зона yeovilensis нижнего бата будет тогда соответствовать нижней части каменноовражной свиты. Вопрос пока что не может быть разрешён с надлежащей надёжностью, что связано с отсутствием многих аммонитов, принятых в международном стандарте.

Дело усложняется еще одним обстоятельством. В жирновской свите обнаружены исключительно тетические аммониты, и весь разрез байос-батских отложений характеризует полный цикл развития морской трансгрессии, направленной с юга на север. При этом выделяются две стадии этого процесса, которым соответствуют родионовская и бахтемирская свиты (в первой) и караулинская – каменноовражная свиты (во второй). В то же время всеми исследователями признается суббореальное происхождение аммонитов *Ar. harlandi* и *Ar. ishmae*. В келловее уже повсеместно распространены бореальные организмы, хотя ещё встречаются в нижнем подъярусе тетические формы. Следовательно, можно полагать, что в районе Саратова намечается граница между тетической и суббореальной палеобиогеографическими провинциями, вследствие чего в южных районах в нижнем бате присутствуют только тетические аммониты, а в северных появляются суббореальные виды. При этом граница является, очевидно, извилистой. На территории Волгоградско-Саратовского Правобережья, видимо, до конца среднего бата сохранялось влияние тетического бассейна. Отсюда каменноовражная свита отражает его постепенную регрессию в северном направлении. Но на востоке Правобережья и в Заволжье, т.е. на площади Волгоградского меридионального палеопргиба, уже в конце раннего бата, если согласиться с данными В.В. Митты и др., суббореальное море проникало до Саратова, которое, однако, долго не сохранялось, а снова осушалось на протяжении большей части позднего бата. Постоянное его существование в Нижнем Поволжье связывается с началом келловейского века. Установление верхнебатских аммонитов в разрезе Просека в Нижегородской области [32] подтверждает такое представление. Тогда аммониты *Ar. harlandi* и *Ar. ishmae* будут соответствовать нижней части каменноовражной свиты, а аммонит *Pr. progracilis* – её верхней половине, что и отображено в одном из вариантов в табл. 3. В недавней работе по аммонитовой шкале печорской юры Ю.С. Репин [33] показал, что вид *Ar. harlandi* относится к зоне tenuiplicatus, венчающей нижний

бат, а вид *Ar. ishmae* сопоставляется с зоной progracilis среднего бата, т.е. эти данные сравнимы с представлением, что каменноовражная свита укладывается в диапазон от верхов нижнего до середины среднего бата.

Таким образом, изложенная динамическая модель развития верхнебайосско-среднебатской терригенной седиментации на территории Нижнего Поволжья является намного сложнее, чем представленная статичная картина в существующей стратиграфической схеме, к тому же основанной на очень ограниченном в пространственном отношении фактическом материале. Не всё, конечно, в предложенной модели имеет достаточное обоснование. Потребуется значительные усилия для её подтверждения и уточнения, но все равно они должны быть направлены для воссоздания правдоподобной геологической истории путем обобщения и комплексирования многих приёмов исследований.

Авторы благодарны В.В. Митте, Д.Н. Киселёву, А.Г. Олферьеву и В.Б. Сельцеру за обсуждение изложенных материалов и сделанные критические замечания.

Библиографический список

1. Камышёва-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского Правобережья по аммонитам // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 137. С. 3–265.
2. Зоны юрской системы в СССР // Тр. МСК. 1982. Т. 10. 192 с.
3. Данин Л.Г. Материалы к стратиграфии юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. 1948. Нов. сер. Вып. 31. Сб. 1. С. 49–82.
4. Хабарова Т.Н. Фораминиферы юрских отложений Саратовской области // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 137. С. 461–519.
5. Сарычева А.И. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области // Тр. Волгоград. НИИ-ИНГ. 1964. Вып. 3. С. 48–58.
6. Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Стратиграфия средней юры Нижнего Поволжья // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 23–30.
7. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя / Ред. А.Я. Азбель и А.А. Григалис. Л., 1991. 375 с.
8. Левина В.И., Прохорова Н.П. Местные стратиграфические подразделения нижней и средней юры Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2002. Вып. 29. С. 6–13.
9. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы / Ред. М.С. Месежников. СПб., 1993. 72 с.
10. Олферьев А.Г. Юрские отложения востока Русской платформы // Вопр. совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных регионов России. СПб., 1997. С. 95–107.
11. Безносков Н.В., Митта В.В. Позднебайосские и бат-



- ские аммониты Северного Кавказа и Средней Азии. М., 1993. 347 с.
12. Митта В.В. О проблемах биостратиграфии средней юры Европейской России // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 39. С. 28–33.
13. Митта В.В., Барской И.С., Грюндель Й. и др. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // Новости из Геол. музея им. В.И. Вернадского. 2004. № 12. 39 с.
14. Мурашкин П.К. Среднеюрские аммониты северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1930. Т. 8, № 1–2. С. 139–166.
15. Николаева В.П. Систематическое положение и объем рода *Pseudocostoceras* // Палеонтологический журн. 1967. № 2. С. 52–61.
16. Biostratigraphic du Jurassique Ouest Europeen et Mediterranee. Zonation paralleles et distribution des invertes-bres et microfossiles // Bull. Centre Rech. ELF Explod. Prod. 1997. Mem. 17. 440 p.
17. Салтыков В.Ф. Состояние стратиграфической изученности среднеюрских отложений Нижнего Поволжья. Ст. 3. Изученность верхнебайосского подъяруса // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006 а. Вып. 47. С. 24–33.
18. Салтыков В.Ф. Состояние стратиграфической изученности среднеюрских отложений Нижнего Поволжья. Ст. 4. Изученность батского яруса // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006 б. Вып. 48. С. 8–16.
19. Сарычева А.И. Микрофаунистическая характеристика байосских и верхнеюрских отложений Бузгинского блока // Тр. ВНИГНИ. 1971. Вып. 84. С. 76–83.
20. Хабарова Т.Н. Новые фораминиферы из байоса юго-востока Русской платформы // Палеонтологический журн. 1987. № 2. С. 122–124.
21. Смирнов А.В. Литология и литофация юрских отложений Волгоградского Поволжья // Тр. Волгоград. НИИНГ. 1962. Вып. 1. С. 111–129.
22. Салтыков В.Ф., Киселева О.И. Среднеюрские континентальные отложения гнилушкинской свиты Поволжья // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 2006. Т. 81, вып. 1. С. 16–35.
23. Панов Д.И., Шиханов С.Е., Беленев П.О. Этапы развития Русской плиты в юрском периоде и их корреляция с этапами развития Крыма и Кавказа // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 2005. Т. 80, вып. 1. С. 26–36.
24. Мазарович А.Н. Среднеюрские отложения реки Иловли // Вестн. Моск. горной академии. 1923. Т. 2, № 1. С. 29–60.
25. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. 1967. Вып. 52. 260 с.
26. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. К проблеме биостратиграфической характеристики байос-батской границы в Нижнем Поволжье // Докл. ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 366–369.
27. Салтыков В.Ф. Карбонатные конкреции в среднеюрском разрезе Нижнего Поволжья // Изв. Саратов. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2008. Вып. 1. С. 64–74.
28. Митта В.В. *Sokurella galaczi* gen. et. sp. nov. и другие среднеюрские *Parkinsoniidae* (*Ammonoidea*) Нижнего Поволжья // Палеонтологический журн. 2004 б. № 3. С. 30–35.
29. Меледина С.В., Захаров В.А. Последовательность аммонитовых зон бата и келловеев бассейна р. Печоры – ключевая для зональной корреляции средней юры Сибири со стандартом // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 2. С. 25–36.
30. Меледина С.В., Ильина В.И., Нальняева Г.И. Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловеев Печорского Севера как инструмент межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 29–42.
31. Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. СПб., 1992. 120 с.; 3-е изд. СПб., 2006. 96 с.
32. Гуляев Д.Б., Киселёв Д.Н. Бореальный морской верхний бат Среднего Поволжья (аммониты и стратиграфия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 79–94.
33. Ретин Ю.С. Аммонитовая шкала печорской юры // Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 2007. Т. 82, вып. 2. С. 24–31.