



ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.58

ИЗМЕНЕНИЯ ИНСОЛЯЦИИ, ВЫЗВАННЫЕ ПЛАНЕТНЫМИ ВОЗМУЩЕНИЯМИ ОРБИТЫ ЗЕМЛИ И ВАРИАЦИЕЙ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ

М.Б. Богданов, А.В. Катрущенко, А.Н. Сурков

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

С использованием современных численных методов небесной механики рассчитан приходящий к Земле поток излучения Солнца в предположении неизменности его светимости на интервале времени с 1700 по 2000 г. В спектре мощности временного ряда инсоляции, наряду с гармониками годового периода обращения Земли, четко проявляются гармоники синодических периодов планет Венеры, Марса, Юпитера и Сатурна, а также гармоники, отвечающие комбинационным частотам. Их периоды заключены в интервале от 100 дней до 15.7 года. Основными гармониками спектра мощности являются гармоника, соответствующая синодическому периоду Юпитера $399^{\text{д}}.0$, и первая гармоника синодического периода Венеры с периодом $291^{\text{д}}.9$. Их амплитуды приблизительно равны и составляют около 40 мВт/м^2 . Рассчитан также спектр мощности временного ряда реальных изменений инсоляции в 1978–2005 гг., вызванных как планетными возмущениями, так и вариацией солнечной постоянной. Наряду с 11-летним циклом солнечной активности в этом спектре прослеживается и влияние планетных гармоник.

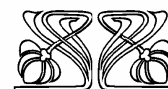
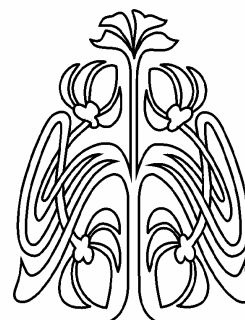
Changes in the Insolation, Caused by the Planetary Perturbations of the Earth's Orbit and by Variation in the Solar Constant

M.B. Bogdanov, A.V. Katrushchenko, A.N. Surkov

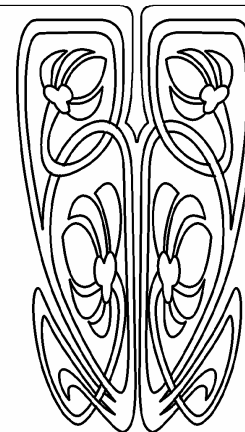
With the use of modern numerical methods of celestial mechanics, the incoming irradiance flux to the Earth from the Sun has been calculated under the assumption of the invariability of its luminosity through interval of 1700–2000 A.D. Harmonics of the annual period of the Earth as well as harmonics of the synodic period of Venus, Mars, Jupiter, Saturn and harmonics corresponded to combination frequencies, are clearly visible in the power spectrum of time series of the insolation. The periods of these harmonics are located in the range from 100 days to 15.7 years. The main harmonics in the power spectrum are corresponded to the synodic period of Jupiter $399^{\text{d}}.0$, and the first harmonic of the synodic period of Venus with period $291^{\text{d}}.9$. Their amplitudes are approximately equal to 40 mW/m^2 . The power spectrum of time series of real changes of the insolation during 1978–2005, which was caused by the planetary perturbations and variation in the solar constant, has been also calculated. Influence of planetary harmonics was also observed in this spectrum together with the 11-year cycle of the solar activity.

Введение

Поток солнечного излучения является основным фактором, определяющим климат Земли и процессы, протекающие в ее атмосфере и гидросфере. Как показали проведенные исследования [1–4], из-за наличия специфических обратных связей глобальный климат весьма чувствителен к изменениям инсоляции. Вариация среднего потока на 1.0 Вт/м^2 вызывает изменение средней глобальной температуры на 0.10 К , что в два раза превышает ожидаемое значение для равновесной температуры абсолютно черного тела [5]. Поэтому исследование возможных изменений инсоляции представляет большой интерес для всего комплекса наук, изучающих нашу планету.



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ





Как известно, изменение инсоляции вызывается двумя причинами: геометрической – изменением расстояния от Земли до Солнца, и вариацией светимости Солнца, проявляющейся в изменении солнечной постоянной. В последние десятилетия вопросы изменения солнечной постоянной интенсивно изучаются, в том числе и с использованием высокоточных внеатмосферных наблюдений. Результаты ранних исследований представлены в монографии [6], а более поздние данные рассмотрены в статьях [7, 8].

Наиболее заметный вклад в изменение инсоляции вносит орбитальное движение Земли. Различие в величине потока для перигелия и афелия составляет около 6.7%. Возмущения орбиты Земли, вызванные притяжением других тел Солнечной системы, способны заметным образом перераспределять суммарную инсоляцию полушарий. М. Миланковичем [9] впервые было показано, что вызываемые этими возмущениями изменение угла наклона плоскости эклиптики к плоскости небесного экватора, движение перигелия земной орбиты и изменение ее эксцентриситета приводят к изменениям климата северного и южного полушарий на временной шкале в десятки и сотни тысяч лет. Результаты более поздних исследований данной проблемы рассмотрены в монографии А.С. Мониной [10] и сборнике [11]. Очевидно, что планетные возмущения должны вызывать и короткопериодические изменения инсоляции с характерным временем от сотен дней до нескольких лет. Недавно внимание вновь было привлечено к этой проблеме [12]. Однако полученные в ней оценки являются весьма грубыми. Современный уровень развития небесной механики позволяет получить строгое решение данной задачи.

Целью настоящей работы является оценка частот и амплитуд короткопериодических гармоник изменения инсоляции, вызванных планетными возмущениями орбиты Земли, а также изучение реально наблюдаемых изменений инсоляции, обусловленных совместным действием планетных возмущений и вариации солнечной постоянной.

Расчет величины инсоляции с учетом планетных возмущений

До последней четверти XX века координаты планет Солнечной системы рассчиты-

вались на основе аналитических теорий. Однако ряд трудностей, и в частности большие погрешности оценок расстояний [13], заставили отказаться от их применения. Начиная с 1976 г., по решению Международного астрономического союза (IAU), описание движения тел Солнечной системы проводится с использованием численного интегрирования дифференциальных уравнений движения при учете возмущений от всех массивных тел (включая и ряд астероидов), а также релятивистских эффектов. Для решения нашей задачи мы использовали доступный в сети Интернет генератор эфемерид HORIZONS (<http://ssd.jpl.nasa.gov/cgi-bin/eph/>). Он разработан Лабораторией реактивного движения НАСА (JPL, NASA) на основе численной теории DE-406/LE-406 и позволяет рассчитывать положение центра массы планеты с погрешностью [14], не превышающей 25 м. Такая точность более чем достаточна для наших целей.

В качестве оценки величины мгновенной инсоляции мы приняли мощность потока солнечной радиации $I(t)$, приходящего на площадку в 1 кв. м., ориентированную перпендикулярно направлению на Солнце и расположенную от него на расстоянии центра массы Земли $r(t)$ в заданный момент времени t . Для величины солнечной постоянной Q использовалось значение 1366.22 Вт/м², принятое в качестве космического абсолютного радиометрического эталона (SARR). Величина инсоляции рассчитывалась по формуле

$$I(t) = Qr^{-2}(t), \quad (1)$$

в которой расстояние между центрами масс Солнца и Земли $r(t)$ измерялось в астрономических единицах.

С целью дальнейшего анализа мы рассчитали временной ряд инсоляции в интервале с 1.01.1700 г. по 31.12.2000 г. с дискретностью 10^d. Полное число отсчетов ряда равнялось 10994. Выбранная длина ряда достаточно велика для того, чтобы обеспечить хорошее частотное разрешение при спектральном анализе, и в то же время мала по сравнению с продолжительностью циклов Миланковича. Кроме того, с начала XVIII в. для некоторых пунктов уже имеются ряды инструментальных измерений метеорологических



параметров, которые могут в дальнейшем быть сопоставлены с рядом изменения инсоляции.

Спектральный анализ временного ряда инсоляции

Поскольку значения инсоляции рассчитывались с использованием высокоточной численной теории, то для поиска короткопериодических гармоник в данном временном ряде естественно применить методику цифрового спектрального анализа. Мы выбрали классический вариант спектрального анализа с расчетом спектра мощности путем фурье-преобразования автокорреляционной функции [15], так как он позволяет получать надежные оценки разрешающей способности и доверительного интервала.

Первоначально была проведена фильтрация ряда с целью уменьшения влияния годичного движения Земли. В качестве основного периода был выбран аномалистический год (промежуток времени между двумя последовательными прохождениями Земли перигелия, 365.25964). Амплитуда 45.8308 Вт/м^2 и фаза 1.62035 рад синусоиды с этим периодом были определены методом наименьших квадратов. После вычитания синусоиды из отсчетов ряда инсоляции аналогичным обра-

зом были найдены параметры первой гармоники аномалистического года с периодом 182.62982 . Ее амплитуда и фаза равны соответственно 0.960628 Вт/м^2 и 1.66957 рад. Остаточное среднеквадратичное отклонение временного ряда инсоляции σ после вычитания двух основных гармоник оказалось равным 0.106430 Вт/м^2 .

Для отфильтрованного временного ряда инсоляции были рассчитаны автокорреляционная функция и спектр мощности $S(f)$. При выбранном максимальном сдвиге автокорреляции в 9000 отсчетов для использованного корреляционного окна Ханна ширина спектрального окна составляет $\Delta f = 1.481 \times 10^{-5} \text{ д}^{-1}$. Число степеней свободы спектральной оценки равно 3, а длина 90%-ного логарифмического доверительного интервала 1.35. График логарифма спектра мощности в интересующем нас диапазоне частот f от нуля до 0.01 д^{-1} показан на рис. 1. Для его построения использовано 5001 значение спектра. Вертикальным отрезком на рисунке показан логарифмический доверительный интервал. Следует отметить, что реальное движение Земли происходит по незамкнутой орбите и является непериодическим, поэтому фильтрация двух гармоник не позволяет полностью ис-

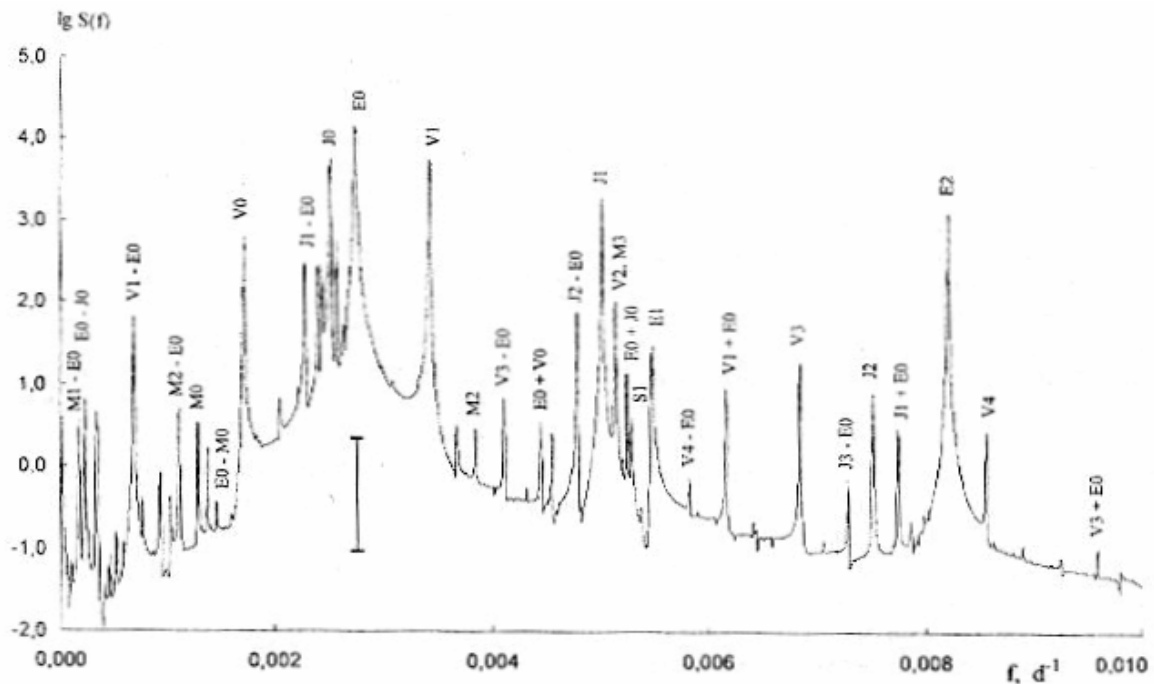


Рис. 1. График логарифма спектра мощности временного ряда изменения инсоляции, вызванного планетными возмущениями орбиты Земли



ключить влияние годичного движения. Соответствующие пики, обозначенные символами E0 и E1, продолжают оставаться хорошо заметными в спектре мощности. Однако проведенная фильтрация сильно подавляет мощность на частотах этих гармоник и позволяет выявить множество спектральных пиков, связанных с планетными возмущениями земной орбиты.

Совмещая середину логарифмического доверительного интервала с основанием пиков, можно убедиться, что большинство гармоник являются статистически значимыми. Следует отметить, что величина доверительного интервала оценена в предположении того, что исходный временной ряд является реализацией гауссовского случайного процесса. В нашем случае изменения инсоляции детерминированы, причем уровень случайного шума близок к нулю (относительная погрешность оценки $I(t)$ порядка 10^{-9}). Высокое спектральное разрешение и острые вершины пиков в спектре мощности позволяют оценивать частоты гармоник с погрешностью $\pm 0.1 \times 10^{-5} \text{ d}^{-1}$, что дает возможность однозначно провести их идентификацию. Совпадение частот гармоник с ожидаемыми значениями говорит о том, что практически все они являются реальными.

Нелинейная зависимость инсоляции от расстояния (1) позволяет ожидать наличия в спектре мощности гармоник годичного периода Земли, гармоник синодических периодов планет (соответствующих разности угловых скоростей Земли и планеты) и гармоник, отвечающих комбинационным частотам. Идентификация гармоник показана у вершин пиков на рис. 1 набором букв и цифр. Буква является первой буквой английского наименования планеты, а цифра определяет номер гармоники (ноль соответствует основному периоду). Таким образом, J0 – гармоника, соответствующая синодическому периоду Юпитера, M2 – вторая гармоника синодического периода Марса, а V1 – E0 – комбинационная гармоника, частота которой является разностью частоты первой гармоники синодического периода Венеры и частоты, соответствующей аномалистическому году Земли. В рассчитанном спектре мощности, наряду с гармониками годичного периода, выявлены

гармоники, связанные с планетами Венера, Марс, Юпитер и Сатурн.

Обычно при проведении спектрального анализа частоты гармоник определяются заметно точнее, чем их амплитуды. В нашем случае погрешность оценки амплитуды связана не с влиянием случайного шума, а с наложением соседних гармоник и неопределенностью уровня основания пиков в спектре мощности. В качестве оценки амплитуды гармоники нами бралась величина

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

где σ – среднеквадратичное отклонение временного ряда; Δf – ширина спектрального окна; $S(f_m)$ – значение спектральной плотности в максимуме пика; S_0 – величина спектральной плотности у основания пика, оцениваемая как полусумма значений $S(f)$, измеренных слева и справа от пика. Если принять, что погрешность оценки амплитуды определяется неопределенностью уровня основания пика, то в качестве ее верхнего предела можно взять величину

$$\Delta A = \sigma \sqrt{2\Delta f S_0}. \quad (3)$$

Характеристики отождествленных гармоник, амплитуды которых превышают 1.0 мВт/м^2 , приведены в таблице. Значения периодов T (в средних солнечных сутках) рассчитаны как величины, обратные измеренным частотам f . Поскольку значения синодических периодов планет известны с большой точностью, при необходимости периоды гармоник могут быть легко уточнены. Как видно из таблицы, наиболее заметными в спектре ряда инсоляции являются две гармоники: J0 и V1. Их амплитуды приблизительно равны и примерно в два раза превышают амплитуды следующей по мощности первой гармоники синодического периода Юпитера J1 и второй гармоники орбитального периода Земли E2. Гармоника с номером 17 является блендой – в пределы спектрального окна попадают одновременно две гармоники V2 и M3.

Спектральный анализ не дает информации о фазах гармоник. Тем не менее очевидно, что взаимное влияние гармоник J0 и V1 должно вызывать биения инсоляции с их разностной частотой. Таким образом, с периодом $1089^{\text{d}}.2$ или 2.982 года амплитуды



гармоник будут суммироваться. Но даже если время реакции обратных связей, определяющих чувствительность нашей планеты к из-

Характеристики гармоник, возникающих в спектре мощности изменения инсоляции под влиянием планетных возмущений орбиты Земли

№	$f, 10^{-3} d^{-1}$	T, d	$A(f), \text{мВт/м}^2$	$\Delta A, \text{мВт/м}^2$	Идентификация
1	0.174	5750	1.11	0.13	M1 – E0
2	0.230	4350	1.44	0.14	E0 – J0
3	0.688	1450	4.75	0.19	V1 – E0
4	1.108	902.5	1.31	0.19	M2 – E0
5	1.282	780.0	1.05	0.20	M0
6	1.712	584.1	14.61	0.59	V0
7	2.276	439.4	10.27	1.15	J1 – E0
8	2.398	417.0	9.63	1.80	V2 – E0
9	2.506	399.0	44.06	3.19	J0
10	2.564	390.0	13.38	2.40	M1
11	2.645	378.1	3.42	2.65	S0
12	3.426	291.9	42.72	1.12	V1
13	4.112	243.2	1.46	0.41	V3 – E0
14	4.450	224.7	1.04	0.36	V0 + E0
15	4.782	209.1	5.07	0.29	J2 – E0
16	5.014	199.4	25.46	0.66	J1
17	5.138	194.6	5.93	0.75	V2, M3
18	5.246	190.6	2.11	0.50	E0 + J0
19	5.290	189.0	1.05	0.48	S1
20	6.162	162.3	1.71	0.25	E0 + V1
21	6.850	146.0	2.50	0.20	V3
22	7.522	132.9	1.66	0.18	J2
23	8.214	121.7	20.95	0.14	E2

менению инсоляции [5], окажется меньше этого периода, то ожидаемое изменение глобальной температуры не превысит 0.01 К.

Наряду с рассмотренным геометрическим фактором, на изменение инсоляции существенным образом влияет и изменение солнечной постоянной. Очевидно, что учет изменения светимости Солнца не приведет к потере каких-либо выявленных гармоник, но может добавить новые пики в спектре мощности.

Временной ряд инсоляции с учетом вариации солнечной постоянной и расчет его спектра мощности

Для изучения реально наблюдаемых изменений инсоляции, происходящих под влиянием возмущений орбиты Земли и изменения солнечной постоянной, мы использовали композитный временной ряд измерения солнечной постоянной радиометром ACRIM с различных космических аппаратов. Вопро-

сы погрешности измерений и методика редукции рядов данных к единой системе рассмотрены в работе [7]. Данные наблюдений были получены по сети Интернет с сервера проекта ACRIM (<http://www.acrim.com/>). Они представляют собой ежедневные отсчеты величины Q с 17.11.1978 г. по 21.03.2005 г. Отдельные отсутствующие значения, достаточно случайно распределенные на этом интервале времени и составляющие в совокупности около 6% от общего числа отсчетов, были рассчитаны нами с помощью линейной интерполяции данных наблюдений. Полное число отсчетов временного ряда составило 9626.

Измеренные значения солнечной постоянной приведены к расстоянию в 1 а.е. Для получения реальных значений потока солнечного излучения нами использовалась формула (1), входящие в нее величины расстояний, как и ранее, рассчитывались с помощью генератора эфемерид HORIZONS. Из полученного временного ряда вновь были вычтены синусоида с периодом аномалистического года (с амплитудой 45.72669 Вт/м² и фазой 0.751951 рад) и ее первая гармоника (с амплитудой 0.953634 Вт/м² и фазой 0.069844 рад), параметры которых определялись методом наименьших квадратов. Остаточное среднеквадратичное отклонение временного ряда после вычитания двух основных гармоник оказалось равным $\sigma = 0.716546 \text{ Вт/м}^2$.

Для отфильтрованного временного ряда реально наблюдаемой инсоляции были также рассчитаны автокорреляционная функция и спектр мощности $S(f)$. При выбранном максимальном сдвиге автокорреляции в 5000 отсчетов для использованного корреляционного окна Ханна ширина спектрального окна составляет $\Delta f = 2.667 \times 10^{-4} d^{-1}$. Число степеней свободы спектральной оценки равно 5, а длина 90%-ного логарифмического доверительного интервала 0.985. График логарифма спектра мощности для рассматриваемых нами значений периодов $T > 100^d$ приведен на рис. 2, где вертикальным отрезком показан доверительный интервал. При построении графика использовался 1001 отсчет спектра.

Для полученного спектра характерно присутствие заметных флуктуаций, вызванных как погрешностью измерений потока, так и влиянием случайных изменений пло-



щади фотосферных пятен и факельных полей, приводящих к вариации солнечной постоянной. Статистически значимым можно

вые заподозрено Ригером и др. при изучении сильных солнечных вспышек, сопровождающихся мощным рентгеновским излуче-

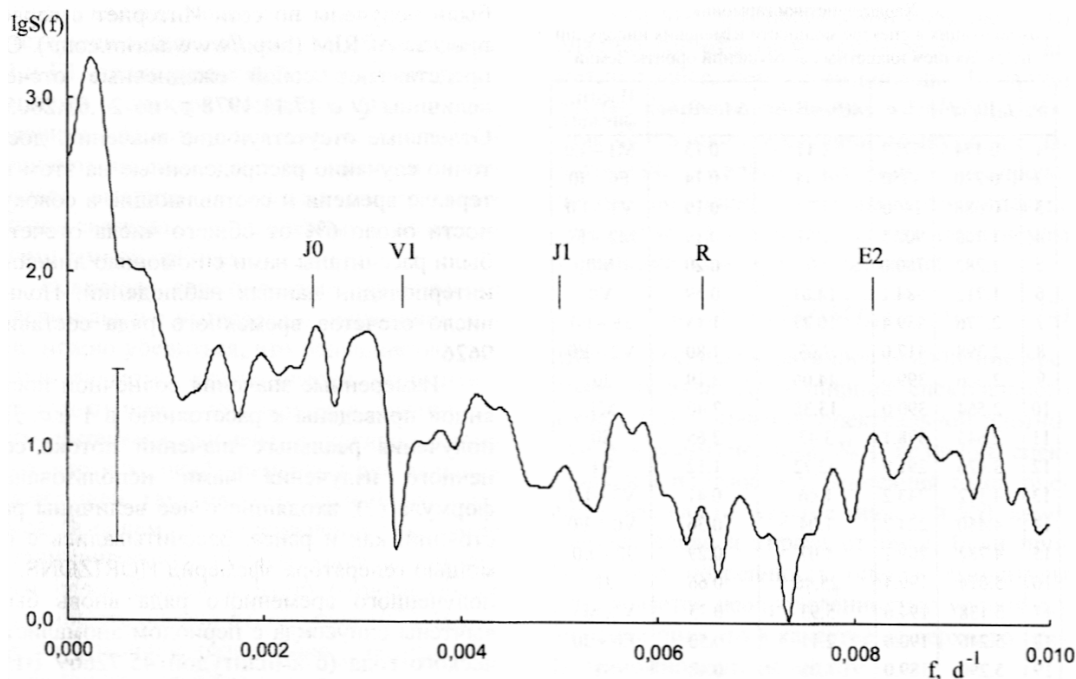


Рис. 2. График логарифма спектра мощности временного ряда реально наблюдаемого изменения инсоляции, вызванного планетными возмущениями орбиты Земли и вариацией солнечной постоянной

считать только пик спектра, расположенный вблизи начала координат. Он имеет период 11,4 года и соответствует основному циклу солнечной активности. Вследствие относительно небольшой длины ряда измерений солнечной постоянной спектральное разрешение оказывается в 18 раз меньше, чем на рис. 1. В результате расположенные близко друг к другу отдельные пики гармоник планетных возмущений сглаживаются и выглядят как один пик спектра. Наиболее мощные планетные гармоники, частоты которых на рис. 2 отмечены вертикальными отрезками, соответствуют заметным пикам в спектре ряда реальных изменений инсоляции. К сожалению, характер спектра не позволяет провести надежное измерение амплитуд гармоник.

Вертикальным отрезком с буквой *R* на рис. 2 отмечена частота, соответствующая периоду 154^d . Существование цикла солнечной активности с этим периодом было впер-

нием [16]. Позднее его наличие было подтверждено как по данным статистики вспышек [17], так и при анализе других индексов активности, включая блокирующую функцию пятен, поток на длине волны 10,7 см и числа Вольфа [18]. Присутствие заметного пика в спектре на данной частоте свидетельствует о том, что этот цикл проявляет себя и в изменении солнечной постоянной.

Заключение

Использование современных численных методов небесной механики и доступного программного обеспечения позволило дать ответ на вопрос о степени влияния короткопериодических составляющих планетных возмущений орбиты Земли на изменение величины потока солнечной радиации. В рассчитанном спектре мощности временного ряда инсоляции, наряду с гармониками годичного периода обращения Земли, четко проявляются гармоники синодических пе-



риодов планет Венеры, Марса, Юпитера и Сатурна, а также гармоник, отвечающие комбинационным частотам. Периоды заметных планетных гармоник заключены в интервале от 100 дней до 15.7 года.

Основными гармониками спектра мощности являются две: гармоника J0, соответствующая синодическому периоду Юпитера $399^d.0$, и первая гармоника синодического периода Венеры V1 с периодом $291^d.9$. Их амплитуды приблизительно равны и составляют около 40 мВт/м^2 . Следующая по мощности первая гармоника синодического периода Юпитера J1 имеет приблизительно в два раза меньшую амплитуду. Учитывая высокие возможности спектрального анализа, представляет большой интерес попытаться обнаружить проявление влияния этих гармоник во временных рядах метеорологических параметров.

Суммарное влияние гармоник, связанных с планетными возмущениями, характеризуется среднеквадратичным отклонением инсоляции около 0.1 Вт/м^2 , что представляет собой достаточно заметную величину. Для сравнения: считающееся важным климатическим фактором изменение солнечной постоянной в ходе 11-летнего цикла имеет амплитуду около 1.0 Вт/м^2 . Поэтому можно рекомендовать использовать в моделях палеоклимата и прогноза изменения климата реальные предвычисленные величины инсоляции, соответствующие точным значениям расстояния Земли от Солнца. Применение генератора эфемерид HORIZONS позволяет достаточно легко выполнять необходимые расчеты в интервале эпох от 3000 лет до н.э. до 3000 г. н.э.

Нами проанализирован также спектр мощности временного ряда реальных изменений инсоляции в 1978 – 2005 гг., вызванных как планетными возмущениями, так и вариацией солнечной постоянной. Показано, что наряду с основным пиком 11-летнего цикла солнечной активности, а также пиком

с периодом 154^d , в этом спектре прослеживается и влияние планетных гармоник.

Библиографический список

1. White W.B., Lean J., Cayan D.R., Dettinger M.D. A response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance // J. Geophys. Res. 1997. V.102, №C2. P.3255–3266.
2. Crowley T.J. Causes of climate change over past 1000 years // Science. 2000. V.289, №5477. P.270–277.
3. Reid G.C. Solar variability and the Earth's climate: introduction and overview // Space Science Reviews. 2000. V.94, №1–2. P.1–11.
4. Douglass D.H., Clader B.D. Climate sensitivity of the Earth to solar irradiance // Geophys. Res. Lett. 2002. V.29, №16. P.1786–1789.
5. Douglass D.H., Clader B.D., Knox R.S. Climate sensitivity of Earth to solar irradiance: update: Solar Radiation and Climate (SORCE) meeting on Decade Variability in the Sun and the Climate. Meredith, New Hampshire, 27–29 October, 2004. P.1–16 (<http://arxiv.org/abs/physics/0411002>).
6. Макарова Е.А., Харитонов А.В., Казачевская Т.В. Поток солнечного излучения. М., 1991. 400 с.
7. Willson R.C., Mordvinov A.V. Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21–23 // Geophys. Res. Lett. 2003. V.30, №5. P.1199–2002.
8. Lee R.B., Wilson R.S., Thomas S. Long-term total solar irradiance (TSI) variability trends: 1984–2004: American Meteorological Society (AMS) 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Norfolk, Virginia, 20–24 September 2004. Norfolk, Virginia, 2004. P.6.31. P.1–5.
9. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л., 1939. 207 с.
10. Монин А.С. Вращение Земли и климат. Л., 1972. 112 с.
11. The solar output and its variation / Ed. O.R.White. Boulder, Colorado Associated University Press, 1977. 526 p.
12. Иванов В.В. Периодические колебания погоды и климата // Успехи физ. наук. 2002. Т.172, №7. С.777–811.
13. Неслеров В.В. Стандарт основных вычислений астрономии. М., 2001. 84 с.
14. Giorgini J.D., Yeomans D.K., Chamberlin A.B. et al. JPL's on-line Solar System data service // Bull. Amer. Astron. Soc. 1996. V.28, №3. P.1158.
15. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М., 1972. Т.1, 2. 603 с.
16. Rieger E., Kanbach G., Reppin C. et al. A 154-day periodicity in the occurrence of hard solar flares? // Nature. 1984. V.312. P.623–625.
17. Bai T., Sturrock P.A. Evidence for a fundamental period of the Sun and its relation to the 154 day complex of periodicities // Astrophys. J. 1993. V.409. P.476–486.
18. Lean J.L., Brueckner G.E. Intermediate-term solar periodicities: 100–500 days. // Astrophys. J. 1989. Vol.337. P.568–578.

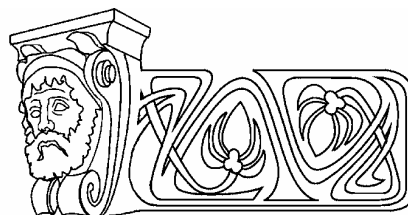


УДК 551.583

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА УРОЖАЙНОСТЬ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Г.Ф. Иванова, Ю.А. Скляр, Н.Г. Левицкая

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



В статье анализируется многолетняя изменчивость ряда метеорологических параметров в Саратовской области. За период наблюдений 1930–2004 гг. по шести станциям Саратовской области получены линейные тренды средних, максимальных и минимальных температур воздуха, сумм осадков за различные месяцы и сезоны. Результаты свидетельствуют об уменьшении континентальности климата в регионе.

Climatic Changes in Territory of the Saratov Region and Their Influence on Productivity of Agricultural Crops

G.F. Ivanova, Ju.A. Sklyarov, N.G. Levitskaja

Long-term variability of some meteorological parameters in the Saratov region is analyzed in this paper. For the period of observation from 1930 to 2004 at six stations in the Saratov region, linear trends of average, maximal and minimal air temperatures, the sum of atmospheric precipitations for various months and seasons have been gained. These results suggest reduction of continentality of a climate in the region.

Введение

В последние несколько десятилетий произошли заметные изменения температуры воздуха во многих регионах мира. Согласно данным Международной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [1], средняя годовая глобально осредненная температура воздуха в XX столетии увеличилась на 0,6°C. Усилившееся в конце XX в. глобальное потепление привело к крупномасштабным изменениям природной среды. Наблюдается сокращение многих горных ледников, снежного покрова. Отмечается сокращение площади и уменьшение толщины льдов Северного Ледовитого океана. Многочисленные метеорологические аномалии последнего десятилетия прошедшего XX и начала XXI столетий свидетельствуют о происходящем изменении климата.

Существуют разные мнения о причинах современного потепления [2, 3]. Большинство ученых поддерживает точку зрения о том,

что основной причиной современного потепления является антропогенный фактор, вызванный парниковым эффектом за счет роста углекислого газа, поступающего в атмосферу в результате сжигания ископаемого топлива, и других примесей. В качестве альтернативных гипотез рассматриваются и естественные природные факторы, такие как изменение параметров планетарной орбиты, цикличность в интенсивности приходящего солнечного излучения, увеличение частоты извержений вулканов, ухудшающих прозрачность атмосферы, крупномасштабные осцилляции барического поля.

Результаты многочисленных исследований изменений климата показывают, что для различных широт северного полушария, как для Евразийского, так и для Американского континентов, тренды среднегодовых и среднемесячных температур неоднозначны [1, 4–6].

В настоящее время одной из важнейших задач по проблеме изменения климата является изучение и учет количественных характеристик климатических параметров в определенных физико-географических условиях с целью выявления прямых и обратных связей для экосистем, которые проявляются как в виде негативных, так и позитивных эффектов.

Целью настоящих исследований являлось всестороннее изучение изменчивости климата в Саратовской области на основе многочисленных метеорологических параметров и показателей. Исследования проводились с помощью рассчитанных линейных трендов, достоверность которых оценивалась по методу Стьюдента на 5%-ном уровне значимости⁷.



Анализ долговременных трендов основных термических характеристик

Для оценки изменчивости термических характеристик территории были рассчитаны долговременные линейные тренды среднегодовой, среднемесячной, максимальной и минимальной температуры воздуха, а также сумм температур воздуха выше $+10^{\circ}\text{C}$ и сумм отрицательных температур за 1930–2004 гг.

С целью объективной оценки и охвата территории Саратовской области в работе были использованы данные шести метеорологических станций, которые равномерно распределены по указанной территории и представляют основные природные зоны правобережья (станции Балашов, Саратов, Карабулак) и левобережья реки Волги (станции Ершов, Новоузенск, Пугачев).

Проведенные ранее исследования на территории Нижнего Поволжья показывают тенденцию изменения климата по осредненным за месяц и год метеорологическим параметрам [8–12]. В настоящей работе особое внимание было уделено экстремальным метеовеличинам – месячным максимумам и минимумам температуры воздуха. Такой подход к выбору исходных данных определен тем обстоятельством, что именно экстремаль-

ные погодные условия способны нанести ощутимый урон различным отраслям народного хозяйства и привести к стихийным бедствиям. В частности, в сельском хозяйстве растения подвержены влиянию ежечасных и ежедневных изменений погоды. А многие растения особо чувствительны к стрессовым ситуациям, когда происходят резкие колебания суточной амплитуды температуры воздуха, интенсивности осадков, длительности сухих и влажных периодов [13].

По данным большинства станций Саратовской области, многолетние тренды среднемесячной температуры воздуха свидетельствуют об их общей закономерности в годовом ходе (табл.1). В зимние месяцы и весной (в марте–апреле) наблюдается существенное повышение температуры воздуха с наибольшими величинами трендов в январе и феврале до $0,5...0,9^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В конце весны и в начале лета (в мае–июне) темпы роста температур снижаются до $0,1...0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, а по данным отдельных станций, становятся незначимыми ($0,06...0,09^{\circ}\text{C}$ за 10 лет). В июле преобладают, а августе и сентябре повсеместно наблюдаются отрицательные тренды до $0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Причем, если в июле лишь

Таблица 1

Линейные тренды среднемесячной температуры воздуха ($T_{\text{ср}}$), месячных максимумов ($T_{\text{макс}}$) и месячных минимумов ($T_{\text{мин}}$) за 1930–2003 гг. по станциям Саратовской области, $^{\circ}\text{C}/10$ лет

Станции	Параметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Карабулак	$T_{\text{ср}}$	0,68	0,52	0,42	0,30	<u>0,11</u>	<u>0,10</u>	<u>-0,02</u>	-0,14	-0,12	<u>0,11</u>	<u>-0,06</u>	0,27
	$T_{\text{макс}}$	0,16	0,46	0,31	<u>0,05</u>	<u>0,06</u>	<u>-0,08</u>	-0,17	-0,35	-0,19	<u>0,06</u>	-0,29	0,18
	$T_{\text{мин}}$	0,65	0,27	0,7	0,26	<u>0,01</u>	0,25	<u>0,06</u>	-0,23	<u>-0,02</u>	0,23	<u>-0,12</u>	<u>0,13</u>
Саратов	$T_{\text{ср}}$	0,87	0,67	0,46	0,32	<u>0,10</u>	0,14	<u>0,02</u>	-0,16	-0,15	0,13	<u>0,09</u>	0,43
	$T_{\text{макс}}$	0,17	0,31	0,20	<u>0,03</u>	<u>-0,04</u>	<u>-0,09</u>	-0,32	-0,48	-0,33	0,05	<u>-0,08</u>	0,22
	$T_{\text{мин}}$	1,00	0,46	0,90	0,45	0,22	0,38	0,15	-0,10	0,15	0,32	0,30	0,45
Ершов	$T_{\text{ср}}$	0,85	0,57	0,47	0,32	<u>0,09</u>	<u>0,10</u>	<u>-0,03</u>	-0,22	-0,12	<u>0,10</u>	<u>0,04</u>	0,24
	$T_{\text{макс}}$	0,19	0,30	0,40	<u>0,09</u>	<u>0,04</u>	<u>0,07</u>	<u>-0,10</u>	-0,20	<u>-0,08</u>	<u>0,10</u>	0,30	0,20
	$T_{\text{мин}}$	0,77	0,51	0,84	0,39	<u>0,10</u>	0,35	-0,22	-0,13	<u>0,02</u>	0,29	<u>0,20</u>	0,24
Новоузенск	$T_{\text{ср}}$	0,94	0,64	0,57	0,38	0,17	0,21	<u>0,02</u>	-0,15	-0,17	0,15	<u>0,11</u>	0,46
	$T_{\text{макс}}$	0,15	0,47	0,64	<u>-0,06</u>	<u>0,08</u>	<u>0,09</u>	-0,16	-0,34	-0,27	<u>0,10</u>	-0,56	0,22
	$T_{\text{мин}}$	0,98	0,93	1,38	0,47	0,34	0,51	0,31	<u>0,07</u>	0,22	0,44	0,48	0,72
Балашов	$T_{\text{ср}}$	0,68	0,55	0,45	0,40	<u>0,06</u>	<u>0,09</u>	<u>-0,04</u>	-0,17	-0,10	<u>0,09</u>	<u>-0,03</u>	0,30
	$T_{\text{макс}}$	0,15	0,41	0,47	<u>0,14</u>	<u>-0,03</u>	<u>-0,03</u>	-0,34	-0,34	-0,15	<u>0,11</u>	-0,20	0,30
	$T_{\text{мин}}$	0,77	0,53	1,02	0,54	<u>0,02</u>	0,48	0,17	<u>-0,13</u>	0,14	<u>0,13</u>	<u>-0,07</u>	<u>0,08</u>
Пугачев	$T_{\text{ср}}$	0,90	<u>0,07</u>	0,51	0,36	<u>0,15</u>	0,19	<u>-0,02</u>	-0,20	<u>-0,07</u>	0,19	0,12	0,45
	$T_{\text{макс}}$	0,34	0,47	0,41	<u>0,06</u>	<u>0,10</u>	<u>0,05</u>	-0,24	-0,30	-0,15	<u>-0,11</u>	-0,27	0,20
	$T_{\text{мин}}$	0,81	0,56	0,91	0,60	<u>0,13</u>	0,39	0,13	<u>-0,03</u>	-0,13	0,28	0,28	<u>0,11</u>

Примечание. Подчеркнуты статистически незначимые линейные тренды (5%-ный уровень по критерию Стьюдента).



местами, то в августе и сентябре повсеместно отрицательные тренды температуры статистически значимые, что свидетельствует об устойчивой закономерности их снижения. В октябре и ноябре только в Пугачеве отмечались значимые положительные тренды, а по остальным станциям преобладают положительные незначимые тренды.

Для месячных максимумов температуры в многолетнем ходе характерен устойчивый рост зимой и в начале весны (с декабря по март) со скоростью $0,2...0,5^{\circ}\text{C}$ за 10 лет и их снижение в летние и в отдельные осенние месяцы (в сентябре и ноябре) на $0,1...0,3^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В апреле, в мае и в июне в многолетнем ходе месячных максимумов температуры не наблюдается однотипных тенденций по станциям, и тренды повсеместно незначимые. В октябре, за исключением Пугачева, по станциям положительные незначимые тренды.

Месячные минимумы растут на всех метеостанциях во все месяцы года за исключением августа. С наибольшими темпами минимумы температуры воздуха растут зимой и в марте, со скоростью $0,27...1,0^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В апреле и в июне темпы роста минимумов снижаются и составляют $0,3...0,6^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В мае и июле минимумы также растут, но еще менее интенсивно, $0,01...0,34^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В августе наблюдается снижение уровня температурных минимумов на $0,19...0,03^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, однако по большинству станций (Пугачев, Балашов и Новоузенск) это снижение незначимое.

Анализ полученных результатов показал, что рост средних месячных температур в зимние, весенние месяцы и в начале лета (в июне) обусловлен существенным повышением месячных минимумов и максимумов. Причем из-за существенных ростов минимумов их преобладающая роль в повышении среднемесячных температур очевидна.

Потепление зим, естественно, ведет к изменению других параметров, связанных, например, с датами перехода температуры через определенные значения: 0° , 5° , 10°C . За исследуемый 65-летний период весной переход через 0° и 5°C сдвинулся и происходит на 5–6 дней раньше, а дата перехода через 10°C весной практически не поменялась.

Осенью переход через 0° и 5°C в сторону понижения происходит на 5–7 дней позже по сравнению с 1930 г., а через 10°C – на 2 дня позже. Таким образом, продолжительность теплого периода увеличивается, а холодного, наоборот, уменьшается.

Изменение продолжительности сезонов может сказаться на суммарных величинах положительных и отрицательных температур, что, безусловно, весьма важно для произрастания как озимых, так и яровых сельскохозяйственных культур. Тренды сумм отрицательных температур за период 1971–2004 гг. свидетельствуют об их уменьшении со скоростью $68...122^{\circ}\text{C}$ за 10 лет по левобережью и $47...78^{\circ}\text{C}$ за 10 лет по правобережью. Одновременно наблюдается увеличение сумм положительных температур выше 10°C . Темпы роста сумм положительных температур составляют $17...33^{\circ}\text{C}$ за 10 лет по правобережью и $14...49^{\circ}\text{C}$ за 10 лет по левобережью, что значительно меньше темпов снижения сумм отрицательных температур.

Установленные признаки уменьшения континентальности климата в Саратовской области

Континентальность климата оценивается главным образом величиной годовой амплитуды температуры воздуха. Среднегодовые температуры воздуха увеличились по всем станциям (табл.2): по правобережью – на $1,8...2,4^{\circ}\text{C}$ за 100 лет, а по левобережью – на $2,0...3,1^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. При этом годовые максимумы температуры уменьшились по правобережью на $2,2...3,3^{\circ}\text{C}$ за 100 лет, а по левобережью – на $1,0...1,6^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. В противоположность максимумам годовые минимумы повсеместно увеличились: по правобережью – на $3,1...6,9^{\circ}\text{C}$ за 100 лет, а по левобережью – на $2,0...9,6^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. Уменьшение годовых максимумов и существенное увеличение годовых минимумов привели к снижению годовых амплитуд температуры воздуха, тренды которых составили: по правобережью $5,3...10,2^{\circ}\text{C}$ за 100 лет, а по левобережью $6,7...11,2^{\circ}\text{C}$ за 100 лет.

Для оценки изменчивости континентальности климата в Саратовской области по шести станциям были рассчитаны индексы Иванова. По всем станциям они имеют отрицательный знак (табл. 2). Причем по право-



Таблица 2

Линейные тренды среднегодовой температуры воздуха (Т_{ср.г}), годового максимума (Т_{г.макс}), годового минимума (Т_{г.мин}), годовой амплитуды (Т_{г.амп}), °С/10 лет, индекса континентальности Иванова (К_и),%/10 лет за 1930–2003 гг. по станциям Саратовской области

Станции	Т _{ср.г}	Т _{г.макс}	Т _{г.мин}	Т _{г.амп}	К _и
Балашов	0,22	-0,22	0,51	-0,73	-4,24
Саратов	0,24	-0,33	0,69	-1,02	-5,48
Карабулак	0,18	-0,22	0,31	-0,53	-4,27
Ершов	0,20	-0,10	0,57	-0,67	-5,09
Новоузенск	0,31	-0,16	0,96	-1,12	-5,57
Пугачев	0,27	-0,14	<u>0,20</u>	-0,82	-5,42

Примечание. См. табл. 1.

бережью снижение индекса Иванова составляет 42,4...54,8% за 100 лет, а по левобережью – 42,4...55,7% за 100 лет. Таким образом, в результате существенного потепления зим и снижения летних температур годовая амплитуда колебания температуры воздуха существенно снизилась, что привело к уменьшению континентальности климата в регионе.

Изменение месячных и сезонных сумм осадков

В работе исследовались месячные суммы осадков за период 1936–2004 гг. Наибольших величин тренды месячных сумм осадков достигают по всем станциям зимой, с декабря по февраль, от 2 до 4 мм за 10 лет (табл.3). Весной, в марте и апреле, тренды сумм осадков также положительные, но их величины меньше предыдущих, от 0,3 до 1,3 мм за 10 лет. В мае наблюдаются отрицательные тренды сумм осадков, -1,7...-3,3 мм за 10 лет. В начале лета, в июне, отмечается повсеместный рост осадков от 0,8 до 4 мм за 10 лет. В июле на станциях преобладают незначимые тренды обоих знаков, за исключением Балашова, где отмечается рост осадков. В августе наблюдается уменьшение осадков со скоростью 0,4...2,8 мм за 10 лет. Но эти изменения местами незначимые. Осенью, в сентябре, отмечается увеличение осадков (3,3...4,7 мм за 10 лет), в октябре – незначительное уменьшение осадков. В ноябре преобладает рост осадков, 0,8...2,3 мм за 10 лет.

Исследование изменчивости годовых сумм осадков путем построения линейных трендов свидетельствует о повсеместном увеличении

Таблица 3

Линейные тренды месячных сумм осадков за 1936–2004 гг., мм/10 лет

Месяцы	Саратов	Балашов	Ершов	Новоузенск
I	2,34	3,01	1,76	1,73
II	1,74	1,46	1,20	1,20
III	<u>0,31</u>	<u>0,40</u>	<u>0,34</u>	<u>0,50</u>
IV	<u>0,45</u>	<u>-0,25</u>	<u>0,04</u>	1,32
V	-3,34	-1,72	-2,60	-2,70
VI	<u>0,83</u>	4,06	2,70	1,76
VII	<u>-0,94</u>	1,87	<u>-0,31</u>	<u>0,17</u>
VIII	<u>-1,38</u>	-2,75	<u>-0,98</u>	<u>-0,45</u>
IX	4,71	3,87	4,20	3,32
X	<u>-1,58</u>	<u>-0,74</u>	<u>-0,36</u>	<u>-1,07</u>
XI	<u>1,43</u>	2,34	<u>0,76</u>	<u>-0,37</u>
XII	2,81	3,50	2,34	1,87

Примечание. См. табл. 1.

их количества (от 7 до 15 мм за 10 лет) (табл. 4). При этом наиболее существенный рост осадков наблюдается в холодный период (5...11 мм за 10 лет). В теплый период увеличение осадков незначительное, от 2 до 5 мм за 10 лет. За основной вегетационный период (май–июль) тренды сумм осадков по станциям отрицательные и незначимые, 0,2...3,4 мм за 10 лет. Лишь только в Балашове тренд остается положительным и равен 4,2 мм за 10 лет. В Саратове тренды сумм осадков за весь теплый период и основной вегетационный период (май–июль) отрицательные и статистически незначимые.

Таблица 4

Линейные тренды годовых и сезонных сумм осадков за 1936–2004 гг., мм /10 лет

Станции	За год	Ноябрь–март	Апрель–октябрь	Май–июль
Саратов	7,40	8,74	<u>-1,24</u>	-3,45
Балашов	14,85	10,86	4,35	4,22
Ершов	11,06	6,64	4,66	<u>-0,21</u>
Новоузенск	7,28	5,34	<u>2,35</u>	<u>-0,77</u>

Примечание. См. табл. 1.

Примечательной особенностью в последние годы является увеличение частоты выпадения обильных осадков. В Саратове за период 1985–2004 гг. число случаев с суточ-



ной суммой осадков, превышающих 80% месячной нормы, увеличилось в теплый период, по сравнению с 1965–1984 гг., в 1,7 раза, а в сентябре – в 8 раз.

Оценка влияния изменившихся климатических условий на урожайность сельскохозяйственных культур

Изменения климатических условий оказывают значительное влияние на условия произрастания и продуктивность сельскохозяйственных культур в регионе.

Успешность возделывания озимых культур в немалой степени зависит от климатических условий осенне-зимнего периода. Увеличение продолжительности вегетационного периода и улучшение влагообеспеченности второй половины осенней вегетации озимых необходимо учитывать при определении оптимальных сроков сева озимых. Очевидно, что в складывающихся климатических условиях целесообразно их смещение на более поздние даты.

Выявленные изменения осенней влагозарядки почвы и преобладание экстремально высокого температурного режима зимой следует принимать во внимание при обосновании целесообразности проведения снегозадержаний и других агротехнических мероприятий по дополнительному накоплению влаги в почве в зимний период.

Наблюдаемые тенденции в изменении термического режима холодного периода существенно влияют на условия перезимовки озимых культур. С одной стороны, более мягкие зимы благоприятны для зимующих растений, а с другой – продолжительные глубокие оттепели нередко обуславливают полный сход снежного покрова, способствуют образованию на полях притертой к земле ледяной корки, приводят к утрате морозостойких качеств растений. В условиях роста variability температуры по месяцам все это увеличивает вероятность повреждения озимых при резком понижении температуры. Выигрывать в складывающихся условиях будут более пластичные сорта, способные экономнее расходовать запасы накопленных питательных веществ.

Расчет коэффициентов вариации средней по области урожайности основных зерновых культур за 1961–1980 и 1981–2000 гг. свидетельствует об увеличении variability урожайности всех трех групп культур:

озимых, ранних и поздних яровых. При этом наибольший рост коэффициентов variability наблюдается у яровой пшеницы.

Рост температуры воздуха и существенное снижение количества осадков, выпадающих в начальный период развития ранних яровых культур, особенно в фазы кущения и выхода в трубку (май), негативно сказываются на их урожайности.

Наблюдаемое снижение континентальности климата ухудшает условия формирования хорошего качества урожая яровой пшеницы. Расчеты показывают, что за период с 1971 по 2000 г. величина биохимического потенциала климата в Саратове уменьшилась с 13,1% в начале до 12,6% в конце периода.

Приведенные в статье данные свидетельствуют о достаточно существенном изменении агроклиматических условий региона. Выявленные тенденции изменения основных климатических параметров необходимо учитывать при подборе видового и сортового состава возделываемых культур, рационального их размещения и корректировке технологий возделывания. Правильная стратегия сельскохозяйственного производства будет способствовать снижению негативных последствий изменения климата и повышению эффективности использования биоклиматического потенциала.

Библиографический список

1. Анисимов О.А., Белолуцкая М.А., Лобанов В.А. Современные изменения климата в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. 2003. №1. С.18–29.
2. Бudyко М.И., Ефимова Н.А., Лугина К.М. Современное потепление // Метеорология и гидрология. 1991. №4. С.84–94.
3. Израэль Ю.А., Назаров И.М. Проблема опасного антропогенного воздействия на климатическую систему Земли // Метеорология и гидрология. 2004. №11. С.5–16.
4. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М. и др. Современные глобальные и региональные изменения окружающей среды и климата. Казань, 1999. 96 с.
5. Ранькова Э.Я., Груза Г.В. Индикаторы изменений климата // Метеорология и гидрология. 1998. №1. С.5–17.
6. Kukla G., Karl T.R. Nighttime warming and the greenhouse effect // Environ. Sci. Technol. 1993. V.27, №8. P.1468–1474.
7. Гмурман В.Е. Теория вероятности и математическая статистика. М., 2003. 479 с.
8. Дмитриев А.А., Скляр Ю.А., Шабельников А.В. и др. Изменчивость осадков, температуры и солнечная активность / Под ред. Ю.А.Склярова. Саратов, 1990. 112 с.



9. *Левецкая Н.Г., Шаталова О.В.* Современные тенденции изменения климата и их влияние на продуктивность сельскохозяйственных культур в Нижнем Поволжье // Проблемы и пути преодоления засухи в Поволжье. Саратов, 2000. Ч.2. С.33–47.

10. *Рыхлов А.Б., Левецкая Н.Г.* Изменения климата и их агроклиматические последствия в Нижнем Поволжье // Современные глобальные и региональные изменения геосистем: Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 200-летию Казанского ун-та. Казань, 19–21 окт. 2004 г. Казань, 2004. С.370–371.

11. *Скляр Ю.А., Иванова Г.Ф.* Проблема глобального и регионального изменения климата // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2002. Т.2, вып.2. С.44–48.

12. *Скляр Ю.А., Иванова Г.Ф.* Некоторые аспекты изменения климата и прогнозные оценки для города Саратова / Саратов. гос. ун-т. Саратов, 2003. 20 с. Деп. в ВИНТИ 30.09.03 г. № 1749-В 2003.

13. *Суркова Г.В., Пона К.* Колебания изменчивости температуры воздуха и атмосферных осадков как агрометеорологический фактор // Метеорология и гидрология. 2000. №6. С.85–99.

УДК 551.582 (470.44)

МОНИТОРИНГ КЛИМАТА САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

С.И. Прякина, Ю.Н. Фридман, М.Ю. Васильева

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

В работе дается обоснование агроклиматических ресурсов, а также описание таких уникальных климатических явлений, как зональность и сезонность. В основу характеристики климата Саратовской области положены наблюдения метеорологических элементов за 50–70-летний период, а средние характеристики температуры рассчитаны более чем за 100 лет.

Monitoring of Climate in Saratov Region

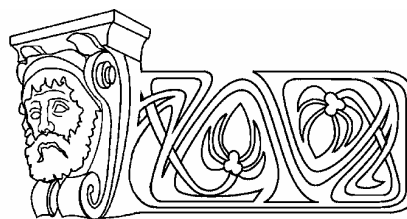
S.I. Pryakhina, Yu.N. Fridman, M.Yu. Vasilieva

In the present article the authors give substantiation of agroclimatic resources and description of such unique climatic phenomena as zoning and seasonality. Monitoring of meteorological elements for the period of 50–70 years forms the essence of characteristics of Saratov region climate, average temperature characteristics have been calculated for the period of more than 100 years.

Проблема изменения глобального климата под влиянием естественных факторов и хозяйственной деятельности человека является одной из актуальнейших на сегодняшний день, в том числе и для Саратовской области.

Потепление климата, которое наблюдается в последние 50 лет, влияет на подбор зерновых культур, их урожайность, технологию возделывания и структуру посевных площадей.

В основу характеристики климата Саратовской области положены наблюдения метеорологических элементов за 50–70-летний период, а средние характеристики температуры рассчитаны более чем за 100 лет (с 1881 по 2000 г.).



Анализ многолетнего статистического материала позволил авторам отразить динамику изменения климата области по сезонам и степень его влияния на сельскохозяйственное производство.

На территории области создаются благоприятные условия для проявления климатических закономерностей – меридиональной и широтной. Первая закономерность характеризуется общим нарастанием континентальности климата в восточном направлении. Вторая – выражена в широтной биоклиматической зональности, обусловленной возрастанием с севера на юг притока тепла к земной поверхности при одновременном уменьшении в том же направлении увлажнения. Четко выраженная смена широтных зон является уникальной особенностью климата области. В направлении с севера на юг ее пересекают четыре крупные природные зоны: лесостепь, засушливая черноземная степь, сухая степь с темно-каштановыми и бурыми почвами и полупустыня. Такое разнообразие природных зон говорит о больших возможностях сельскохозяйственного производства.

Своеобразие климата Саратовской области состоит в его засушливости, высокой степени континентальности и большой изменчивости погоды от года к году. Для него характерна холодная малоснежная зима, короткая засушливая весна и сухое лето.



Климат правобережья, в особенности северо-западных районов, менее континентален по отношению к районам левобережья. Годовая амплитуда средних температур наиболее холодного (январь) и наиболее теплого (июль) месяцев в Балашове равна $31,2^{\circ}\text{C}$, в Саратове – $32,4^{\circ}\text{C}$, в Ершове – $35,1^{\circ}\text{C}$, в Александровом Гае – $36,3^{\circ}\text{C}$. С севера и северо-запада плавное нарастание континентальности идет до Ершова и Александра Гая, а далее к югу континентальность падает за счет смягчающего действия водной поверхности Каспия [1].

Наиболее теплым месяцем является июль. Среднемесячная температура в июле изменяется по области от 20°C на северо-западе до 24°C на юго-востоке. Наиболее холодный месяц – январь. Хотя температура января по территории изменяется незначительно от -11°C до -13°C , но в отдельные холодные годы она может опускаться до -44°C , а летом в жаркие дни доходит до 42°C .

Область располагает большими тепловыми ресурсами. Сумма активных температур воздуха выше 10°C изменяется от 2400°C на севере и северо-западе до 3100°C на юго-востоке, что позволяет возделывать множество сельскохозяйственных культур.

Период вегетации в Саратове характеризуется как длинный (151–180 дней) и очень длинный (более 180 дней). В северных регионах области активная вегетация составляет 121–150 дней и характеризуется средней продолжительностью. В центральных и южных регионах период вегетации составляет более 150 дней (в девяностые годы – более 180 дней) и характеризуется как длинный и очень длинный [2].

В большей части области с продолжительностью активной вегетации 150–180 дней создаются благоприятные условия для возделывания сельскохозяйственных культур со сравнительно повышенными требованиями к теплу.

Согласно агроклиматическому районированию страны по Д.И.Шашко, Саратовская область относится к умеренному тепловому поясу культур средней спелости с суммой температур выше 10°C в пределах 2200 – 2800°C (средние и поздние сорта зерновых, зернобобовых, кукурузы на зерно, подсолнечника на семена, рис, соя, сахарная свекла,

бахчевые и др.) и среднепоздней спелости с требованиями к суммам активных температур за период вегетации 2800 – 3400°C (экологические типы культур те же, но более поздних сортов).

Самые поздние заморозки весной бывают в первой декаде июня, самые ранние заморозки осенью в правобережье – во второй, в левобережье – в третьей декаде сентября.

Значительная часть термических ресурсов остается неиспользованной из-за недостатка влаги.

Среднегодовое количество осадков меняется по районам области от 310 до 500 мм, причем в период вегетации основных зерновых культур выпадает 25–30% этого количества. Поэтому важнейшими задачами земледелия здесь являются введение засухоустойчивых культур и сортов, разработка и освоение влагосберегающих технологий их возделывания.

Главная особенность климата – частая повторяемость засух и суховеев. За последние 100 лет повторяемость засух в период весенне-летней вегетации составила в среднем 46%, то есть практически каждый второй год отмечаются засушливые явления той или иной интенсивности.

В умеренных широтах изменения составляющих теплового и водного режима, а следовательно, и погодных условий достаточно велики, поэтому смена времен года – один из самых важных природных ритмов. В области времена года выражены ярко. Главные сезоны – летний и зимний – длятся по 4,5 месяца, а переходные – по 1,5 месяца. В динамике основных сезонов наблюдается трехфазная, а переходных – двухфазная структура.

В конце октября на территории области радиационный баланс становится отрицательным. Начинают преобладать процессы выхолаживания подстилающей поверхности, которые приводят к переходу средней суточной температуры через 0°C и установлению в начале ноября зимнего сезона.

В структуре зимнего сезона выделяются три фазы – «предзимье», «разгар зимы», «спад зимы».

Зима в области холодная и продолжительная. Среднемесячная температура января и февраля на всех станциях ниже -10°C .



Зимой в области часто наблюдаются оттепели. В среднем они составляют 10–11 дней за январь и февраль, но бывают годы, когда число дней с оттепелью (декабрь–февраль) возрастает до 30 и более. Оттепели среди зимы следует рассматривать как неблагоприятное метеорологическое явление, так как они приводят к уплотнению снега и образованию притертой ледяной корки, которая повреждает зимующие растения. Фенологические наблюдения за длительный период времени по Саратову и его окрестностям дают следующую картину продолжительности сезонов.

Зима в Саратове – 126 дней (15.11 – 20.03) – с начала замерзания прудов и до первых проталин на открытых равнинах.

Весна – это период времени от разрушения устойчивого снежного покрова и перехода средней суточной температуры через 0°C к положительным значениям до окончания заморозков в воздухе и перехода средней суточной температуры через 10°C. Весна в регионе очень активная, и продолжается в среднем 40–45 дней. В структуре весны выделяется две фазы: «снеготаяния» и «разгара весны» [2].

Большой интерес для сельского хозяйства представляет продолжительность периода между датами перехода температуры через 0° и 10°C, т.е. до наступления активной вегетации растений. За этот период поспевает почва, производятся сельскохозяйственные работы, связанные с ее обработкой и проведением сева. Средняя многолетняя дата перехода температуры через 0°C в области наблюдается 27 марта, а через 10°C – 20 апреля. Продолжительность периода от 0° до 10°C составляет 25 дней. В среднем с начала и до третьей декады апреля идет фаза «ранней весны». С 11 по 16 апреля температура устойчиво переходит через 5°C и возобновляется вегетация озимых культур. В последнюю неделю апреля средняя суточная температура воздуха уже превышает 10°C и фенологи считают, что начинается «разгар весны». Это время от разворачивания первых листьев у березы до окончания цветения яблонь, время дружного цветения большинства садовых и ягодных культур.

Лето в области засушливое и продолжительное. В его динамике выделяется три фазы: «предлетье», «разгар лета» и «спад лета».

Первый период начинается в мае и заканчивается в первой декаде июня. Второй период продолжается до 25 августа, до перехода средней суточной температуры через 15°C. Третий период длится до третьей декады сентября.

По наблюдениям фенологов лето в Саратове продолжается 115 дней с момента отцветания яблонь и до первых слабых заморозков на почве (24.05 – 15.09).

Осенний сезон на территории области короткий – 45 дней. Осенью происходит смена летнего типа циркуляционных процессов на зимний. Смена в циркуляции приводит к прекращению засушливых погод. В осеннем сезоне наблюдается две фазы. Первая – «становление осени», а вторая – «поздняя осень». К началу первой фазы деревья и кустарники имеют осеннюю окраску, поэтому ее называют еще «золотой осенью».

В первую фазу осени характерны возвраты тепла – «бабье лето». В такие дни стоит малооблачная, сухая погода. Средняя суточная температура даже в октябре поднимается до 20°C.

Период перехода средней суточной температуры воздуха от 10° до 5°C составляет 20–25 дней. В этот период производятся работы, связанные с осенней обработкой почвы и уборкой урожая. По многолетним наблюдениям, в области осенью стоит сухая погода с большим количеством солнечных дней. Озимые культуры набирают 300°C активных температур и благополучно проходят фазы закаливания.

В последние шесть десятилетий в области проявляют себя черты глобального потепления климата. Анализ ежедневных метеорологических данных по ст. Саратов за 1941–2000 гг. за зимний период (с ноября по март) показал, что средняя многолетняя сумма отрицательных температур составила –1041,1°C. Самый холодный зимний период наблюдался в 1941–1942 гг., когда сумма отрицательных температур составила –1651,2°C, самый теплый был в 1989–1990 гг. В этот зимний сезон сумма отрицательных температур составила всего –362,4°C.



Анализ динамики климатических сумм температур, накопленных за зимний сезон последних шести десятилетий, показал, что второе десятилетие (1951–1960 гг.) было самым холодным, в последующие десятилетия, хотя и отмечались отдельные холодные зимы, но наблюдалась устойчивая тенденция потепления зим. Средняя сумма температур за зимний период по десятилетиям: 1941–1950, 1951–1960, 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990, 1991–2000 гг. составила соответственно -1174 , -1214 , -1040 , -932 , -875 , -907°C .

Существенные изменения климата области в сторону потепления особенно заметны в холодную часть года. С 1980-х гг. начинают преобладать положительные аномалии температуры во все зимние месяцы, в отдельных случаях аномалия температуры достигала весьма значительных величин – более 8°C .

Столь резкое потепление климата на юге Русской равнины не является случайным,

а представляет собой часть глобального потепления, особенно усилившегося в 1980-х годах.

Тщательный анализ ежедневного метеорологического материала по станциям Саратовской области показал, что потепление и увеличение осадков в зимний период создают более благоприятные условия для зимующих культур, а повышение температуры воздуха в мае в последние десятилетия способствует усилению засушливых явлений в начале лета, что неблагоприятно сказывается на возделывании яровых зерновых культур. Увеличение посевных площадей под озимые культуры будет способствовать более рациональному использованию естественных природных ресурсов региона.

Библиографический список

1. Пряхина С.И., Скляров Ю.А., Заварзин А.И. Природные ресурсы Нижнего Поволжья и степень их использования зерновыми культурами. Саратов, 2001. 66 с.
2. Пряхина С.И. Климатическая характеристика сезонов. Климат Саратова. Л., 1987. С.91–102.

УДК. 551.577.1

ВЫДЕЛЕНИЕ ПОЛУСУТОЧНОГО ПЕРИОДА С МАКСИМАЛЬНЫМ ВКЛАДОМ ДНЕВНОЙ ТЕРМИЧЕСКОЙ КОНВЕКЦИИ В ЛЕТНЕЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПОВОЛЖЬЕ

О.Б. Цой, Д.Н. Кравченко

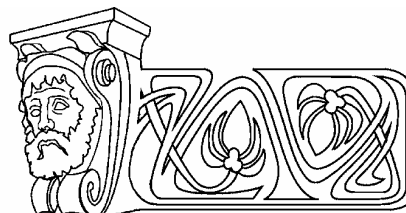
Саратовский государственный университет,
кафедра метеорологии и климатологии
E-mail: TsoyOB@list.ru

В статье приводятся результаты определения полусуточного периода с максимальным вкладом дневной термической конвекции в летнее осадкообразование. Такой дневной период определен для Пензенской и Саратовской областей, как 10–22 ч м.д.в. Оценен вклад дневной термической конвекции в усиление осадкообразования в данном регионе. Дневной нагрев подстилающей поверхности обуславливает увеличение сумм осадков в среднем не менее чем на треть.

Allocation of a Half-Daily Period with the Maximal Contribution of a Day Thermal Convection in Summer Rain Genesis in the Volga-Region

O.B. Tsoi, D.N. Kravchenko

Results of definition of half-daily period with the maximal contribution of a day thermal convection in summer rain genesis are considered. This day period is determined for Penza and Saratov areas as 10–22 h.



msk. The contribution of day thermal convection in strengthening of rain genesis of these regions is estimated. The diurnal heating of a underlying surface causes increase of the precipitations sum for not less than one third in average.

Существующее в гидрометеорологической практике деление суток на полусуточные интервалы («день» и «ночь»), как правило, формально и для разных целей различно. Например, двухразовое (за «день» и за «ночь») измерение осадков в течение суток на гидрологических постах осуществляется в стандартные сроки, ближайшие к 8 ч и 20 ч по декретному времени данного пояса, а на агрометеопостах – в 6 ч и в 18 ч московского



декретного времени. Астрономическое деление суток на «день» и «ночь» обуславливает их различную продолжительность в зависимости от изменяющегося периода между восходом и заходом солнца, что неудобно для сравнения измеренных величин, например, дневных и ночных осадков. В данной работе представлены результаты попыток нового полусуточного деления на «день» и «ночь» применительно к целям исследования внутрисуточной изменчивости жидких осадков теплого периода в Поволжье.

Принципиальной разницей между дневными и ночными процессами осадкообразования в теплый период является существенное влияние на осадкообразование днем фактора термической конвекции, отсутствующего ночью. Развитие восходящих воздушных потоков, обусловленных дневной термической конвекцией, способствует интенсификации процесса внутримассового осадкообразования, что при определенных условиях температурной и влажностной стратификации должно приводить и к увеличению дневных сумм осадков относительно ночных. Конечно, циркуляционный фактор осадкообразования (фронтальные осадки) на данной территории является наиболее мощным, однако при достаточно большом периоде исследования повторяемость фронтальных ситуаций в течение суток становится равномерной, и разность между дневными и ночными суммами осадков должна главным образом определяться фактором термической конвекции.

Для исследования были использованы данные плювиографических наблюдений опорного плювиографического поста Пензенской базы Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) – п. Б. Елань (центр Пензенской обл.) за теплые периоды (май – август) 1987–1992 гг. и плювиопоста экспедиции Саратовского госуниверситета – п. Н. Воронок (центр Саратовской обл.) за июнь – июль 1977–1986 гг. Плювиографические наблюдения позволяют определять с достаточной точностью суммы осадков, выпавших в данном месте практически за любой интервал времени. В работе рассчитывались полусуточные суммы осадков (Q мм) за 12-часовые периоды с плавающими (на 1 ч) временными границами (например, 6–18 ч,

7–19 ч, 8–20 ч и т.д.). Все данные приводились к срокам московского декретного времени. Для каждого нового варианта полусуточного разбиения рассчитывалось отношение

$$N = Q_{\text{д}} / Q_{\text{н}},$$

где $Q_{\text{д}}$ – сумма всех дневных осадков исследуемого периода (день – наиболее близкий к астрономическому «дню» 12-часовой интервал из двух полученных при каждом полусуточном разбиении); $Q_{\text{н}}$ – сумма ночных осадков того же периода (ночь – следующий за днем 12-часовой интервал).

Результаты полученных расчетов, по данным постов Б.Елани и Н.Воронка, приведены на рис. 1 и 2. Для удобства представления на рисунках изображены только участки расчетных кривых с максимальными значениями N .

Несмотря на различные временные периоды анализируемых данных, для обоих постов получены кривые (рис. 1, 2) схожего характера. Для этих постов возможно выделение одинаковых полусуток с максимальным превышением дневных осадков над ночными. Максимальные значения N , равные 2,24 (Н. Воронок) и 2,25 (Б. Елань), относятся к полусуточным временным границам – 10 ч / 22 ч московского декретного времени. На рис.1 максимальное значение $N = 2,25$ получено также и для полусуточных границ – 11/23 ч м.д.в. Однако, учитывая слабую левостороннюю асимметрию вершины, в качестве «дневных» полусуток можно принять такой же период, как и для Н.Воронка – 10/22 ч. Данный результат совпадает с выделенным ранее О.Б.Цоем (по другому объему данных) дневным периодом для Пензенской области [1].

Заметен более сглаженный характер правого плеча кривой на рис.2, по сравнению с четко выраженной вершиной на рис.1. Рассчитанные N на рис.2 превышают значения 2,0 для многих полусуточных интервалов, в том числе и относительно «поздних» – 11/23, 12/24, 13/01 ч. Это свидетельствует о большой «растянутости» влияния термического нагрева на осадкообразование на посту Н.Воронок в сторону вечерних сроков. Данный пост был расположен на острове, в пойме Волгоградского водохранилища, то есть среди обширного водного пространства.

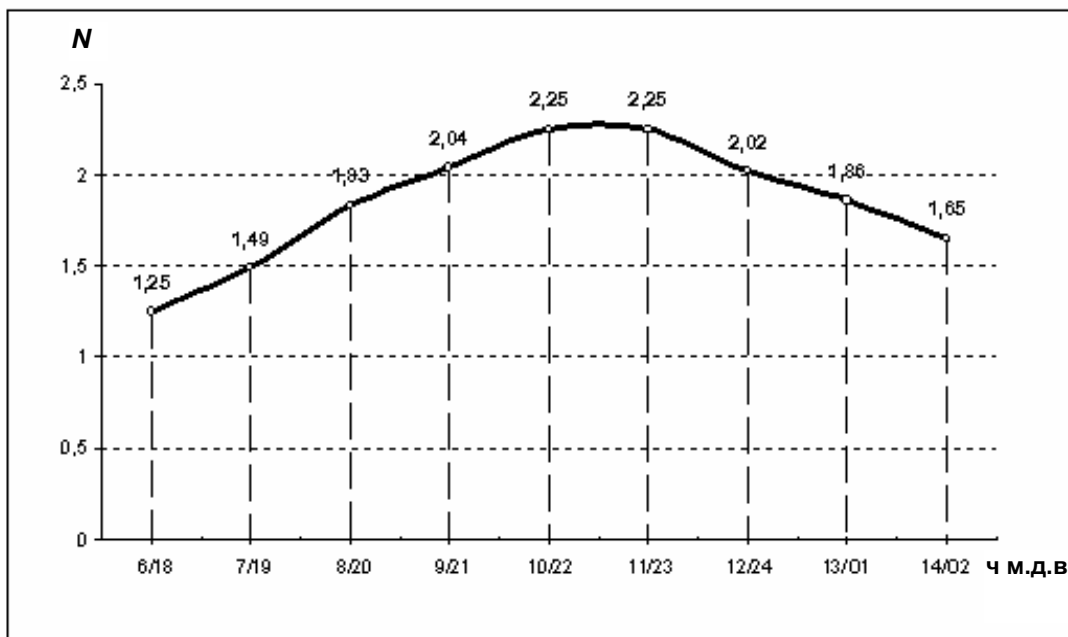


Рис.1. Изменение параметра N при различных полусуточных периодах в мае–августе 1987–1992 гг. (Б.Елань, Пензенская область)

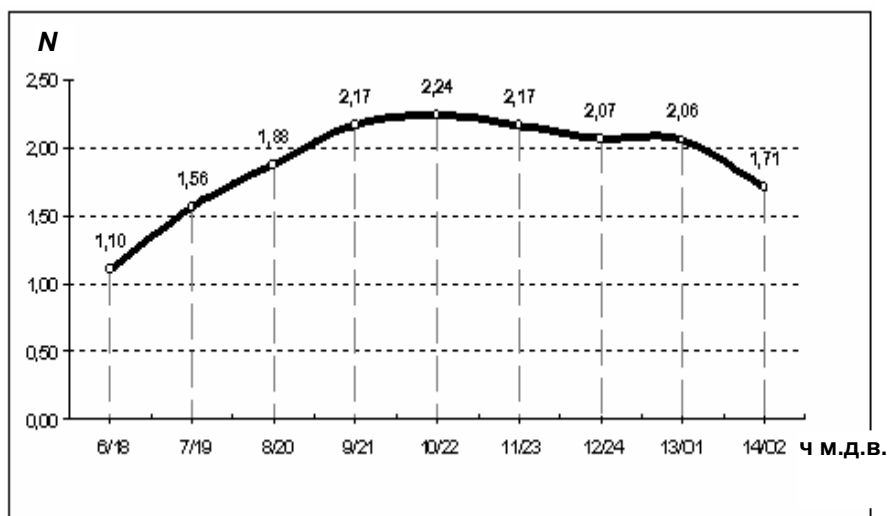


Рис.2. Изменение параметра N при различных полусуточных периодах в июне–июле 1977–1986 гг. (Н.Воронок, Саратовская область)

Высокая теплоемкость воды приводит к сглаживанию суточного хода температуры водной поверхности и смещению максимальной температуры этой поверхности на более поздние сроки (относительно суши) [2], что соответственно может «растягивать» воздействие дневного нагрева подстилающей поверхности на термическую конвекцию и осадкообразование в данном месте.

По полученным значениям N можно оценить вклад дневной термической конвекции в летнее осадкообразование в Пензен-

ской и Саратовской областях. Термическая конвекция в дневные полусутки, с 10 до 22 ч м.д.в., способствует удвоению относительно «ночи» суммы выпадающих в данном регионе осадков, то есть суточные суммы осадков за счет данного фактора в среднем увеличиваются чуть более чем на треть. Конечно, данное увеличение осадков может происходить как за счет усиления внутримассовой осадкообразующей облачности, так и за счет интенсификации осадкообразования во фронтальной облачности днем [1].



Проведение помесечного анализа изменения параметра N при разных полусуточных границах на используемом объеме данных приводит к значительному ослаблению надежности результатов вследствие усиления влияния циркуляционного фактора на внутрисуточное распределение осадков. Тем не менее предварительный анализ помесечного хода параметра N для п. Б.Елань показал, что полученный на рис.1 вид кривых формируется в основном за счет июнь-июльских значений N , а май и август могут существенно отличаться от средних месяцев периода невозможностью четкого выделения одного максимума в ходе параметра N . Для проведения надежного помесечного анализа необходимо использовать больший объем данных.

УДК 551.577.1

К ВОПРОСУ О ДЕЛЕНИИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА «ОБЛОЖНЫЕ» И «ЛИВНЕВЫЕ»

О.Б. Цой, А.С. Столетова

Саратовский государственный университет,
кафедра метеорологии и климатологии
E-mail: TsoyOB@list.ru

В статье приводятся результаты опыта разделения «обложной» и «ливневой» составляющих жидких осадков по критерию их интенсивности. Использован новый физический подход, основанный на различии основных осадкообразующих восходящих движений, обуславливающих образование ливневых и обложных осадков. Проанализированы данные pluviографических наблюдений за десять летних периодов (с 1984 по 1993 г.) на одном посту в Пензенской области. Использована нестандартная методика обработки и анализа данных. В результате интенсивности до 0,03 мм/мин могут считаться характеризующими обложные осадки, интенсивности $\geq 0,06$ мм/мин – ливневые. Существует переходный (от обложных к ливневым) диапазон значений интенсивности осадков – 0,03–0,05 мм/мин.

On Question of Division of Atmospheric Precipitations for «Steady Widespread» and «Excess Heavy»

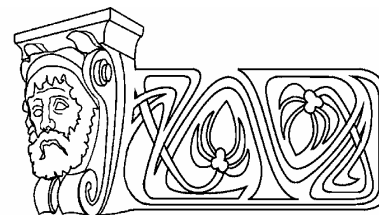
O.B. Tsoi, A.S. Stoletova

Results of experience in division of «steady widespread» and «excess heavy» parts of liquid precipitation by criterion of their intensity are considered in this paper. New physical approach is based on distinction of main precipitated ascending movements, causing formation of heavy or steady widespread precipitation. The data on pluviographical observations for ten summer periods (1984 - 1993) at one post in Penza region are analyzed. The non-standard technique of processing and analysis of the data is used. In result, intensity less then 0,03 mm/min – can be described as steady widespread precipitation, intensity $\geq 0,06$ mm/min – heavy precipitation. There is transition range between these intensities of precipitation in the interval of 0,03–0,05 mm/min.

Таким образом, проведенное исследование позволяет выделить одинаковый полусуточный период («день» – 10–22 ч м.д.в.) с максимальным вкладом дневной термической конвекции в осадкообразование в двух соседних областях Поволжья, а также оценить величину этого вклада. Термическая конвекция летом приводит к увеличению общей суточной суммы осадков в среднем не менее чем на треть.

Библиографический список

1. Цой О.Б. Некоторые результаты исследования структуры летних осадков над Средним Поволжьем // Метеорология и гидрология. 1998. Вып.3. С 13–28.
2. Волков С.А. Микроклиматы северной части Волгоградского водохранилища. Дис. ... канд. геол. наук. Саратов, 1974. 148 с.



Среди различных классификаций атмосферных осадков одной из наиболее применяемых в научных исследованиях и гидрометеорологической практике, да и в быту, является классификация по характеру их выпадения: морозящие, обложные и ливневые. При этом, однако, четкие общепринятые критерии такой классификации до сих пор не выработаны. Наиболее актуальной эта проблема является для жидких осадков теплого периода, выпадающих с интенсивностями, меняющимися в большем диапазоне значений относительно зимних осадков в средних широтах. Проблема классификации жидких осадков теплого периода применительно к Поволжью обсуждается в данной статье.

Морозящими осадками называют обычно жидкие мелкокапельные (диаметром менее 0,5 мм), медленно оседающие, со скоростью порядка 0,1 м/с, осадки самых слабых интенсивностей. Интенсивность морозящих осадков разными авторами оценивается практически одинаково – до 0,01–0,015 мм/мин [1–4]. По происхождению морозящие осадки



чаще всего являются трансформационными, то есть обусловленными трансформационным охлаждением нижнетропосферного слоя одной воздушной массы [4].

Обложные осадки характеризуются относительно длительным выпадением на значительных площадях со слабо меняющейся интенсивностью [3, 5]. Обусловлены крупномасштабными упорядоченными восходящими движениями, то есть являются фронтальными осадками [4, 6]. Интенсивность обложных осадков оценивается разными авторами [1, 4, 6, 7] в диапазоне от 0,01 до 0,1 мм/мин. При этом наименее определенным является верхний предел диапазона интенсивностей обложных осадков, он варьирует от 0,03 до 0,1 мм/мин. Для его уточнения используются дополнительные критерии, например, градиент высоты слоя осадков между смежными по времени дождями [7] или отношение длительности флуктуации интенсивности к длительности всего дождя [1].

Ливневыми называют обычно интенсивные, относительно локализованные в пространстве осадки с резкими изменениями интенсивности как во времени, так и в пространстве [3, 5]. Такие осадки обусловлены конвективными восходящими потоками, поэтому могут быть как фронтальными, так и внутримассовыми. Проблема уточнения нижней границы диапазона ливневых интенсивностей отмечена выше. Чаще всего ливневыми осадками считают осадки интенсивностью более 0,05 мм/мин [3, 6].

Поскольку в атмосфере часто происходит образование осадков при одновременном действии упорядоченных и конвективных вертикальных движений, то обложные осадки могут накладываться на ливневые, вследствие чего интенсивности первых становятся неясными. Некоторые авторы [1] справедливо называют такие осадки смешанными, хотя этот термин применяется и для определения осадков, смешанных по фазовому составу (жидких и твердых).

Таким образом, из краткого вышеприведенного обзора выделяемые здесь виды осадков являются, по сути, комплексными категориями, определяемыми разными пространственными и временными признаками. При этом пространственные признаки (площадь распространения) определяются лишь

качественно, временные (длительность выпадения дождя или флуктуации интенсивности) иногда подвергаются количественной оценке, но также пока точно не определены. Наиболее часто используемым критерием деления осадков в этой классификации является интенсивность их выпадения. Однако если граница между морозящими и обложными осадками по их интенсивности определена в достаточно узком диапазоне значений (0,01–0,015 мм/мин), то разделение обложных и ливневых осадков по величине интенсивности вряд ли можно считать достаточно согласованным у разных авторов. Между тем термины «ливневые» и «обложные» часто используются при характеристике осадков, и неопределенность критериев их разделения вносит некоторую путаницу при сопоставлении результатов различных исследований.

Авторами данной статьи предпринята попытка уточнения диапазонов значений интенсивности, характеризующих «обложную» и «ливневую» составляющие жидких осадков в Поволжье.

Предполагая принципиальное генетическое различие между «обложной» и «ливневой» составляющими осадков, заключающееся в различии их осадкообразующих восходящих движений в атмосфере (крупномасштабный упорядоченный или конвективный подъем воздуха), был предложен новый физический подход к разделению этих составляющих осадков. Ливневые осадки, в значительной степени усиливающиеся термической конвекцией, должны увеличивать значения некоторых своих характеристик (например, сумм и интенсивностей) днем. И наоборот, ночью доля ливневых осадков (в общей сумме осадков за ночь) должна уменьшаться, а доля обложных осадков соответственно увеличиваться. Выявление такой реакции осадков разной интенсивности на смену «день–ночь» и являлось целью проведенного здесь исследования.

Для расчетов использовались данные плювиографических наблюдений экспедиции Центральной аэрологической обсерватории на плювиопосту Б. Елань в Пензенской области за летние периоды (июнь – август) с 1984 по 1993 г. Объем обработанного материала представляет собой 36202 мин записей выпадения осадков. Из них 17518 мин – но-



чью и 18684 мин – днем. При этом даже с учетом отбракованных записей анализируемый материал составил не менее 90% от максимально возможного (от всех выпавших дождей) за период.

В работе использовалась специальная, отличная от стандартной, методика обработки плювиоданных. Стандартная методика (применяемая на сети) предполагает осреднение записей дождей на плювиограммах по 10-минутным интервалам. Однако при анализе тонкой структуры дождя (например, дождя продолжительностью несколько минут из отдельного кучево-дождевого облака) интервал в 5–10 мин сопоставим с длительностью всего процесса. Осреднение по 10-минутным интервалам не позволяет выявить все флуктуации интенсивности и продолжительности, а также сглаживает экстремальные флуктуации. Поэтому в настоящей работе использовалась обработка плювиограмм по особым точкам – точкам перегиба кривой записи на плювиоленте, являющимся границами флуктуаций.

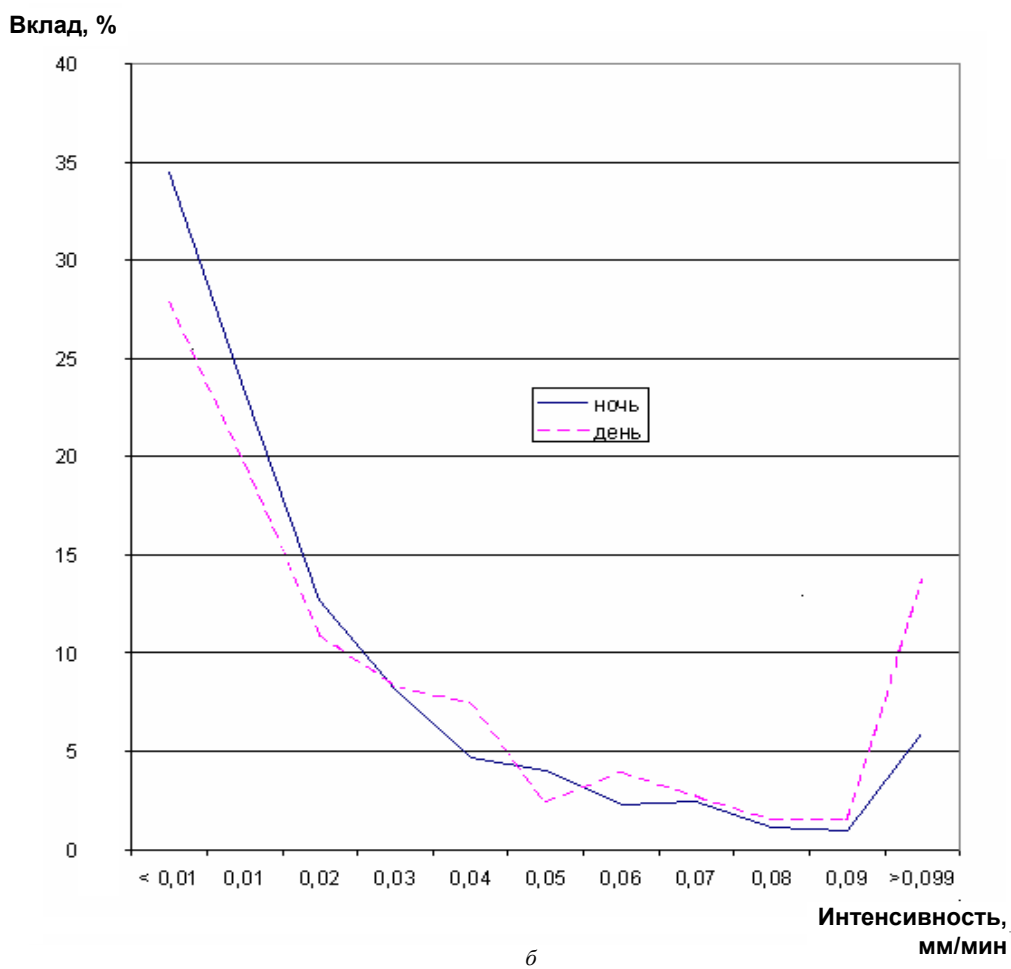
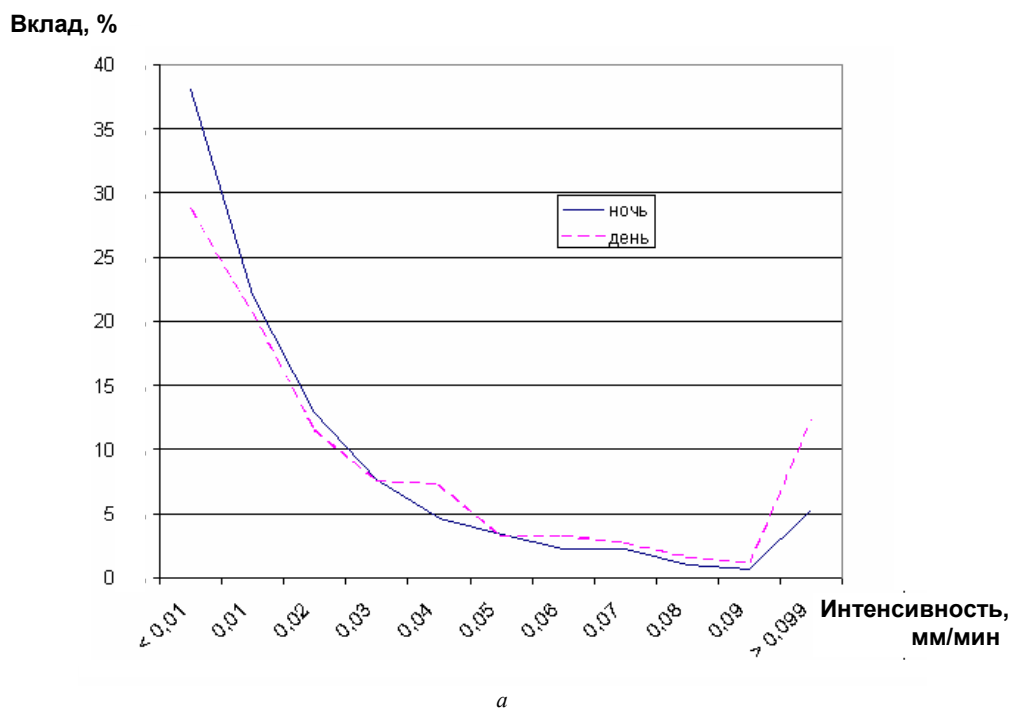
Для анализа влияния термической конвекции на характеристики осадков все флуктуации интенсивности осадков были разделены на «дневные», выпадающие с 10 ч до 22 ч местного времени (совпадающего с московским декретным), и «ночные» – с 22 ч до 10 ч. Такое выделение полусуточных периодов, как показано отдельными исследованиями [8], наилучшим образом отражает влияние дневного прогрева (термической конвекции) на процесс осадкообразования летом.

Все «ночные» и «дневные» флуктуации осадков были распределены по градациям интенсивности с шагом в 0,01 мм/мин. Для каждой градации интенсивности были суммированы соответствующие продолжительности (в минутах) флуктуаций осадков и рассчитаны вклады (в %) градаций интенсивности в полусуточные (день, ночь) продолжительности. Результаты расчетов приведены в таблице, а также в виде графиков на рисунке. Большие интенсивности ($\geq 0,1$ мм/мин) для удобства представления объединены в одну градацию. По оси абсцисс указаны начальные значения градаций интенсивности, то есть, например, к точке 0,01 относятся вклады в продолжительность осадков расчетных интенсивностей от 0,01 до 0,019 мм/мин.

По значениям вкладов видно (таблица, рисунок), что наблюдается вполне определенная тенденция увеличения доли осадков слабых интенсивностей (до 0,03 мм/мин включительно) ночью относительно дневных полусуток. Интенсивные осадки (от 0,06 мм/мин и более), наоборот, ночью заметно уменьшают свои вклады, днем же доля интенсивных осадков однозначно возрастает. Наиболее заметны эти тенденции в крайних градациях интенсивности. Увеличение доли осадков самой слабой интенсивности ночью достигает 9,3% (рисунок, а). Увеличение доли самых интенсивных осадков (более 0,1 мм/мин, то есть однозначно ливневых) днем оценивается почти в 7–8%. Отмеченные закономерности характерны как для всего летнего периода (таблица, рисунок, а), так и для уменьшенной выборки дождей (июнь–июль)

Вклады осадков различной интенсивности в полусуточные продолжительности в летние сезоны 1984–1993 гг. Пензенская область

Вклады		Интенсивность, мм/мин											
		< 0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	> 0,099	Сумма
		июнь–август											
Ночь	мин	6663	3859	2257	1341	806	587	398	387	172	121	927	17518
	%	38	22	12,9	7,7	4,6	3,4	2,3	2,2	1	0,7	5,3	100
День	мин	5359	3854	2151	1416	1365	604	615	512	310	213	2285	18684
	%	28,7	20,6	11,5	7,6	7,3	3,2	3,3	2,7	1,7	1,1	12,2	100
		июнь–июль											
Ночь	мин	3868	2609	1419	912	523	452	256	276	131	104	666	11216
	%	34,5	23,3	12,7	8,1	4,7	4	2,3	2,5	1,2	0,9	5,9	100
День	мин	3515	2484	1381	1052	942	302	500	344	192	194	1736	12642
	%	27,8	19,6	10,9	8,3	7,5	2,4	4	2,7	1,5	1,5	13,7	100



Вклады осадков различной интенсивности в полусуточные продолжительности в летние сезоны 1984–1993 гг. Пензенская область: *a* – в июне–августе; *b* – в июне–июле



(таблица, рисунок, б). Дальнейшее уменьшение выборки для проведения помесечного анализа в указанный десятилетний период нецелесообразно, так как из-за усиления влияния циркуляционных факторов на внутрисуточное распределение осадков (при сокращении объема данных) фактор термической конвекции становится менее явным. Наоборот, увеличение объема анализируемого материала приводит к уравниванию влияния макроциркуляционного фактора (повторяемости циклонов и атмосферных фронтов) на выпадение осадков в течение суток

По полученным результатам видно, что отсутствует четкое граничное значение, разделяющее ливневые и обложные интенсивности осадков. В градациях интенсивностей от 0,03 до 0,05 мм/мин наблюдаются любые соотношения между ночными и дневными вкладами, не соответствующие отмеченным выше тенденциям. Значит, существует некоторый переходный диапазон интенсивностей между значениями, которые можно определенно отнести к интенсивностям обложных и ливневых осадков по их принципиально различной реакции на смену дня и ночи, то есть на фактор термической конвекции. В некоторых других исследованиях [6, 8] принимались переходные диапазоны интенсивностей без соответствующего физического обоснования, но они практически совпадали по значениям с выявленными в данной работе. Условно, в качестве граничного критерия интенсивности между ливневыми и обложными осадками можно принимать середину данного диапазона, то есть значение – 0,04 мм/мин.

Таким образом, в результате применения нового физического подхода, в данной работе осуществлена попытка уточнения критерия разделения «обложной» и «ливневой» составляющих жидких осадков по их интенсивностям для одного из регионов Поволжья. Интенсивности величиной до 0,03 мм/мин могут считаться характеризующими обложные осадки, величиной от 0,06 мм/мин и более – ливневые осадки. Существует переходный (от обложных к ливневым) диапазон значений интенсивности – 0,03–0,05 мм/мин, совпадающий с аналогичными, используемыми в других исследованиях.

Представляется целесообразным провести подобный анализ по другим регионам и по большим временным периодам.

Библиографический список

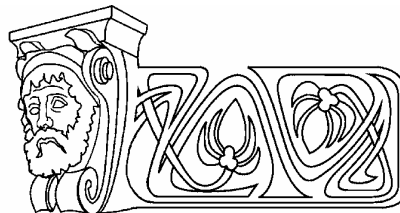
1. Акулиничева А.А. Методика определения упорядоченных и конвективных скоростей по плювиографическим данным // Тр. ГМЦ СССР. 1969. Вып.57. С.74–102.
2. Богатырь Л.Ф. К характеристике дождей на экспериментальном метеорологическом полигоне // Тр. УкрНИГМИ. 1967. Вып.67. С.45–50.
3. Литвинов И.В. Осадки в атмосфере и на поверхности земли. Л., 1980. 208 с.
4. Орлова Е.М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков. Л., 1979. 168 с.
5. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л., 1974. 454 с.
6. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. Л., 1979. 229 с.
7. Курейко И.А. О разделении обложных и ливневых осадков // Тр. УкрНИГМИ. 1978. Вып.67. С.23–27.
8. Цой О.Б. Некоторые результаты исследования структуры летних осадков над Средним Поволжьем // Метеорология и гидрология. 1998. Вып.3. С.13–28.



ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.8.028:550.83.016

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГРАВИРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В КОМПЛЕКСЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ



Е.Н. Волкова, Д.А. Барулин, В.А. Исаев, В.И. Щепотьев

Саратовский государственный университет,
кафедра геофизики
E-mail: volkovaen@info.sgu.ru

Предлагаемая статья представляет материалы, наглядно демонстрирующие отображение в поле Δg малоамплитудных разрывных нарушений, слабо ощущаемых в волновом поле, и проявление амплитудной неустойчивости кривых Δg , отражающее особенности «тонкой структуры» гравитационного поля, которые можно трактовать как связанные с потенциальной нефтегазоносностью объектов.

Цель статьи – обратить внимание недропользователей на необходимость проведения высокоточных гравиметрических, а еще лучше гравимагнитных наблюдений на сейсморазведочных профилях по совмещенной схеме.

New View at Field Methods of Precision Graviprospecting Works in the Complex of Geophysical Methods of Investigation

E.N. Volkova, D.A. Barulin, V.A. Isaev, V.I. Shchepotjev

The paper represents materials which evidently show small amplitude faults in the gravitational field, poorly seen in a wave field, and appearance of peak of instability among Δg curves reflecting features of «thin structure» of the gravitational field which can be considered as objects potentially containing oil and gas. The purpose of this paper is an attraction of attention of users of subsoil resources on necessity to carry out precision gravimetric or even better to do gravimagnetic investigations along seismic profiles using combined scheme.

В известной публикации главного редактора журнала «Геофизика» О.К. Кондратьева [1] предлагается «новая парадигма» комплексования геофизических методов, в которой традиционная стратегия проведения вначале рекогносцировочных (региональных) работ более легкими и дешевыми геофизическими методами (гравиразведка и магниторазведка), основанная на классическом принципе стадийности, заменяется новой стратегией, идущей от сейсморазведки. Кондратьев пишет: «... сейсмические работы должны быть опережающими в общем комплексе. Они должны выявлять и готовить объекты по месту их положения для последующих работ по определению веществен-

ного состава или состояния среды <...> Перед высокоточной гравиметрией, а также магнитометрией надо прежде поставить задачи изучения покрывающей толщи пород, выявления в ней субвертикальных неоднородностей и расширения числа разнородных осредненных характеристик пород, учитываемых при построении приближенной к реалиям общей геофизической модели среды. Такая задача может показаться малозначимой, однако это не так. Все плохо учтенные особенности верхней части разреза, через которую проходит сигнальное сейсмическое или электромагнитное поле, в той или иной степени неизбежно переносятся на относимые к глубоким слоям параметры среды. При решении достаточно тонких геолого-геофизических задач, находящихся на грани физических возможностей наших методов, это совсем немаловажная деталь» [1].

Тем самым на интегральные, подверженные в наибольшей степени проявлениям теоретической и практической эквивалентности, геопотенциальные методы «возлагается» существенная критериальная нагрузка по выбору оптимальных вариантов сейсмической интерпретации, наилучшим образом отвечающих совокупности различных геолого-геофизических данных. Причем сюда могут быть включены и неструктурные аспекты интерпретации вплоть до прямого прогнозирования нефтегазоносности объектов, выявленных сейсморазведкой. Принципиальные возможности такого прогнозирования установлены еще в 60-х гг. прошлого столетия, а за последние годы появилось немало число работ, где эти возможности нашли убедительное практическое подтверждение [2].



К сожалению, практика современной геофизической разведки базируется исключительно на сейморазведочных работах. Гораздо реже проводятся электроразведочные, а грави- и магниторазведка практически не ведутся уже более 10 лет. По крайней мере, такая ситуация сложилась в Нижнем Поволжье, где, по свидетельству авторов [3, 4], данные этих методов сохраняют лишь фоновое значение.

В работе [4] приведены примеры эффективного привлечения гравимагнитных материалов при решении задач выявления перспективных участков для постановки детальной сейморазведки, локализации объектов поиска, построения согласованных сейсмогравимагнитных физико-геологических моделей (ФГМ). Однако ни в этой, ни в других публикациях не было представлено данных, наглядно демонстрирующих отображение в поле Δg малоамплитудных разрывных нарушений, слабо ощущаемых в волновом поле, а также проявление амплитудной неустойчивости кривых Δg , отражающих особенности «тонкой структуры» [5] гравитационного поля, которые можно трактовать как связанные с потенциальной нефтегазоносностью объектов.

Цель предлагаемой статьи как раз и состоит в том, чтобы такие данные представить и тем самым еще раз обратить внимание нефтепользователей на необходимость проведения высокоточных гравиметрических, а еще лучше гравимагнитных наблюдений на сейморазведочных профилях по совмещенной схеме. Когда-то проведение таких работ способствовало открытию крупнейших скоплений углеводородов на юго-востоке бортовой зоны Прикаспийской впадины (работы ОАО «Саратовнефтегеофизика» на Тенгизском и Королевском объектах), сейчас такие работы, но с более плотной системой наблюдений, по нашему мнению, необходимо вести на небольших объектах Волго-Уральской провинции.

Целью проведения высокоточных гравиметрических работ на территории правобережья Саратовского Поволжья (Курдюмский лицензионный участок) являлось уточнение геологического строения структур, выявленных в процессе сейморазведочных работ, и локальный прогноз нефтегазоноснос-

ти данных объектов. Высокоточные гравиметрические работы проведены по сейсмическим профилям общей протяженностью 80 пог. км.

Наблюдения выполнялись по однократной методике с применением опорной сети двумя гравиметрами ГНУ-К/1 с инструментальной погрешностью 0,03–0,05 мГал. Контрольные наблюдения составили 10% от общего числа точек. Расстояние между точками наблюдения 100 м. Методика анализа геофизических материалов включала компьютерную обработку полевых данных с введением стандартных редуций и вычисление прямых гравитационных эффектов.

В результате выполненных работ составлены кривые изменений значений поля силы тяжести в редуции Буге. Сформированы также сейсмогравиметрические модели исследуемых объектов в профильном варианте, вычислены гравиметрические эффекты от геологических структур предполагаемого девонского возраста.

Высокоточная гравиразведка, проведенная на территории Курдюмского лицензионного участка, выявила несколько важных и неоспоримых преимуществ по отношению к региональной (площадной) съемке, проведенной ранее практически повсеместно и захватившей в том числе изучаемую территорию. Сопоставление графиков аномалий силы тяжести в редуции Буге по отработанным профилям и графиков, построенных на основе карт масштаба 1:50000, составленных ранее, показало, что наблюдается лишь общее соответствие характера аномалий.

Площадная съемка позволяет получить аномалии, в большей мере отображающие влияние объемных масс и дать более обоснованную геологическую интерпретацию в «региональном» масштабе. Объяснить это можно тем, что при составлении карт принято проводить изоаномалы в пределах утроенной величины среднеквадратической ошибки определения аномалий силы тяжести (в лучшем случае в пределах единичной величины). Поэтому часто узколокальные аномалии небольшой интенсивности на картах теряются. Локальные же «всплески», характеризующие разрывные нарушения, при пятидесяти тысячной съемке (с шагом между пикетами наблюдений 250 м) фиксируются су-



щественно реже, чем при высокоточной (профильной), а в случае их присутствия они, как правило, просто отбраковываются.

В качестве примера можно привести профиль № 7 (рис. 1), сравнительная характеристика которого по данным профильной и площадной съемки показывает, что обобщенная, «региональная» структура гравитационного поля участка ПК 35-50 соответствует поднятию по глубоким горизонтам (девонские отложения), осложненному разрывными нарушениями, которые проявляются только на графике высокоточной профильной съемки.

На рис. 2 представлен другой пример (профиль № 20А). Резкий «всплеск» аномалии выявляет сброс амплитудой более 100 метров. По данным площадной съемки, мы не видим даже элементов этого высокоамплитудного разлома. Очевидно, что высокоточная съемка наряду с «региональной» компонентой содержит в себе локальные составляющие, отображающие более мелкие геологические объекты (антиклинальные структуры, в том числе малоамплитудные, останцы в фундаменте, рифогенные тела, разрывные нарушения и др.).

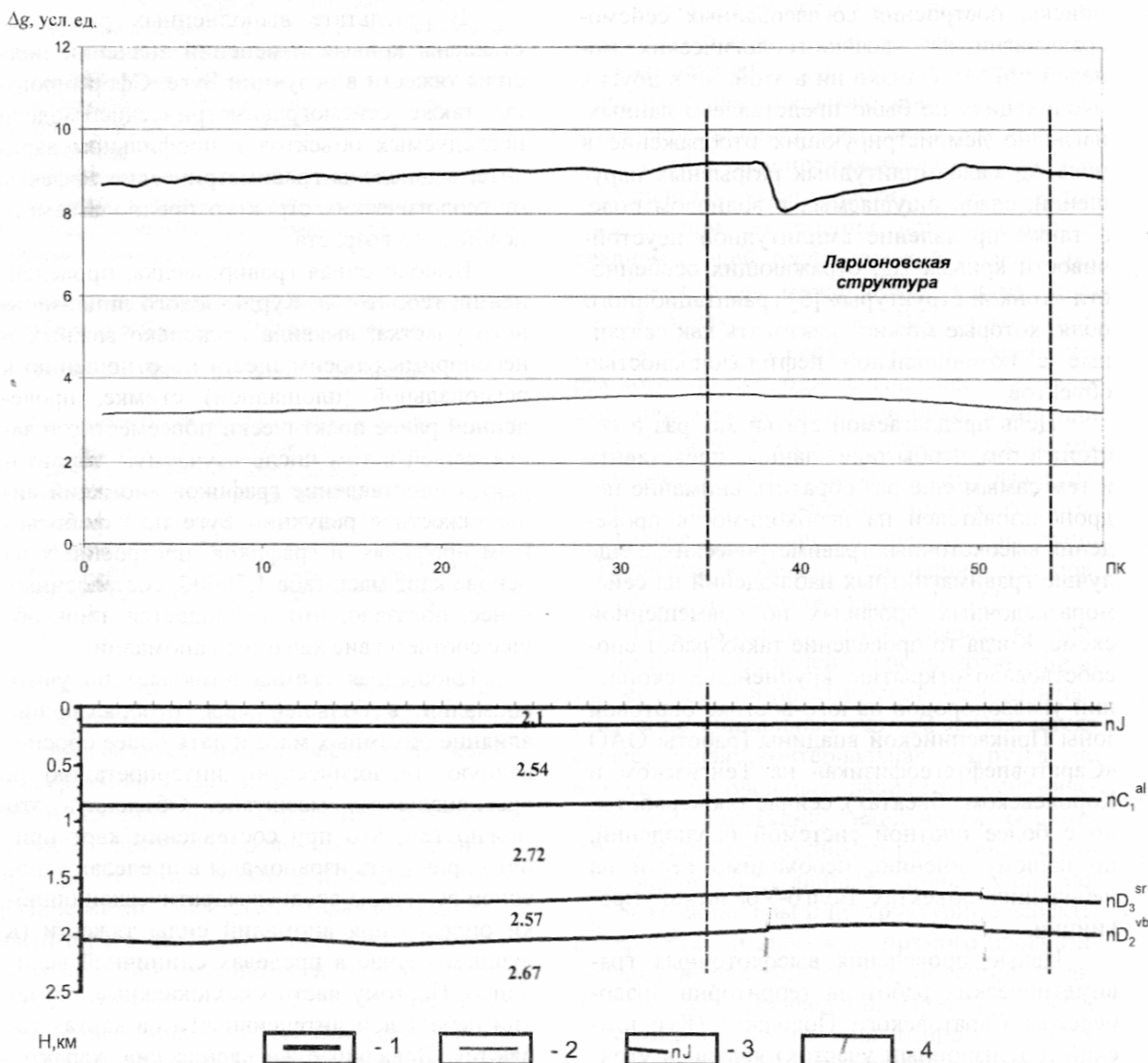


Рис. 1. Геолого-геофизическая модель профиля № 7: 1 – наблюдаемые аномалии Δg , высокоточная съемка; 2 – наблюдаемые аномалии Δg , региональная съемка; 3 – отражающие горизонты; 4 – линии разломов по данным сейсморазведки

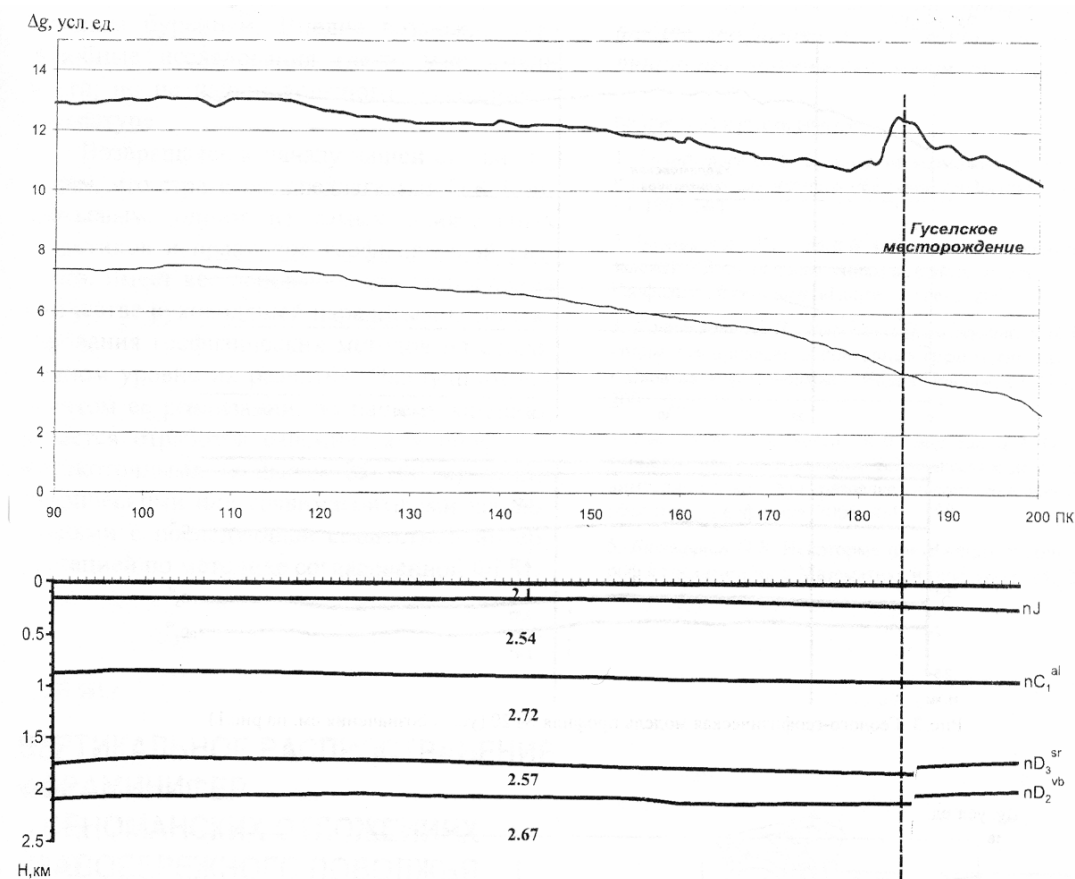


Рис. 2. Геолого-геофизическая модель профиля № 20А (усл. обозначения см. на рис.1)

Что касается влияния скопления углеводородов (залежей нефти и газа), то они обычно находят отражение в поле Δg в виде локального уменьшения значений аномалий [2]. Кроме того, залежи УВ возможно фиксируются фрагментами кривой Δg с повышенной дисперсией, которую можно зарегистрировать только при небольшом шаге между пикетами. Например, можно отметить такую высокочастотную составляющую в районе Харламовской структуры, выявленной по данным сейсморазведки (профиль № 20 (рис. 3)). Здесь на участке ПК 25-45 в наблюдаемом поле Δg фиксируется высокочастотная запись с повышенной дисперсией, которая, возможно, свидетельствует о наличии скоплений УВ. Причем очевидно, что шаг между пикетами в 100 метров слишком велик. Чтобы уловить такие тонкие эффекты, необходимо уменьшить эту величину до 20–25 м и тем самым зафиксировать в полной мере особенности «тонкой структуры» поля Δg .

Выполненные высокоточные гравиметрические работы на изучаемой территории позволили также выявить ряд объектов, не нашедших отображения на сейсмических профилях, т.е., вероятнее всего, потерянных в результате обработки либо в процессе интерпретации сейсмических данных. В качестве примера можно привести профиль № 16 (рис.4), где, по сейсмическим данным, почти не отмечается каких-либо аномалий, тогда как на гравиметрической кривой видно присутствие двух зон, возможно, связанных с разрывными нарушениями разной амплитуды.

Таким образом, становится ясным, что данные высокоточной гравиметрической съемки вполне возможно и даже необходимо привлекать при уточнении данных сейсморазведки (как это не парадоксально звучит), а также, вероятно, и для прямого прогнозирования наличия залежей УВ на структурах, выявленных в процессе проведения сейсморазведочных работ. Впрочем, последнее ут-

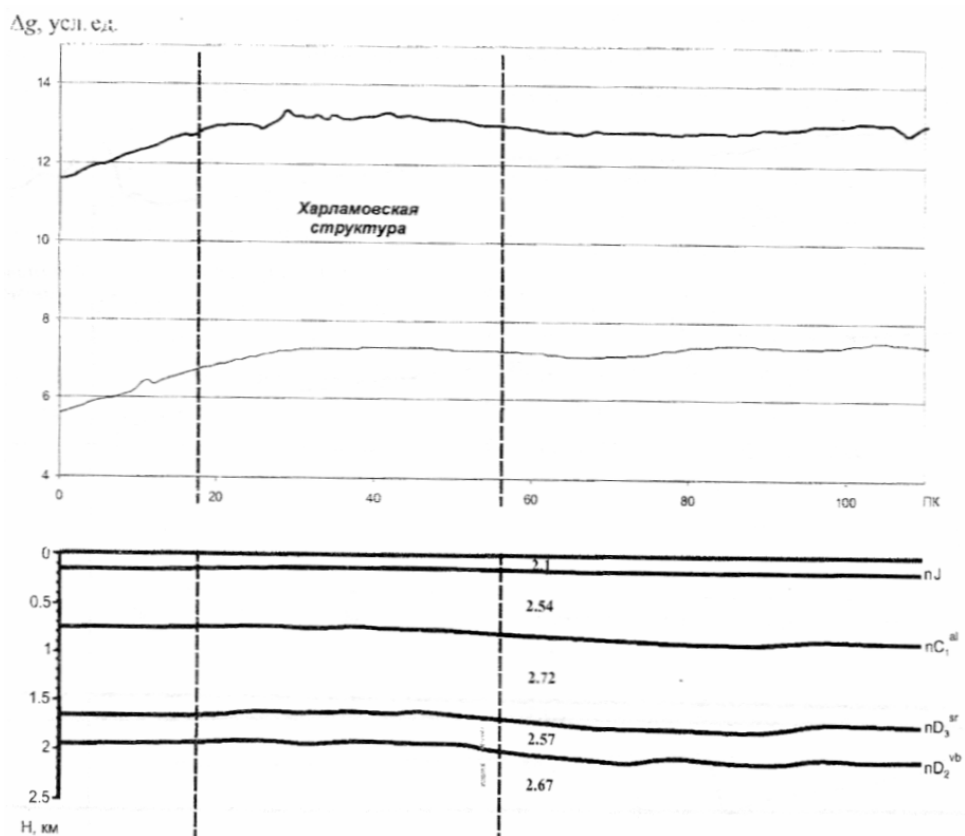


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель профиля № 20 (усл. обозначения см. на рис.1)

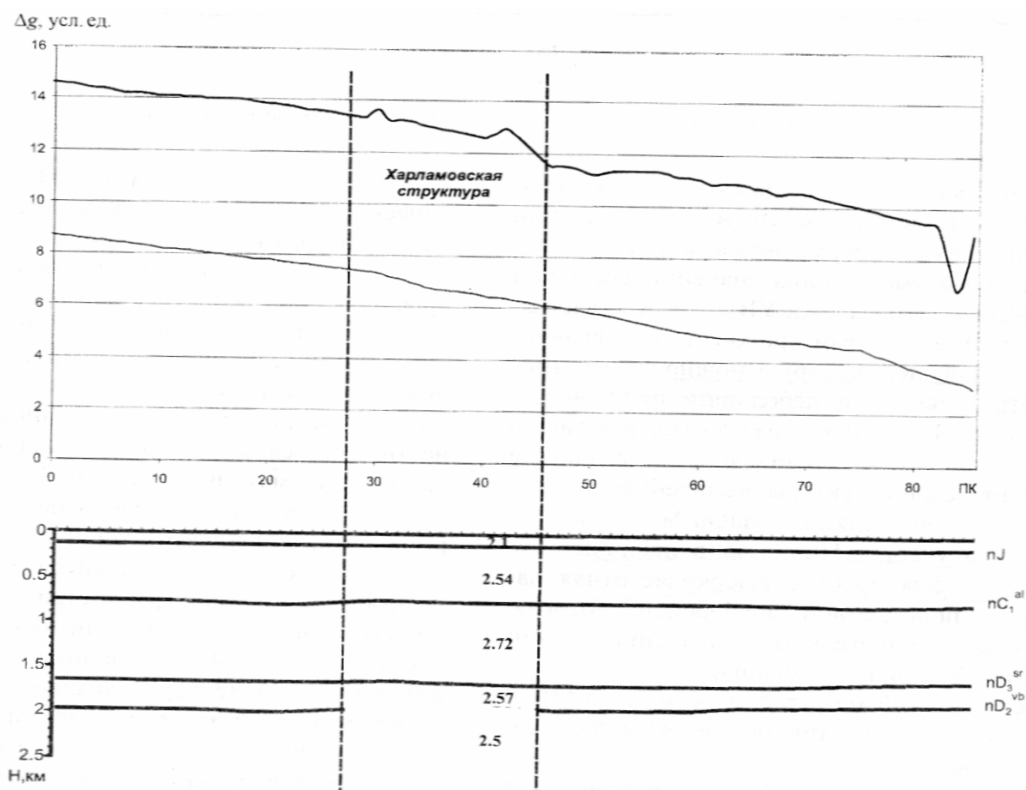


Рис. 4. Геолого-геофизическая модель профиля № 16 (усл. обозначения см. на рис.1)



верждение еще нуждается в проверке последующим бурением. Вполне возможно, что подобные исследования где-то уже имели место, но не нашли должного освещения в литературе.

Возвращаясь к началу нашей статьи, заметим, что стратегия, предлагаемая О.К. Кондратьевым, одним из самых влиятельных теоретиков и практиков геофизической разведки, имеет все основания для становления в качестве руководящей парадигмы комплексирования геофизических методов на современном уровне их развития. Наилучшим вариантом ее реализации, по нашему мнению, является отработка сейсмических профилей высокоточными (с шагом 25–100 м) гравиметрическими или гравимагнитными наблюдениями с последующей совместной интерпретацией по методике согласованной ФГМ.

Авторы признательны профессору кафедры геофизики М.И. Рыскину за консультации при подготовке материалов статьи.

Библиографический список

1. Кондратьев О.К. Физические возможности и ограничения разведочных методов нефтяной геофизики // Геофизика. 1997. №3.
2. Чернов А.А., Колесов В.В. Обнаружение и картирование залежей УВ по их проявлениям в геопотенциальных полях // Геофизика. Спец. вып. «Пангее 10 лет». 2004.
3. Конценбин Ю.П., Рыскин М.И., Сокулина К.Б. О необходимости проведения повторных гравимагнитных съемок в Саратовском Поволжье // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 35.
4. Рыскин М.И., Сокулина К.Б., Барулин Д.А. Об эффективности комплексирования сейсмических данных с гравиметрическими при разведке нефтегазоперспективных объектов // Геофизика. 2005. №4.
5. Витвицкий О.В. Некоторые приложения теории катастроф к гравиметрии // Математика и геофизика. М., 2000.

УДК 56:551.7

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРАВОБЕРЕЖНОГО ПОВОЛЖЬЯ (юг Пензенской, Саратовская и север Волгоградской областей)

Н.Ю. Зозырев

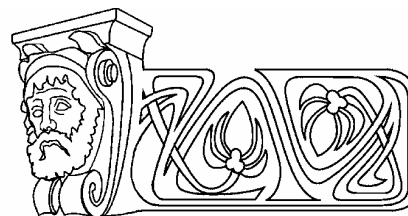
Саратовский государственный университет,
кафедра исторической геологии и палеонтологии
E-mail: zozyrev@mail.ru

В работе дается анализ вертикального распространения фораминифер в альбско-сеноман-туронском интервале разреза для территории правобережной части Поволжья (юг Пензенской, Саратовская и север Волгоградской областей). Предложено выделение двух лон: *Gavelenella senomanica* и *Lingulogavelenella globosa*, в составе Меловатской свиты (сеноманский ярус).

The Vertical Range of Foraminifera in the Senomanian Deposits of the Right-Bank Volga Region (South of the Penza, Saratov and North of the Volgograd Regions)

N.Yu. Zozyrev

The paper represents an analysis of the vertical range of foraminifera in the Albian-Senomanian-Turonian interval from sections of right-bank of the Volga region (the south of the Penza, Saratov and the north of the Volgograd regions). It is suggested to establish two local biozones: *Gavelenella senomanica* and *Lingulogavelenella globosa* within the Melovatian suite (Senomanian stage).



Породы сеноманского возраста широко распространены в правобережье р. Волги. Обнажаются они на восточном склоне Воронежской антеклизы, в сводовых частях Керенско-Чембарского, Сердобского, Ртищевско-Баландинского, Слепцовско-Агаревского валов, на крыльях Краснореченско-Тепловского, Хлебновско-Радищевского, Елшано-Сергиевского и Жирновско-Иловлинского валов, где могут быть изучены (рис.1). На остальной территории они вскрыты многочисленными картировочными, структурными и нефтегазоперспективными скважинами. По литологическому составу отложения сеноманского возраста имеют трехчленное строение на всей

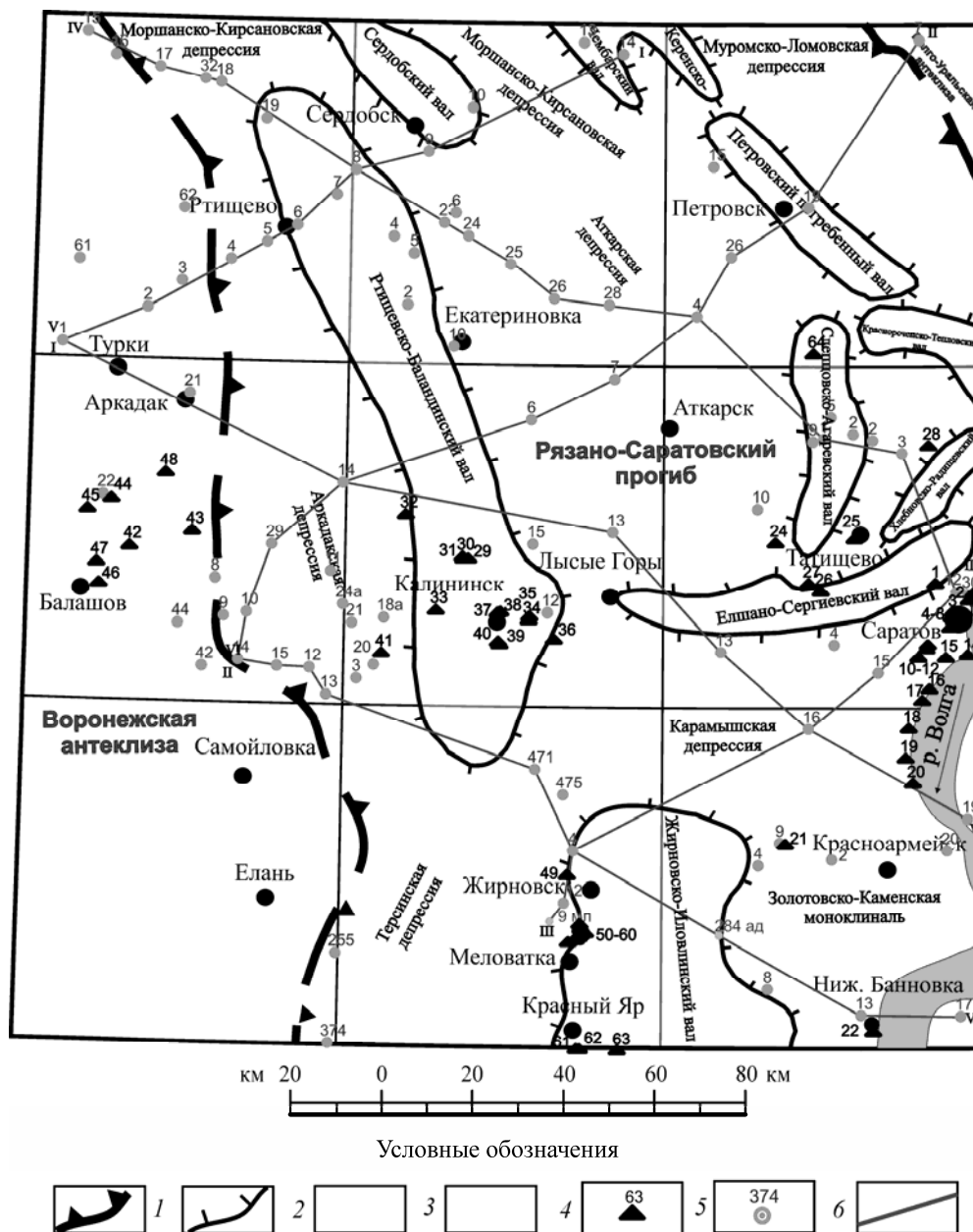


Рис. 1. Обзорная карта района исследований: 1 – границы структур I порядка; 2 – границы структур III порядка; 3 – отрицательные структуры; 4 – положительные структуры; 5 – естественные и искусственные обнажения; 6 – скважины и их номера; 7 – линии корреляционных разрезов

территории и их можно разделить на три пачки: нижнюю – алевритово-песчаную, среднюю – алевритово-глинистую и верхнюю – песчаную.

На всей территории подстилающие отложения представлены образованиями альбского яруса. Альбские отложения правобережья могут быть расчленены на две толщи: верхнюю – глинистую и нижнюю – песчаную [1–3]. Нижняя микрофаунистически охарак-

теризована плохо, верхняя характеризуется присутствием радиолярий и агглютинирующих фораминифер. Необходимо отметить, что последующая сеноманская трансгрессия уничтожила часть осадков глинистой толщи, благодаря чему в разных районах наблюдается различная мощность альбских отложений. В Саратовской области на севере она не превышает 60 м, увеличиваясь в южном направлении, и в районе с. Багаевка достигает 130 м.



Руководящими видами фораминифер альбских отложений Саратовской области являются: *Proteonina sherborniana* (Chapman), *Ammobaculites aequalis* Roemer, *Ammobaculites chapmani* Morozova, *Ammobaculites agglutinans* Orbigny, *Haplophragmoides nonionoides* (Reuss), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Gaudryina gradata* Berthelin, *Gaudryina dispansa* Chapm. Е.В. Мятлюк [4] проследила толщу с песчанистыми фораминиферами на ряде разрезов Ульяновской и Самарской областей, встреченная ею микрофауна имеет сходство с обнаруженной в альбских отложениях Саратовской области.

Контакт между альбскими и сеноманскими отложениями представлен в различных структурно-фациальных зонах по-разному. Так, в обнажении у с. Моисеево Волгоградской области (юго-западное крыло Жирновско-Иловлинского вала) в основании сеномана залегает прослой рыхлого ожелезненного песчаника, а в обнажениях у с. Меловатка (западное крыло Жирновско-Иловлинского вала) так же, как и в районе пос. Красный Текстильщик (юг Саратовских дислокаций), эта граница представлена горизонтом фосфоритовых желваков. В ряде картировочных скважин (лист N-38-XXXIII скв. 8, лист M-38-II скв. 29, лист M-38-IX скв. 12, 4, лист M-38-IV скв. 1, 3, 12, 15, 30) в керне и по каротажным диаграммам в основании сеномана отмечается фосфоритовый горизонт.

Для верхней границы сеноманских отложений характерно, что на размытой поверхности песков верхней «песчаной» пачки либо на размытой поверхности алевроитов средней «алевроитово-глинистой» пачки (в зависимости от глубины размыва) залегают темно-серые и желтовато-серые, известковистые (в отличие от сеноманских) туронские пески мощностью 0,5–1,5 м с рассеянными в них желваками фосфоритов. Известковистые пески вверх по разрезу переходят в серовато-белые, плотные, грубые, песчанистые мергели, в которых можно наблюдать мелкие, черные, с блестящей поверхностью гальки и желваки фосфоритов, и крупные зерна кварца. Здесь встречена фауна туронских фораминифер, таких как: *Gavelinella moniliformis* (Reuss), *Gavelinella ammonoides* Reuss, *Eponides turonicus* Lipnik, *Globigerinella cretacea*

Orb., *Gavelinella kelleri* Vass., *Verneuilina munsteri* Reuss, *Globorotalites multiseptus* (Brotz.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.) и др. Комплекс фораминифер туронских отложений можно сопоставить с комплексом, характерным для зоны *Gavelinella moniliformis* региональной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [5, 6]. Вместе с туронскими формами часто встречаются виды, которые появились в сеноманское время, такие как: *Gygodinoides nitidus* (Reuss), *Cibicidoides polygraphes* (Reuss), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Bulimina reussi* Morrow. Из этого следует, что туронские отложения, представленные мелмергельной и песчано-карбонатной фациями, были распространены повсеместно, но последующая сантонская трансгрессия в значительной мере уничтожила их и в результате на территории Саратовской области турон обнаруживается отдельными островками.

Анализируя работы предыдущих исследователей, автор столкнулся с фактом, что до начала 60-х гг. двадцатого столетия исследования микрофауны верхнемеловых отложений, и сеноманских в частности, проводились на основе изучения естественных и искусственных обнажений. При этом было установлено, что количества микрофаунистического материала из терригенных толщ альбско-сеноманского интервала разреза для расчленения на уровне подъярусов было явно недостаточно. Это объясняется тем, что обнажения располагаются в зоне активного водообмена, в которой происходят процессы выщелачивания и миграции карбонатного вещества, что приводит к разрушению секрционных известковых раковин фораминифер.

В связи с этим были проанализированы материалы микрофаунистического опробования картировочных скважин геологических съемок различного масштаба, проводившихся на территории начиная с 1964 года. Характер распределения микрофаунистического опробования по возрастам приводится на рис.2.

В результате изучения вертикального распространения фораминифер в отложениях сеноманского яруса представляется возможным выделить две лоны по бентосным фора-



Лито-пачки	Литолого-геофизические характеристики альб-сеноман-турон-сантонского штеффеля разреза	Номера скважин, в которых проводилось опробование						
		М-38-XXXII, N-38-XXXIII	М-38-XXXIV	М-38-II	М-38-III	М-38-IV	М-38-IX	М-38-X
Опорово-глинистая	ГК							
Мел-мергельная	МК	P28-344		Б14-80 Б12-85, Б14-87			Ж12-110 Ж12-112 Ж12-114 Ж4-67 Ж4-71 Ж12-122 Ж4-76 Ж12-124 Ж12-126 Ж4-82 Ж12-131 Ж12-132 Ж12-133 Ж4-88 Ж12-135	Кр2-80 Кр13-118 Кр20-73 Кр24-38 Кр25-57
Песчано-карбонатная		P14-63			К6-217 К12-321 К15-150		Ж4-92	
Песчаная					К12-344		С30-61 С15-227 С30-71 С15-229 С30-77 С15-236	
Алевритово-глинистая		P1-71 P25-163 P25-169 P9-51 P25-180 P18-105 P25-188		Б29-134 Б44-75 Б12-106 Б12-112 Б15-128 Б44-77		Сар4-261 Сар4-284 Сар4-288 Сар4-292 Сар4-295 Сар4-302 Сар10-137 Сар2-298	Кр2-115 Кр13-130 Кр16-114 Кр13-134 Кр2-131 Кр16-130 Кр17-187 Кр16-133 Кр17-190 Кр20-131	
Алевритово-песчаная		P25-270 P22-272 P25-195		Б13-165 Б14-114		С12-223 С12-225 С12-229 С12-26 С12-234 С12-239	Кр13-138 Кр13-165 Кр13-166 Кр19-55 Кр19-57 Кр13-169 Кр13-172	
Глинистая		P25-228			К14-232	Сар2-315 Сар10-167	С10-150 С12-254	Кр19-69 Кр17-215

Рис.2. Схема опробования альб-сеноман-туронских отложений в картированных скважинах региона



миниферам, которые сопоставимы с зонами *Gavelenella senomanica* и *Lingulogavelenella globosa* региональной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [5].

Выделенные лоны четко устанавливаются по составу руководящих комплексов и хорошо сопоставляются на всей территории изучения. Литологические границы между ними уверенно проводятся по литолого-геофизическим данным.

Лона *Gavelenella senomanica*

Отложения лоны выделяются в составе нижней алевритово-песчаной пачки (обнажения в обрывах р. Волги у пос. Красный Текстильщик Саратовской области, р.п. Красный Яр и с. Меловатка Волгоградской области), которая представлена песками, глауконитово-кварцевыми мелкозернистыми, с подчиненными прослоями алевритов того же состава и тонкими прослоями черных глин.

Нижняя граница сеномана прослеживается по смене темно-серых, почти черных, глин альба алевритами сеномана. В основании алевритово-песчаной пачки отмечается либо фосфоритовый горизонт (обнажения в обрывах р. Волги у пос. Красный Текстильщик), либо прослой железистого песчаника (обнажения с. Моисеево). Нижняя граница лоны *Gavelenella senomanica* проводится по смене ассоциации агглютинирующих фораминифер альба (*Nauphragmoides umbilicatus* Dain, *Nauphragmoides nonioninoides* (Reuss), *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Gaudryina gradata* Berthelin, *Gaudryina dispansa* Chapm.) известковистыми секреторными формами сеномана, такими как *Lingulogavelenella jarzevae* Vass., *Lingulogavelenella orbiculata* Kuznetsova, *Marginulina jonesi* (Reuss), *Gavelenella senomanica* Brotz. (рис.3).

Из отложений алевритово-песчаной пачки помимо вида индекса (и автором, и другими исследователями) установлены: *Arenobulimina conoidea* (Prener), *Bolivinita eouvirginiformis* Keller, *Bulimina reussi* Morrow., *Gyroidina subeonica* Vassilenko, *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Hedbergella cenomana* Vass., *Lingulogavelenella jarzevae* Vass., *Lingulogavelenella orbiculata* Kuznetsova, *Marginulina jonesi* (Reuss), *Marginulina robusta* Reuss, *Nodosaria obscura* Reuss, *Saracenaria chapmani*

Furssenko (см. рис.3). Изредка в нижних интервалах разреза этой пачки встречаются переотложенные фораминиферы, характерные для альбских отложений, в частности: *Nauphragmoides nonioninoides* (Reuss), *Nauphragmium aeguale* (Roemer) (см. рис.3). Исключительно в отложениях нижней алевритово-песчаной пачки отмечены остатки: *Gyroidina subeonica* Vassilenko, *Lingulogavelenella orbiculata* Kuznetsova, *Marginulina robusta* Reuss (см. рис.3). Таксономический и количественный состав выделенного комплекса фораминифер на всей территории исследований не меняется, что свидетельствует о достаточно устойчивых фациальных условиях этого времени.

Комплекс фораминифер выделенной лоны *Gavelenella senomanica* во многом сходен с комплексом одноименной зоны, предложенной в 1961 г. В.С.Акимец [7, 8] для Белоруссии, в 1961 г. – В.П.Василенко [9] для района полуострова Мангышлак, в 1978 г. – С.В.Розумейко [10] для юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Своеобразной чертой комплекса является наличие в этих регионах довольно многочисленных представителей планктонных фораминифер (таблица).

Лона *Lingulogavelenella globosa*

По литологическому составу отложения лоны соотносятся с двумя пачками: алевритово-глинистой (южная окраина Саратова, гор. Шаблиха, с. Нижняя Банновка, обнажения у с. Меловатка Волгоградской области) и песчаной (обнажения южной части Саратова, обнажения около г. Калининск и с. Ахтуба).

Алевритово-глинистая пачка сложена алевритами, зеленовато-серыми, сильно слюдистыми, глинистыми с прослоями темно-серых глин. Контакт с нижележащей алевритово-песчаной пачкой лоны *Gavelenella senomanica* постепенный, но уверенно распознаваемый на каротажных диаграммах по смене песчаных пород на глинистые. Поверхность контакта выражена либо в виде уплотненного сильно ожелезненного прослоя глинистого алеврита (обнажения Меловатка-3, Меловатка-6 Жирновского района Волгоградской области) иногда сцементированного до степени рыхлого алевролита, либо в виде маломощного фосфоритового горизонта.

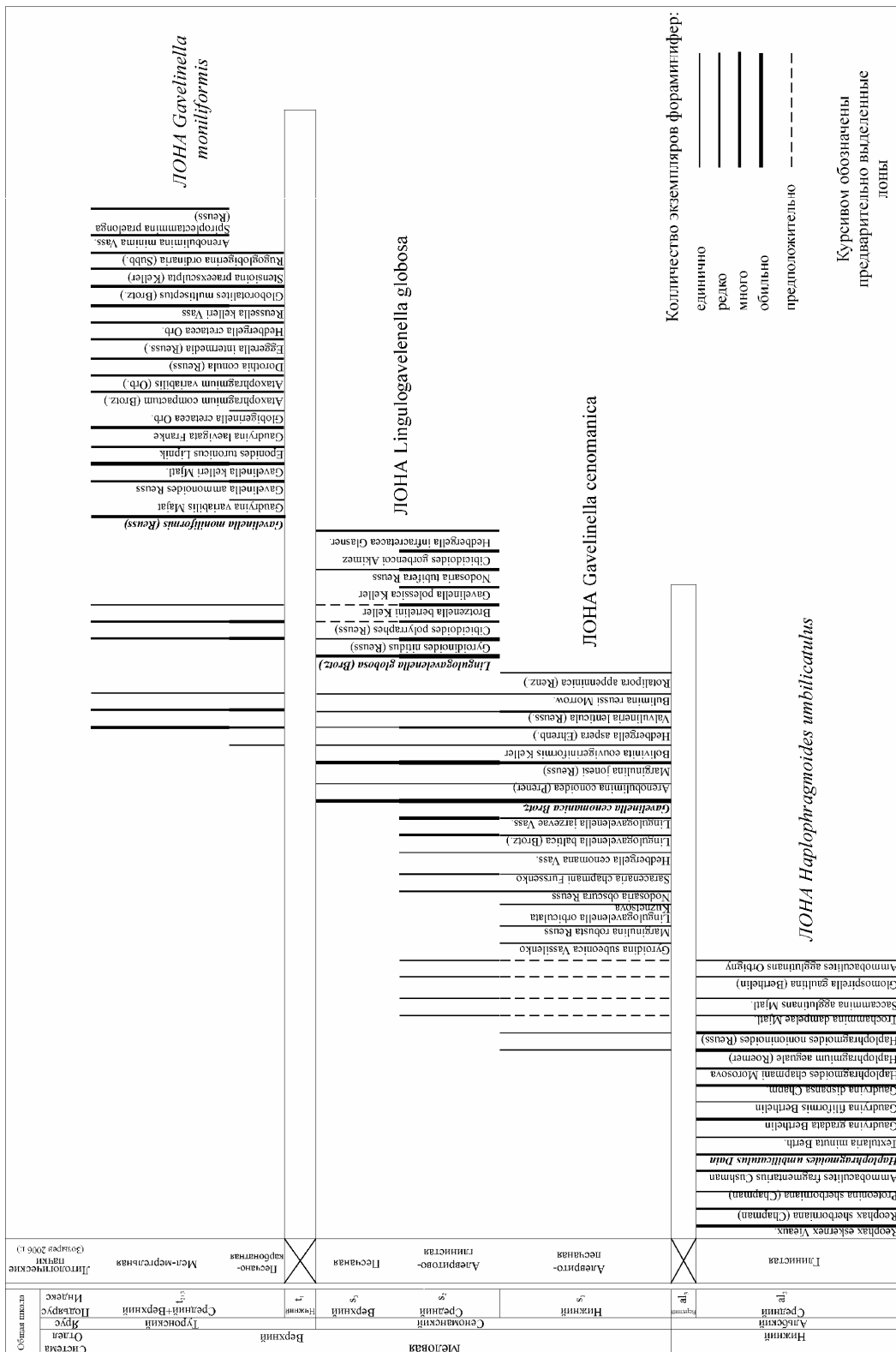


Рис. 3. Вертикальное распространение фораминифер в альб-сеноман-туронских отложениях правобережного Поволжья



Распространение видов фораминифер в сеноманских отложениях правобережного Поволжья и сопредельных территорий

Название видов	Белоруссия (Акимец, 1981)			Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы (Разумейко, 1978)		Правобережье Поволжье (Саратовская, южная часть Пензенской и северная часть Волгоградской областей) Зозырев, 2006			П-ов Мангышлак (Васпленко, 1961)	
	Кварлево-глауконитовые пески с прослоями песчаников, в кровле переходят в песчаный мел	Песчаный мел	Мел-мергельные отложения	Глауконит-кварцевые пески и песчанники	Иноцерамовые известняки	"Алевритово-песчаная" пачка	"Алевритово-глинистая" пачка	"Песчаная" пачка	зона Anomalina senomanica	зона Anomalina bertelini
<i>Tritaxia pyramidata</i> Reuss	+	+	+	+		+			+	+
<i>Tritaxia senomana</i> Gorbenco	+	+	+						+	
<i>Arenobulimina conoidea</i> (Prener)	+			+		+		+		+
<i>A. sabulosa</i> (Champ)		+		+		+				
<i>Gyrodimoides subconicus</i> (Vass.)	+			+					+	
<i>G. nitidus</i> (Reuss)	+	+	+			+		+	+	
<i>Lingulogavelinella baltica</i> (Brotz.)		+		+						
<i>L. jarzevae</i> Vass.	+	+		+					+	
<i>L. globosa</i> (Brotz.)				+				+		+
<i>L. orbiculata</i> Kuznetsova	+	+				+				
<i>Gavelinella cenomanica</i> Brotz.	+	+		+		+		+	+	+
<i>G. polesica</i> Akimez	+	+								
<i>Brotzenella bertelini</i> Keller										+
<i>Cibicides gorbencoi</i> Akimez		+								
<i>C. polyrraphes</i> (Reuss)		+							+	+
<i>C. kerisensis</i> (Vass.)				+					+	+
<i>Valvulineria lenticula</i> (Reuss.)	+	+	+			+		+	+	+
<i>Margulinina jonesi</i> (Reuss)		+				+		+		
<i>Hedbergella caspia</i> Vassilenko						+		+		+
<i>H. aspera</i> (Ehrenb.)	+	+	+			+		+		
<i>H. volynica</i> Wolosch.				+						
<i>H. delrioensis</i> (Carsey)				+						
<i>H. holzli</i> (Hagn.)				+						+
<i>Globotruncana hagni</i> (Scheibn.)										
<i>Bolivinita couvigeriniformis</i> Keller	+	+	+	+				+	+	+
<i>Bulimina reussi</i> Morrow.		+	+					+	+	+
<i>Gumbelitra cenomana</i> (Keller)	+	+	+	+					+	+
<i>Rotalipora cushmani</i> (Morrow)										
<i>Rotalipora appenninica</i> (Renz.)		+		+				+		+



Нижняя граница отложений лоны помимо того, что четко фиксируется по литолого-геофизическим параметрам, выделяется еще и по появлению вида-индекса, а также появлением в алевритово-глинистой пачке видов, принятых в качестве характерных для лоны *Lingulogavelinella globosa*, таких как: *Brotzenella bertelini* Keller, *Cibicidoides polygraphes* (Reuss), *Cibicidoides gorbencoi* Akimez, *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Gavelinella polessica* Keller, *Hedbergella infracretacea* Glasner, *Nodosaria tubifera* Reuss. В этот период времени продолжают существовать виды: *Gavelinella senomanica* Brotz., *Arenobulimina conoidea* (Prener), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Globigerinella aspera* (Ehrenb.), *Bulimina reussi* Morrow (см. рис. 3). Особенностью отложений алевритово-глинистой пачки является большое количество находок (по сравнению с перекрывающими и подстилающими отложениями) раковин вида *Margulinula jonesi* (Reuss) (см. рис.3).

Отложения песчаной пачки известны на большей части исследуемой территории (обнажения Пады-1; Ахтуба-1, -2; Безобразовка-1, -2 (см. рис.1) и обнажения г. Саратова (см. рис.1)), отсутствуя вследствие размыва в туронское время в южной части территории исследований. Представлены они песками, светло-серыми с зеленоватым оттенком, полевошпатово-кварцевыми с глауконитом, мелкозернистыми, в нижней части алевритистыми.

Контакт с нижележащей пачкой, уверенно распознаваемый по смене алевритовых пород песками. В отдельных местах в приконтактной зоне пески обогащены желваковыми фосфоритами, образующими линзы и маломощные прослои (скв. 12 г. Саратов), либо сцементированы до степени рыхлого ожелезненного песчаника (южная окраина г. Саратова – гор. Шаблиха).

В песках верхней песчаной пачки обнаружены остатки фораминифер *Lingulogavelinella globosa* (Brotz.), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Nodosaria tubifera* Reuss, *Hedbergella infracretacea* Glasner (см. рис.3), которые также являются характерными для алевритово-глинистых отложений сеноманского яруса. Но в отличие от средней пачки здесь совсем отсутствуют некоторые виды, которые появляются в лоне *Gavelinella senomanica* и

продолжают свое развитие в алевритово-глинистой пачке лоны *Lingulogavelinella globosa*, такие как *Nodosaria obscura* Reuss, *Saracenaria chapmani* Furssenko, *Lingulogavelinella jarzevae* Vass., *Hedbergella senomana* Vass., а также виды, появляющиеся в лоне *Lingulogavelinella globosa* и прекращающие свое существование во время накопления песков верхней песчаной пачки, такие как: *Gavelinella polessica* Keller, *Cibicidoides gorbencoi* Akimez (см. рис.3). По исчезновению перечисленных видов можно судить о наличии на территории исследований верхнесеноманских отложений, которым и соответствует верхняя песчаная пачка.

Комплекс фораминифер лоны *Lingulogavelinella globosa*, выделяемый на территории исследований по бентосным фораминиферам, можно сопоставить с зоной *Gavelinella globosa*, выделенной впервые В.С. Акимец (1961, 1974) для территории Белоруссии [7, 8], С.В. Розумейко (1978) – для юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы [10] и с зоной *Anomalina* (*Brotzenella*) *berthelini*, выделенной В.П. Василенко (1961) [9] для района полуострова Мангышлак (таблица).

Отличительной чертой комплекса, выделяемого на территории исследований, является бедное как в количественном, так и в видовом составе представительство планктонных фораминифер, тогда как в перечисленных выше регионах представители планктонных фораминифер в это время преобладали.

Особенностью микрофаунистических комплексов обеих лон является существенное преобладание как в количественном, так и таксономическом составе бентосных форм над планктонными. Находки раковин планктонных фораминифер редки и обладают плохой сохранностью, что затрудняет их определение.

На основании изучения вертикального распространения фораминифер в отложениях сеноманского интервала разреза правобережной части Среднего – Нижнего Поволжья предлагается выделить в составе Меловатской свиты (сеноманский ярус) две лоны по бентосным фораминиферам – *Gavelinella senomanica* и *Lingulogavelinella globosa*.



Библиографический список

1. Кузнецова А.М. Стратиграфия нижнемеловых отложений Саратовского правобережья по фауне фораминифер: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1956. 338 с.
2. Гедыма Н.А., Зозырев Ю.Н. Геологическое строение и гидрогеологические условия территории листов N-38-XXXII (Ртищево) и N-38-XXXIII (Сердобск). Машинопись. Фонды. Саратов, 1978.
3. Андреев А.Ф., Зозырев Ю.Н. Отчет о результатах геологического доизучения территории листов М-38-8, М-38-20-А,Б,В и М-38-32-А в масштабе 1:50000. Машинопись. Фонды. Саратов, 1981.
4. Мятлюк Е.В. Материалы по изучению фауны фораминифер меловых отложений Правобережья р. Волги от с. Ундоры до с. Усолье Ульяновской и Куйбышевской областей. Фонды ВНИГРИ. 1946. 47 с.
5. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11, №2. С.75–101.
6. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб., 2004.
7. Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск, 1961. 245 с.
8. Акимец В.С. Зональная схема стратиграфии верхнемеловых отложений Белоруссии по фораминиферам // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Минск, 1974. С.41–52.
9. Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак // Тр. ВНИГРИ. М., 1961. Вып.80. 487 с.
10. Розумейко С.В. Фораминиферы верхнемеловых отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев, 1978. С.203.

УДК 55.7(084.2)

МЕЛОВАТСКАЯ СВИТА (СЕНОМАН ПРАВОБЕРЕЖНОГО ПОВОЛЖЬЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ ПОЛОЖЕНИЮ И ОБЪЕМУ

Н.Ю. Зозырев

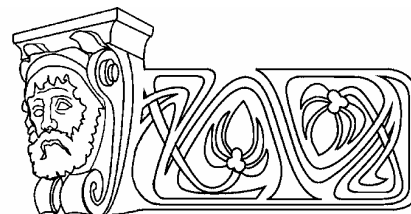
Саратовский государственный университет,
кафедра исторической геологии и палеонтологии
E-mail: zozyrev@mail.ru

В данной работе представлены результаты комплексных исследований сеноманских отложений правобережного Поволжья. Предлагается пересмотреть стратиграфическое положение и объем ранее выделенной Меловатской свиты (1999 г.) (сеноманский ярус). Установлено, что в стратотипическом разрезе свиты отсутствует большая часть средней (алевритово-глинистая пачка) подсвиты и верхняя (песчаная пачка) подсвита полностью, которые выделены автором в составе сеноманского яруса правобережного Поволжья. Предлагается выделить в составе Меловатской свиты три подсвиты со своими стратотипами.

Melovatka suite (senomanian stage of the right bank of the Volga region): new data on stratigraphic position and volume

N.Yu. Zozyrev

This paper represents results of the complex research of the Senomanian deposits from right-bank of the Volga region. It is suggested to revise the stratigraphic position and the range of previously established Melovatka suite (1999) (Senomanian stage). It has been revealed that major part of the middle (silt-argillaceous packet) sub-suite and the upper (sandy packet) sub-suite are missing from the stratotype section, but determined by the author within the Senomanian stage of the right-bank Volga region. It is suggested to establish three sub-suites within the Melovatka suite with their stratotypes.



Проанализировав работы геологического, стратиграфического и палеонтологического содержания по верхнемеловым отложениям и по альбско-сеноманско-туронскому интервалу в частности, проведенные на территории правобережного Поволжья за период 1802–2005 гг., можно выделить несколько этапов.

Первый этап. В работах И.Ф. Синцова [1–3], Н. Барбот де Марни [4], Ф.М. Женжуриста [5] и других исследователей, проводивших работы в конце XIX, начале XX столетия, сеноман выделялся как единое геологическое (песчано-алевритовые отложения и пески верхней пачки) тело, без расчленения на подъярусы.

Второй этап. Начинается с трудов А.Д.Архангельского (1912) [6] о верхнемеловых отложениях востока Русской платформы, которые открывают собой новый подход в изучении верхнего мела Поволжья в целом.



А.Д.Архангельский обобщил все имеющиеся на то время сведения по верхнемеловым отложениям, выделив девять стратиграфических единиц, две из которых занимает сеноман, в частности:

- 1) нижняя – зона *Exogyra conica* Sow. и *Actinocamax plenus* Arkh;
- 2) верхняя – слои с *Lingula krausei* Dames.

Подобной схемы придерживались многие исследователи до середины 50-х гг. двадцатого столетия.

Третий этап. Начинается с работы А.Н. Ивановой [7], которая отмечала большое значение для расчленения сеноманских отложений формы *Actinocamax primus* и выделяла в разрезе сеномана (снизу вверх) зоны: *Pecten orbicularis*, *Exogyra conica*, *Lingula krausei*. В этой работе впервые была предпринята попытка разделения сеноманских отложений на три биозоны (трехчленное деление), но подобная схема по ряду причин (в частности, *Lingula krausei*, по мнению И.Ф.Синцова и ряда исследователей, имеет более широкое вертикальное распространение и не может претендовать на отдельную биозону) не получила своего развития.

Первая региональная зональная шкала для верхнего мела Восточно-Европейской платформы, основывающаяся на макрофаунистических зонах, предложенных еще А.Д. Архангельским [6] для верхнего мела Поволжья, была принята в 1954 году [8].

В 1959 г. эта шкала была несколько модернизирована [9], но сути своей не изменила.

Четвертый этап. В 1964 г. была принята унифицированная схема верхнего мела Русской платформы, где в сеномане выделялось две зоны: нижняя – *Actinocamax plenus* и верхняя – *Actinocamax primus*. Эта схема с незначительными поправками А.Е. Глазуновой [10] просуществовала вплоть до 1979 года.

Пятый этап. В 1979 г. была разработана схема верхнего мела Русской платформы, в основу построения которой были положены аммониты, в ней выделялись зоны: *Mantelliceras mantelli*, *Acanthoceras rothomagense* и *Acanthoceras jukesbrownei*. В 1987 г. [11] была принята схема трехчленного деления сеноманского яруса, в ней были выделены зоны: *Mantelliceras dixoni* и *Mantelliceras mantelli* – нижнесеноманский подъярус, *Acanthoceras rothomagense* – среднесеноманский

подъярус и *Calioceras querangeri* и *Alteracanthoceras jukesbrownei* – верхнесеноманский подъярус. Подобная схема использовалась до начала текущего столетия.

Шестой этап. В 2001 г. Межведомственный стратиграфический комитет России утвердил региональную стратиграфическую шкалу верхнего мела Восточно-Европейской платформы, в которой биозоны выделяются как по макрофауне, так и по микрофауне и сопоставляются между собой.

Что же касается конкретно меловых отложений правобережного Поволжья, то до настоящего времени в их разрезе существуют интервалы, которые изучены слабо в отношении надежных стратиграфических построений, – это терригенные толщи в составе кампанского и сантонского ярусов, а также сеноманский ярус. Устаревшие региональные зональные схемы верхнего мела и прежде были мало пригодны при расчленении разрезов, тем более они не соответствуют современной стандартной шкале [12, 13].

Перечислим причины, приведшие к тому, что регион, считавшийся классическим для изучения меловых отложений Европейской части России, оказался одним из тех, где меловые отложения наименее изучены как в стратиграфическом, так и вещественном отношении.

1. Основными особенностями верхнемеловых отложений Поволжья является их резкая фациальная изменчивость, что определяется существовавшим сложным структурным планом территории и геодинамическим режимом на протяжении альбского – палеоценового времени. В частности, для участков правобережного Поволжья характерно широкое распространение пород терригенного или силицитового состава, обычно лишенных остатков ископаемых организмов.

2. Практическое отсутствие стратиграфически полных разрезов в обнажениях в интервале сеноман-маастрихт, даже в составе подъяруса.

3. В составе верхнемеловых отложений выявлены многочисленные «событийные» образования конденсированного и концентрированного генезиса, возникшие вследствие перерывов в осадконакоплении: фосфоритовые горизонты, горизонты «твердого дна», горизонты ожелезнения и т.д.



4. Некоторые ранее известные «зональные» формы региональных схем не могут быть использованы в качестве таковых. Определены случаи широкого понимания таксономического содержания «зонального» вида (*Lingula krause* – сеноман; *Oxytoma tenuicostata* – сантон-кампан).

5. Часто зональные виды современной стандартной шкалы практически неизвестны в пределах правобережного Поволжья, даже в пределах структурно-фациальных зон, находившихся в отдельные моменты времени под влиянием водных масс Средиземноморской области. Обычно это связано с очень редкими, часто не значимыми для целей стратиграфии, находками остатков представителей этих групп. Например, в породах сеномана и кампана практически неизвестны находки иноцерамусов, аммонитов и белемнитов.

6. Многие широко распространенные в верхнем мелу Поволжья группы организмов, результаты изучения которых могли бы быть стратиграфически значимыми, исследованы монографически слабо. Это, например, большинство групп двустворчатых и брюхоногих моллюсков, аммониты, скафоподы, брахиоподы, кораллы, морские ежи и др. Остатки морских и субконтинентальных позвоночных только начинают изучаться. Последовательно проведено изучение кампанских–маастрихтских белемнитов, устриц, кремниевых губок – гексактинеллид и до некоторой степени сантонских и маастрихтских фораминифер [14, 15]. Тенденции развития и особенности распространения других представителей позднемеловой морской биоты до последнего времени практически не были определены.

Из вышеизложенного следует:

1. Во многих случаях неоднозначно проводится расчленение разреза детальнее яруса (например, сеноманских и туронских отложений).

2. Известные региональные подразделения, используемые с начала 50-х и 70-х гг., не соответствуют современной стандартной стратиграфической схеме верхнего мела.

3. Исследования по изучению представителей верхнемеловых беспозвоночных проводились лишь по отдельным группам,

кроме того, результаты для большинства групп устарели и не могут быть использованы в стратиграфических целях.

4. До сих пор не нашли однозначного разрешения вопросы стратиграфического положения терригенных толщ в составе альбско-сеноманского и сантонского-кампанского интервалов.

5. Заметна неравномерность в изученности отдельных интервалов разреза сеномана-маастрихта Поволжья: многие обобщающие публикации содержат информацию лишь об отдельных территориях региона.

6. Для альб-туронского интервала разреза необходимо провести анализ вертикального распространения и фораминифер, представители которых признаны руководящими формами для верхнемеловых отложений.

С начала 90-х годов XX в. и до настоящего времени подходы к созданию местной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений базируются на комплексном изучении разрезов меловых пород [16]. При этом принимается общая концепция формирования биоты и вещества альбских-маастрихтских бассейнов данного региона в связи с развитием позднемезозойской (позднемеловой) эвстазии и с учетом факторов регионального и местного масштаба (климат, структурный план, геодинамика и т.п.).

Для отработки модели комплексных исследований был выбран альбско-сеноманско-туронский интервал разреза. Сеноманские отложения наименее изучены в стратиграфическом отношении. Даже при устаревшем, двучленном строении сеномана, неопределенными были: характеристика верхней части разреза и площадное распространение отложений верхнего сеномана. Положение нижней границы сеномана до настоящего времени в ряде случаев проблематично, а порой выделяется переходный «альбский-сеноманский» интервал. Микро- и макропалеонтологические характеристики минимальны, литологические описания, с одной стороны, пестрые, с другой – упрощенные.

Предварительно было выделено несколько стратиграфических участков, в пределах которых известны и впоследствии найдены новые разрезы сеноманских отложений (рис.1). Для каждого участка составлены схемы корреляции по данным бурения и по

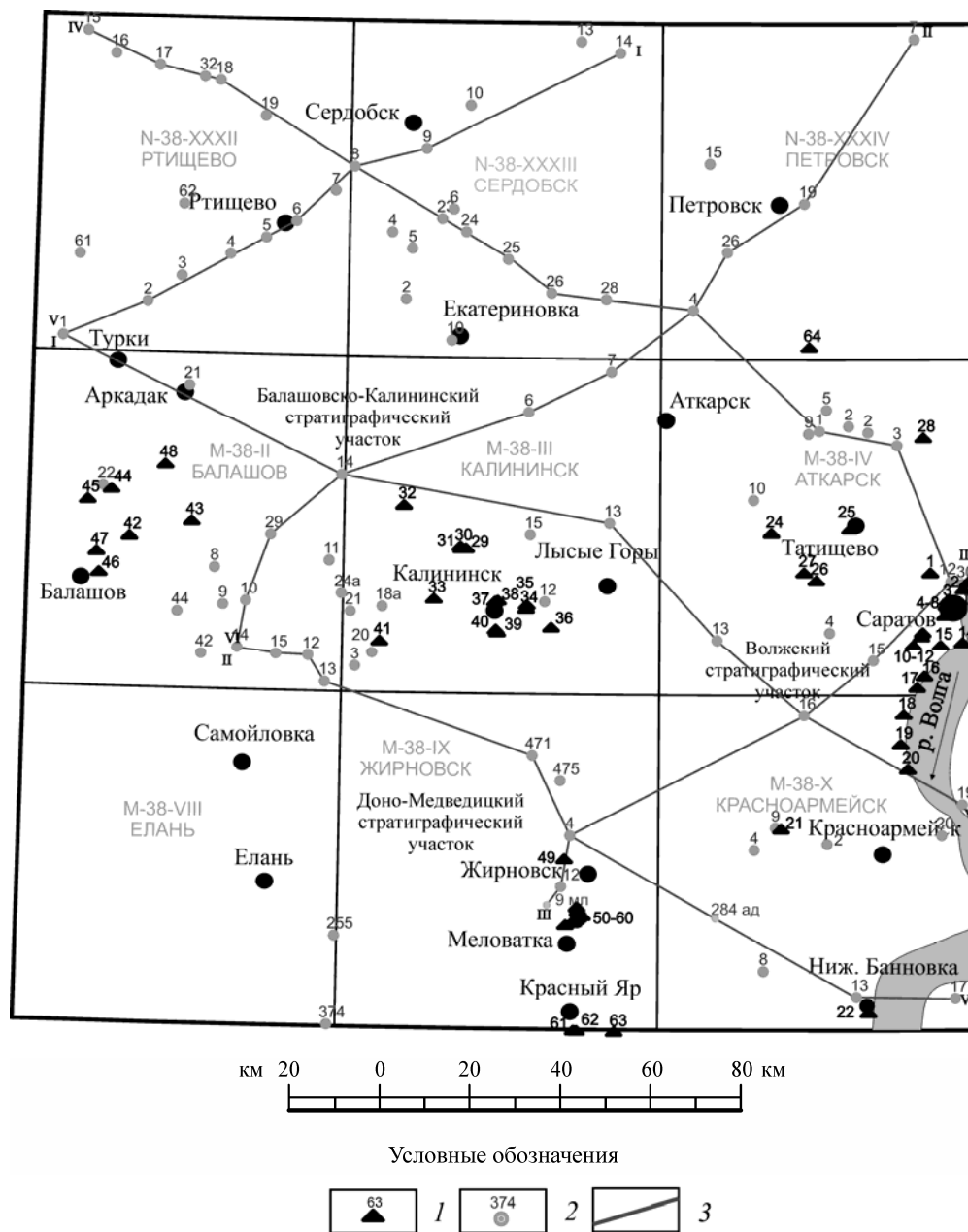


Рис.1. Схема расположения стратиграфических участков: 1 – естественные и искусственные обнажения; 2 – скважины и их номера; 3 – линии корреляционных разрезов

естественным и искусственным обнажениям. Наиболее насыщенной остатками фоссилий оказалась северная часть Доно-Медведицких дислокаций (хотя здесь отсутствует верхняя песчаная и часть средней алевроитово-глинистой пачки (рис.2)). Ранее меловые отложения здесь были описаны при проведении геологосъемочных работ [17, 18]. Возраст рассматриваемых терригенных толщ определялся ими как альбский или сеноманский, но не точнее.

В 1993–1995 гг. разрезы Доно-Медведицкого стратиграфического участка детально изучены стратиграфами Саратовского государственного университета [19–25] с целью уточнения и детализации строения альбско-туронского интервала и его корреляции в пределах участка. На основе изучения седиментационных ритмов, реконструкции сукцессии морского сообщества и филогении представителей, доминирующих в составе сообществ организмов, было предложено

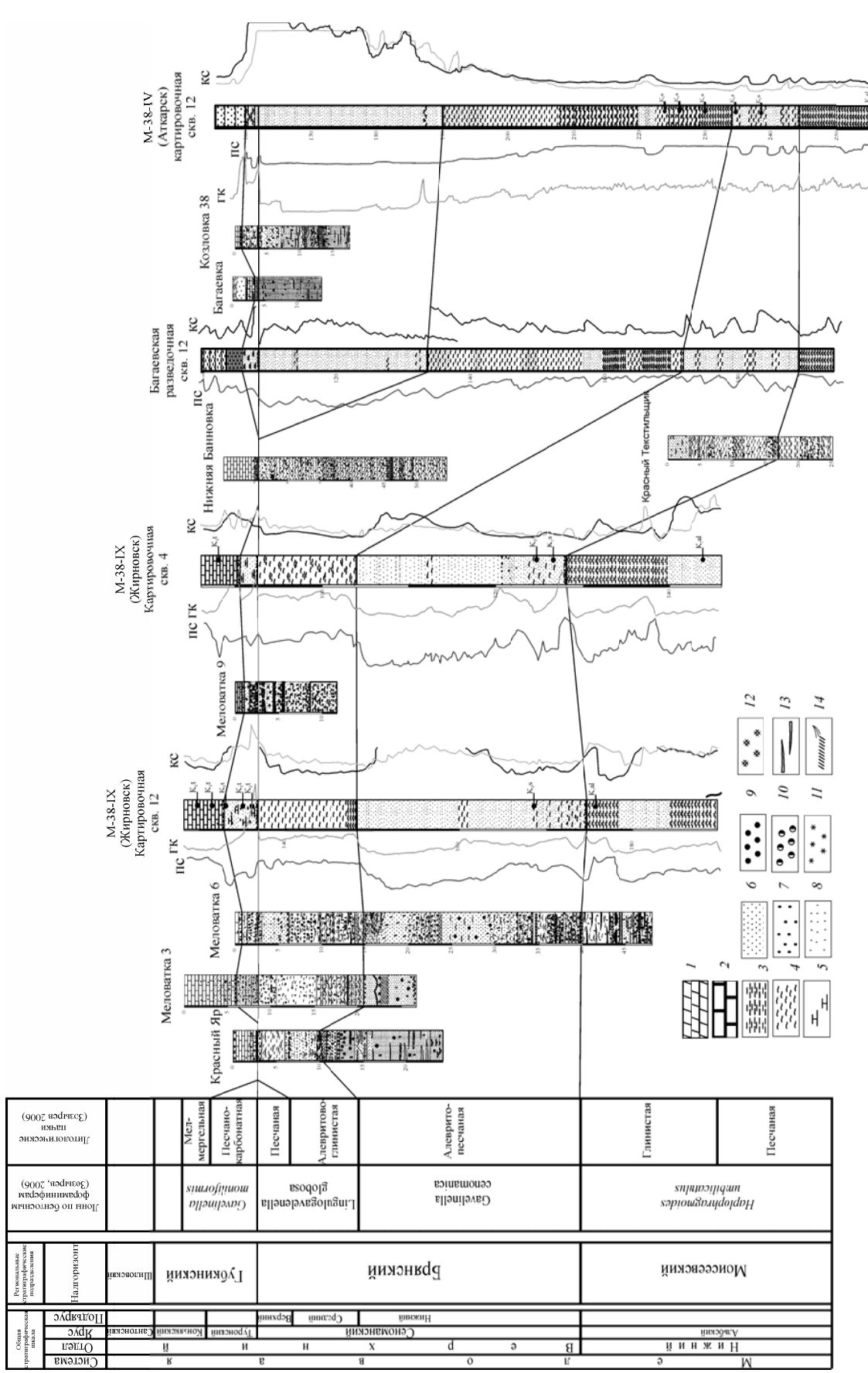


Рис. 2. Схема сопоставления сеноманских отложений по данным бурения и по естественным обнажениям: 1 – мергель; 2 – карбонатная порода; 3 – глина; 4 – алевроит; 5 – карбонатность; 6 – песок; 7 – силилит; 8 – глауконит; 9 – черные фосфориты; 10 – коричневые фосфориты; 11 – гидроокислы железа; 12 – слода; 13 – уровни глинизации; 14 – косяя слоистость



выделение Меловатской свиты и ее трехчленное строение, предположительно сопоставляемой с сеноманом. Но последние исследования автора показали, что разрез «Меловатка-6», принимаемый в качестве стратотипа сеноманского яруса для территории правобережного Поволжья, таковым не является, потому что в нем отсутствует большая часть отложений, выделяемых в составе сеноманского яруса. Разрез «Меловатка-6» оказался удачным в том отношении, что здесь прослежены первые этапы становления морской биоты позднемелового времени на юго-востоке Среднерусской провинции [19–25].

При изучении альбско-коньякских и сантонско-маастрихтских отложений правобережной части Среднего и Нижнего Поволжья было определено, что различного рода «фосфоритовые» горизонты залегают в основании отложений почти всех ярусов и подъярусов. При этом некоторые прослеживаются практически повсеместно (базальный горизонт турона), а другие могут быть достоверно установлены лишь в пределах локальных участков (базальный горизонт верхнего сантона).

Было определено, в частности, что предыдущие исследователи различно трактовали положение и характер границ между отложениями альба и сеномана [17, 18, 26]. Одни авторы утверждали, что границу между отложениями альба и сеномана достоверно провести невозможно, указывая при этом либо переходный интервал, либо условную границу. Другие исследователи утверждали, что в основании отложений сеномана залегают фосфоритовая плита. Третьи считали, что в основании сеноманских отложений залегают песчаник, в одних случаях кремнистый, а в других – железистый. Подобные расхождения в характеристике базальных интервалов разреза сеноманских образований в значительной степени определяются тем, что авторы опирались в своих рассуждениях на описание естественных обнажений, находящихся в пределах различных структурно-фациальных зон, и не сопоставляли их с данными бурения. Кроме того, вполне вероятны и неточности в стратификации интервалов (в данном случае альбско-сеноманского), характеризующихся терригенным составом отложений большой мощности.

Анализ вещественного состава альбско-сеноманско-туронского интервала разреза по данным бурения, ГИС и изучения естественных и искусственных обнажений, а также вертикального распространения фораминифер, позволил достаточно полно обосновать выделение сеноманского яруса и его трехчленного деления на исследованной территории.

На основании литолого-геофизических особенностей строения альбско-сеноманско-туронского интервала разреза представляется возможным выделить в составе сеноманского яруса три литологические пачки:

1) нижняя – алевритово-песчаная – распространена повсеместно в пределах изучаемой территории и сложена песками глауконитово-кварцевыми мелкозернистыми алевритистыми с маломощными прослоями алевритов того же состава, что и пески, мощность нижней пачки составляет от 13 до 36 м, минимальные мощности (13–15 м) приурочены к районам Ртищева и Екатериновки на севере, Саратова на востоке, Елани на юге, максимальные (32–36 м) – к району Калининска и севернее Балашова;

2) средняя – алевритово-глинистая – распространена повсеместно и представлена зеленовато-серыми алевритами, разнозернистыми, сильно слюдистыми, с прослоями темно-серых глин; контакт с нижней пачкой, уверенно распознаваемый на каротажных диаграммах по смене песчаных пород на глинистые. Мощность средней пачки от 5 до 56 м, минимальные мощности (5–10 м) приурочены к районам Жирновска на юге и Сердобска на севере территории, максимальные (45–56 м) – к району Калининска и южнее Саратова;

3) верхняя – песчаная – на большей части территории отсутствует вследствие размыва туронской и сантонской трансгрессиями в южной части региона. Сложена она светло-серыми с зеленоватым оттенком песками, полевошпатово-кварцевыми с глауконитом, мелкозернистыми, в нижней части алевритистыми, контакт с нижележащей пачкой, уверенно распознаваемый на каротажных диаграммах по смене алевритово-глинистых пород песками. Нередко в нижней части песчаной пачки присутствует прослой (до 0,3 м) глауконитово-кварцевых разнозер-



Международная стратиграфическая шкала				Региональная стратиграфическая схема для Поволжья				Зозырев 2006 г.				Слои с фауной			
Система	Отдел	Ярус	Индекс	Надюрловит	Свита	Подсвита	Литологические пачки	Литологические пачки	Лоны по бентосным фораминиферам	Губки (Первулов, 2000, с изменениями)	Двустворчатые (Иванов, 2001 с изменениями)	Химеры (Попов, 2004 с изменениями)	Морские рептилии (Архангельский, 2000)		
Меловая	Верхний	Туронский	al ₃	Верхний	Бановская	Подсвита (Первулов, Иванов, Попов, 1999) с исправлениями автора	Литологические пачки	Лоны по бентосным фораминиферам	Губки (Первулов, 2000, с изменениями)	Двустворчатые (Иванов, 2001 с изменениями)	Химеры (Попов, 2004 с изменениями)	Морские рептилии (Архангельский, 2000)			
			al ₂	Средний											
			al ₁	Нижний											
		Сеноманский	s ₃	Верхний	Меловатская	?	Верхняя (КАЛИНИНСКАЯ)	Песчаная	Lingulogavelinella globosa	Слой с Hexactinellida: Balanionella melovakensis, Plocoscyphia и Guettardiscyphia.	Iscyodus latus; Edaphodon sedwicki; Elasmodus sinzowi; Callorhynchus borealis; Elasmosauridae ind. Harriotta sp.	Platypterygius sp., Polycoptylidae ind., Elasmosauridae ind.			
			s ₂	Средний											
			s ₁	Нижний											
	Альбский	Верхний	Нижний	Монсеевская	Верхняя	Нижняя (МЕДВЕДИЦКАЯ)	Алевритово-песчаная	Gavelinella senomanica	Слой с Isera rugiformis ("демоспонгиловые слои")	Elasmodectes kirpijanovi	Platypterygius bannovkensis Arkh.				
												Глинистая	Haplophragmoides umbilicatus		
														Песчаная	

Рис.3. Схема сопоставления выделенных свит с региональной и международной стратиграфическими шкалами

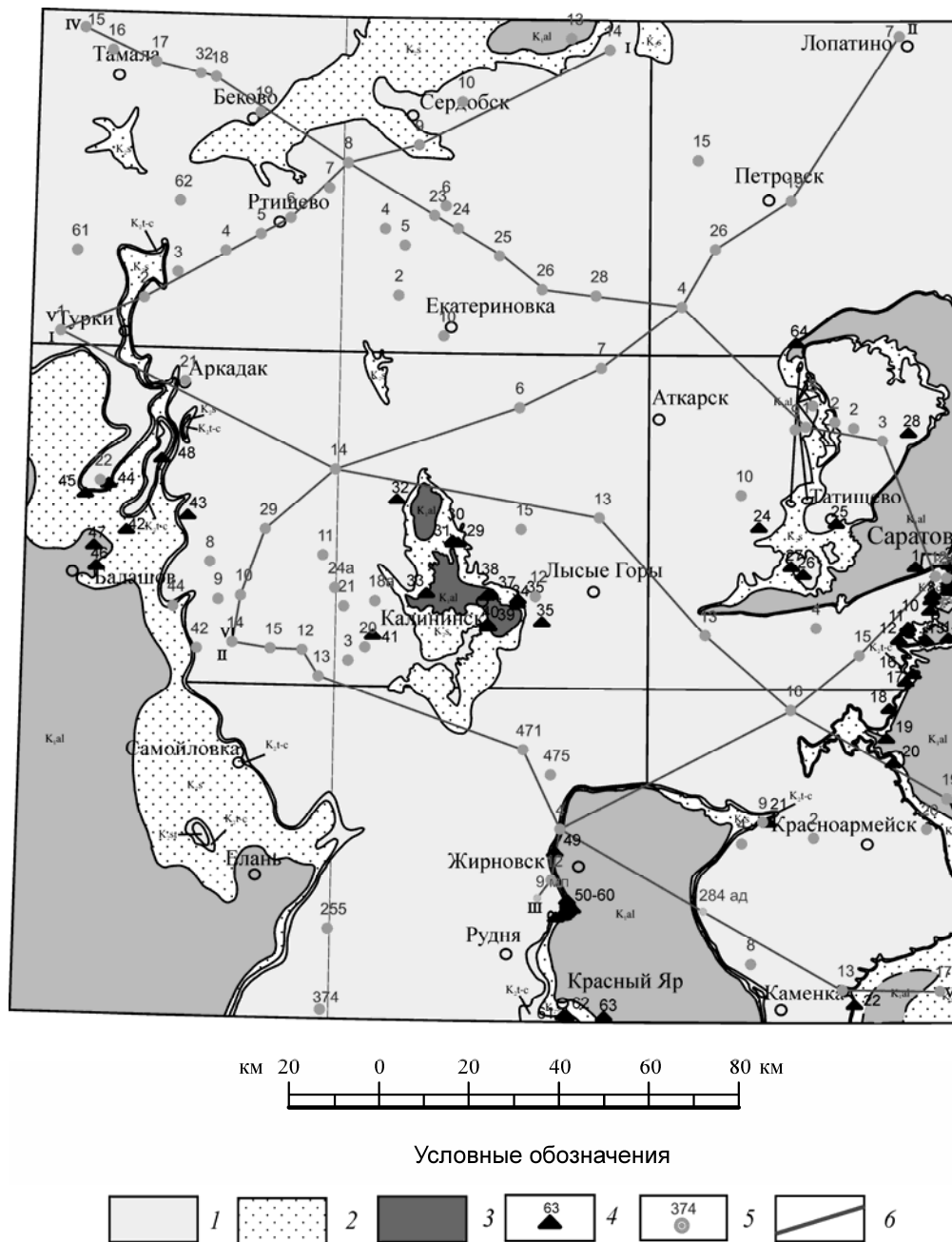


Рис. 4. Схема распространения сеноманских отложений: 1 – отложения моложе сеноманских; 2 – сеноманские отложения; 3 – отложения древнее сеноманских; 4 – естественные и искусственные обнажения; 5 – скважины и их номера; 6 – линии корреляционных разрезов

нистых песков с неравномерно рассеянными в них коричневыми и реже черными глянцевыми фосфоритовыми включениями размером до 10–20 мм, мощность верхней пачки в зависимости от размыва колеблется от 0–2 до 30–44 м.

Общая мощность сеноманских отложений колеблется от 35,5 м (Меловатка) до 92 м (Саратов).

Анализ вертикального распространения фораминифер в сеноманских отложениях правобережной части Волгоградско-Саратовского Поволжья позволил выделить две лоны по бентосным фораминиферам:

– лона *Gavelenella senomanica* выделяется в составе нижней – алевритово-песчаной пачки;



– лона *Lingulogavelenella globosa* выделяется в составе средней – алевритово-глинистой и верхней – песчаной пачек.

Видовой состав, обнаруженный в отложениях средней пачки, несколько отличается от видового состава, обнаруженного в отложениях верхней пачки, а именно в отложениях песчаной пачки исчезают *Saracenaria charmani* Furssenko, *Lingulogavelenella jarzevae* Vass., *Gavelinella polessica* Keller, *Cibicoides gorbencoi* Akimez. Исчезновение вышеперечисленных видов предполагает наличие верхнесеноманских отложений, которым, видимо, и соответствует верхняя песчаная пачка.

После анализа схемы сопоставления естественных обнажений и скважин (рис.2) и корреляционных профилей, автором было установлено, что в стратотипическом обнажении, которое бралось за основу при сопоставлении с обнажениями других районов исследуемой территории, отсутствует большая часть средней алевритово-глинистой пачки и верхняя песчаная пачка полностью, составляющие лону *Lingulogavelenella globosa*.

Таким образом, в стратотипическом разрезе представлены только отложения лоны *Gavelinella senomanica* и нижняя часть отложений лоны *Lingulogavelenella globosa* (рис.3).

Проведенные исследования дают возможность пересмотра объема Меловатской свиты, выделенной в 1999 г. [27, 28] (см. рис.3). Своё название свита получила по селу Меловатка Жирновского района Волгоградской области, в окрестностях которого в карьере и оврагах, прорезающих правый склон долины р. Медведица, обнажается разрез этого подразделения, принятый в качестве стратотипа.

Исходя из вышесказанного и учитывая особенности распространения и выхода на поверхность сеноманских отложений (рис.4) (ни в одном обнажении отложения сеноманского яруса не представлены в полном стратиграфическом объеме), следует выделить в составе Меловатской свиты три подсвиты со своими стратотипами.

Меловатская свита – нижняя подсвита (Медведицкая) – выделяется в составе лоны *Gavelinella senomanica*, представлена отложениями нижней алевритово-песчаной пачки и соответствует нижнесеноманскому подъярусу

Международной стратиграфической шкалы, стратотип-обнажение Меловатка-6 (Жирновский район Волгоградской области).

Меловатская свита – средняя подсвита (Красноярская) – выделяется в составе лоны *Lingulogavelenella globosa*, представлена отложениями средней алевритово-глинистой пачки и соответствует среднесеноманскому подъярусу Международной стратиграфической шкалы, стратотип-обнажение Красный Яр 1 (Жирновский район Волгоградской области).

Меловатская свита – верхняя подсвита (Калининская) – выделяется в составе лоны *Lingulogavelenella globosa*, представлена отложениями верхней песчаной пачки и соответствует верхнесеноманскому подъярусу Международной стратиграфической шкалы, стратотип-обнажение Безобразовка-1 (Калининский район Саратовской области).

Библиографический список

1. Синцов И.Ф. Геологический очерк Саратовской губернии // Зап. Минер. о-ва. 1870. Т.V. С.7–128.
2. Синцов И.Ф. Общая геологическая карта России. Лист 92. Саратов // Тр. Геол. Комитета. 1888. Т.II, №7.
3. Синцов И.Ф. Общая геологическая карта России. Лист 93, Камышин // Тр. Геол. Комитета. 1885. Т.II, №2.
4. Барбот де Марни. Геологические наблюдения в губерниях: Симбирской, Саратовской и Тамбовской // Горный журн. 1874. Т.3. С.25–27.
5. Женжурист Ф.М. Отчет о геологической экскурсии в Воронежскую губ. в 1884 г. // Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те. 1885. Т.XIX. С.41–49.
6. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геол. России. 1912. Т.XXV. 118 с.
7. Иванова А.Н. Изучение стратиграфии верхнемеловых отложений Саратовского правобережья по белемнитам с обобщением материалов предыдущих исследований по другим группам ископаемых: Отчет по тематической партии №6. Фонды ЦНИЛ объединения «Саратовнефть», 1953. 139 с.
8. Решение Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, созванного 3–10 февраля 1954 г. Геологическим управлением Министерства нефтяной промышленности СССР. Л., 1955. 30 с.
9. Решение Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., 1962. 89 с.
10. Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М., 1972. 204 с.
11. Стратиграфия СССР. Меловая система: В 2 т. / Под ред. М.М.Москвина. М., 1987. 326 с.



12. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11, №2. С.75–101.
13. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб., 2004.
14. Бондарева М.В. О кампанских и маастрихтских породах междуречья Чира и Калитвы // Учен. зап. Саратов. ун-та. 1953. Т. XXXVIII, вып. геол. С.62–70.
15. Барышникова В.И. К вопросу стратиграфии верхнемеловых отложений Хвалынского-Вольского района по фауне фораминифер // Учен. зап. Саратов. ун-та. 1951. Т. XXVIII, вып. геол. С.65–77.
16. Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. СПб., 1992. 120 с. (Межвед. стратиграф. ком.).
17. Рыков С.П. О стратиграфии верхнего мела бассейна р. Медведицы // Учен. зап. Саратов. ун-та. 1951. Т. XXVIII, вып. геол. С.50–51.
18. Бондарева М.В., Морозов Н.С. Сеноманские, туронские и коньякские отложения междуречья Медведицы и Волги в пределах Волгоградского междуречья // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1984. С.62–70.
19. Иванов А.В. Каталог местонахождений марианкулат. Саратов, 1996. 106 с.
20. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Альб-турон Поволжья: итоги исследований «рубежей» и «событий» // Проблемы изучения биосферы: Тез. докл. Всерос. науч. конф. Саратов, 1996. С.36–37.
21. Первушов Е.М., Иванов А.В. Сеноман Правобережного Поволжья // Геологические науки-97: Тез. докл. науч. конф. Саратов, 1997. С.20–21.
22. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Средне- и позднемеловая биота юго-востока Европейской палеогеографической области // Палеонтол. журн. 1997. №3. С.1–7.
23. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. и др. Комплексное изучение опорных разрезов – основа разработки местной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений // Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской платформы: Тез. докл. междунар. науч. конф., посвящ. памяти проф. В.В.Тикшаева. Саратов, 20–22 янв. 1998 г. Саратов, 1998. С.53–54.
24. Первушов Е.М., Иванов А.В., Гужиков А.Ю., Гришинов А.Н. Результаты комплексного изучения альбских-сеноманских отложений в разрезах «Меловатка-6» и «Красный Яр-1» (Волгоградская область) // Тр. НИИ геологии Саратов. ун-та. Новая сер. Саратов, 1999. Т.1. С.65–78.
25. Первушов Е.М., Архангельский М.С., Иванов А.В. Каталог местонахождений остатков морских рептилий в юрских и меловых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов, 1999. 189 с.
26. Бондарева М.В. Геологическое строение и гидрогеологические условия северной части междуречья Волги и Медведицы (лист М-38-IV Саратов): Отчет Саратовской гидрогеологической партии по работам 1965–67 годов. Машинопись. Фонды. Саратов, 1967.
27. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Проект местной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Поволжья // Геологические науки-98: Тез. докл. науч. конф. Саратов, 1998. С.43.
28. Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений правобережного Поволжья // Тр. НИИ геологии Саратов. ун-та. Новая сер. Саратов, 1999. Т.1. С.85–94.

УДК 502.1(09)(470.44)

ИСТОКИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В САРАТОВСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

А.В. Иванов

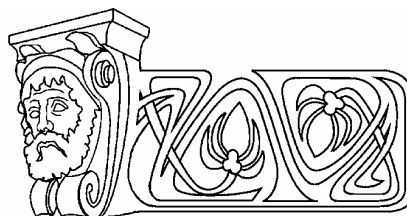
Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии
E-mail: geoeecologia@info.sgu.ru

Существование природных опасностей по мере роста городов в Нижнем Поволжье сделало особо заметными геоэкологические проблемы в начале XX века. Их обострение вызвало активизацию преимущественно инженерно-геологических работ с элементами геоэкологических исследований, а также послужило импульсом для развития геоэкологических, градоэкологических, агроэкологических исследований особенно в последние два десятилетия.

Origin of Geoeological Research in Saratov University

A.V. Ivanov

Manifestation of natural disasters during growth of cities in the Volga Region revealed amount of geoeological problems in the beginning of the 20th century. Increasing of these problems forced engineering-geological research with elements of geoeological investigations in the Geological scientific Institute of Saratov University. This work provided a basis for geoeological, urboecological and agroecological research in the University.



Геоэкология считается молодой наукой. Ее развитие как междисциплинарного научного направления наблюдается лишь около 30 лет. Однако и до этого описывались отдельные факты, появлялись идеи и попытки их реализации при проведении геологических и географических работ и исследований, связанных прежде всего с зонами урбанизации. Уже в XVIII–XIX вв. в литературе можно встретить фиксированные факты и краткие описания явлений, имеющих инженерно-геологическую и эколого-геологическую природу. Как правило, это яркие катастрофические события. Серия интересных данных содержится в записках протоиереев



Г.А. и Н.Г. Скопиных, составивших подробный дневник природных событий (цит. по: [1]). Приведем выдержки из него:

«1783 г. Здесь в Саратове, в буераке с нагорной стороны много земли сползло и многия повредило там живущих избы. Иные с места долой спихнуло и некоторые сады повредило».

«1811 г. Июля 19-го. Еще нечаянность случилась в Саратове. Четыре дома, стоящих близ буераку горного, сползли в оный при обрушении яра. Так ненадежно жительство близ таковых мест».

«1818 г. В июле 19-го числа против Соколовой горы осела земля на всем протяжении повдоль Волги. Поселенные на сем пространстве домики, именуемые в затоне, более или менее искривлены и осели. Причиною сего полагать можно подмытие берегов Волгою. Она могла произвести сие явление, вырыв ямы подле берегов. Земли сей пространство очень велико, и полагать можно, что составляет версту или более. Оседь в иных местах велика, в других мала. Но вообще, все сие пространство истрескалось».

В журнале Министерства внутренних дел (1841, ч. 40, с. 86) говорится, что одной из причин этого оползня могло стать дождливое лето.

Краевед и журналист А.Ф.Леопольдов в 1848 г. опубликовал «Исторический очерк Саратовского края», в котором описал множество событий, в том числе связанных с геологическим субстратом – «оседи земли» в Глебучевом овраге и др. В этом и иных источниках зафиксирован сход крупного оползня в Хвалынском уезде в 1839 году. В издании «Русский инвалид» (1839, №198, с.801) это событие описано подробно. «Государственные крестьяне села Федоровки Хвалынского уезда с 16 на 17 июня сего 1839 года пробуждены были внезапным гулом и движением земли, а потом и сильным треском домов их. Не постигая причин, они, выбежав на улицы, с ужасом видели, что вся долина, на которой расположена большая часть села их, отторглась от подошвы горы, осела на значительную глубину и двинулась к реке Волге. Смятение народа достигло высшей степени, когда вся движущаяся масса стала волноваться, в одних местах подымать, а в других ниспровергать строения...

Образовались значительные выпуклости и углубления, а обширные и правильные трещины представили ряды торфа, как будто искусством созданных: там, где были болота и небольшие озера, выросли холмы, на местах же возвышенных оказались провалы, которые, как и многие трещины, наполнились водою. Самая же поверхность площади представляла зыбкой плот. Заметное волнение и движение земли продолжалось трое суток, потом постепенно все стихло... Повреждено 70 домов, некоторые разрушены вовсе; многие строения разорваны на несколько частей...» (цит. по: [2, с.400–401]).

А.Ф. Леопольдов уточняет, говоря об этом оползне, что «осадок долины сделался в длину 1,5 версты, в ширину – 250 саженей», а также пытается объяснить причины: «Долина, на которой расположена деревня Федоровка, примыкает к горам с восточной стороны и беспрестанно осажается водами реки Волги. Против этого места, где образовался осадок земли, Волга особенно сжата берегами и, не находя свободного стока обильным водам своим, постепенно углубляет русло и подмывает правый берег, на коем стоит деревня Федоровка» (цит. по:[1, с.20]).

В конце XIX в. выходит уникальное справочное издание по землетрясениям [3], в котором затрагиваются и оползневые процессы. В этой работе описан крупный оползень 1865 г. в Симбирской губернии. «Вечером 15 мая после грозы с ливневым дождем, продолжавшимся более часа с четвертью, гора, на склоне которой было расположено село Порецкое, стала сползать к реке. Многие строения были повреждены. В воде у подошвы горы образовалось несколько островков. Утром 16 мая некоторые дома оказались опрокинутыми. Оползень произошел от размыва почвы подземными водами» (цит. по: [2, с.447]). Упоминается и о большом оползне 20 сентября 1884 г. в Саратове на Соколовой горе.

Интерес к геоэкологическим проблемам обострился в Нижнем Поволжье на рубеже XIX–XX вв. в связи с ростом городов [4]. Это хорошо просматривается в исторических и художественных источниках, а также в саратовских СМИ начала XX в. Реакция на геоэкологические проблемы отражена в статье С.В. Клейменовой [5]. О такой экологически



болезненной зоне города, как район Глебучева оврага, например, говорится: «Чем быстрее развивался Саратов, тем явственнее осознавался Глебучев овраг жителями как что-то недопустимое, позорящее их город. Беллетристические приемы, патетика появлялись в любом тексте, касавшемся оврага» [5, с.47–48]. Городской врач П.Н.Соколов в 1905 г. писал: «Здесь жилища поистине парий общества, среди навоза и отбросов, как собственных, так и остальных, более счастливых, жителей города. Здесь жилье – во многих случаях хуже, чем логовища животных. Здесь теснота построек поразительная; здесь все остальные условия существования настолько ужасны, что прямо удивляешься, как может человек со всем этим мириться, ко всему привыкнуть» [6]. По данным С.В.Клейменовой [5], журналисты прибегали и к стихотворным приемам. Так, сотрудник «Саратовского вестника» В.Добжинский (1913) в одном из своих фельетонов писал [7]:

«Две трещины продольные –
То Глебучев овраг
И недра Белоглинского.
В обоих гной и смрад».

Автор другого фельетона, наблюдая явную проблему загрязнений и отходов, саркастически сравнивал Саратов с Золушкой: «Города грязны и больны лишь потому, что не хотят быть чистыми и здоровыми. Но стоит лишь приказать – будьте здоровы! – и саратовская Замарашка с такими милыми складками (фестончики, везде фестончики!) на платье, как Глебов и прочие овраги, встряхнется и превратится в сказочную принцессу» [8].

В начале XX в. «Саратов разрастается с неимоверной быстротой, особенно по направлению к вокзалу» [9, с.137] и «характеризуется разрывом природного и искусственного окружения», что сопровождается сглаживанием холмов, застройкой склонов, нивелированием рельефа, исчезновением малых водоемов, изменением акватории Волги. В это время происходит утрата тех ценных моментов, которые имели место на первых этапах развития Саратова, прежде всего – «гармонии искусственных построек и природного окружения города, когда архитектурная полихромия не только гармонировала с природным окружением, но и была его частью» [10].

В начале XX в. наблюдается увеличение числа работ по оползневым процессам в зонах урбанизации, в том числе по территории Саратовского Поволжья – работы А.П. Павлова, А.Д.Архангельского, А.Д.Стопневича и других известных исследователей. Особенно интересные и оригинальные описания оползневых явлений выполнены А.П. Нечаевым. Приведем пример его описания крупнейшего оползня 20 сентября 1884 г. на Соколовой горе: «Еще за несколько дней до катастрофы земля начала медленно оползать к Волге, покрываясь на поверхности трещинами и буграми. По ночам слышались треск домов и звяканье лопающихся стекол. Полы в домах приподнимались, печи давали трещины. Многие из предусмотрительных жителей, заметив эти зловещие явления, поспешили покинуть свои дома. В 11 часов утра 20 сентября вдруг движение земли сделалось быстрым, и значительная часть горы с шумом обрушилась в реку. Во всем Саратове дрожала земля, раскачивались висючие лампы, останавливались часы, несколько домиков, расположенных на обрыве Соколовой горы, сорвались и полетели в пропасть. Крупные здания находившихся здесь фабрик и заводов переломились надвое, натрое, наклонились в сторону и некоторые совсем упали» (цит. по: [11, с.143–144]).

С точки зрения истории экологических наук в СГУ особый интерес представляют первые исследования, которые датируются 30-ми гг. XX в. Информацию об этом можно почерпнуть из публикаций и фондовых отчетов тех лет, а также из сводных годовых отчетов института геологии, представлявшихся ежегодно в Народный комиссариат РСФСР по просвещению.

Конечно, инженерно-геологические научно-производственные заключения, затрагивающие некоторые эколого-геологические аспекты, составлялись и ранее, однако систематический плановый характер исследования получили непосредственно после создания в 1935 г. в составе Саратовского университета научно-исследовательского института геологии. Интересно, что в 30-е гг. доля таких исследований составляла более половины тематического плана института, а по объемам фактического финансирования и того больше.



В 1935 г., сразу же после основания НИИ геологии СГУ, ученым советом был принят программный документ «Главнейшие проблемы, разрабатываемые Институтом в 1935 году», в котором первоочередной значится «Камышинская плотина ирригации Заволжья». По этой проблеме было открыто ряд тем, касающихся вопросов инженерной геологии территории ирригации и геологии Камышинского створа. Результаты работ использованы Нижневолгопроектом.

В 1936 г., по мере развития института, инженерно-геологические работы были резко расширены. В течение года было дано свыше 50 инженерно-геологических заключений, многие из которых составлены на основе данных опытных инженерно-геологических исследований по изучению физико-механических и водных свойств грунтов, с определением их несущей способности. За время работы удалось собрать богатый материал для инженерно-геологической характеристики грунтов. На базе этого материала институт считал возможным наметить работу по инженерно-геологическому районированию территории Саратова, которая в связи с развитием строительства крупных промышленных и гражданских зданий являлась в то время крайне необходимой.

Активизировалась и приобрела системный характер работа по изучению оползневых процессов. На заседаниях НИИ в 1936 г. были заслушаны доклады ученого секретаря института В.Г. Камышевой-Елпатьевской «Оползни правобережья Волги на плесе Хвалынский – Саратов» и доцента В.С. Васильева «Оползни окрестностей г. Вольска и г. Саратова». В 1936 г. открыта тема по определению оползневых смещений на Увекском косогоре, предполагающая систему наблюдений во времени, фактически, исследования мониторингового характера. Результаты исследований публиковались в «Трудах научно-исследовательского института геологии Саратовского университета» [12].

В 1937 г. также наращиваются масштабы научно-практических работ, преимущественно инженерно-геологических. По договорам были выполнены следующие работы и даны консультации: для Саргипрогора – инженерно-геологическая характеристика грунтов территории «Нового города Энгельса»,

для Совнаркома АСС РНП – инженерно-геологическое заключение о строительстве Дворца Советов в Энгельсе, для завода «Комбикорм» – заключение об оползне косогора и заключение к восстановлению завода, для Саратовского мединститута – консультация по вопросу устройства дренажа на территории здания общежития, для Драмтеатра – консультация о несущей способности грунтов под строительство здания, для Бронетанковой школы – заключение о несущей способности грунтов под строительство школы, для Лентранспроекта – консультация по вопросу об исследовании оползней в Князевке, для СГУ – заключение о несущей способности грунтов стройплощадок.

По сектору геофизических исследований (руководитель доцент В.П. Лузин) в 1937 г. была открыта тематика, связанная с изучением микрооползневых движений на неустойчивых массивах Волжского побережья и предполагающая фактически эколого-геофизическое исследование с использованием мониторинга.

В 1938 г. СарТЭЦ-2 дана консультация и составлен отзыв о работе Коровина «Проект укрепления Увекского оползня». В этом же году по заданию Сароблпроекта В.Н. Кузиным и М.П. Борчаниновым под общим руководством директора института, профессора Б.А. Можаровского написан «Инженерно-геологический и гидрогеологический очерк территории города Саратова» по результатам работ и заключениям Института геологии СГУ, Геологического управления, Сароблпроекта и Архитектурно-планировочной мастерской.

По сектору геофизических исследований в 1938 г. открыта тема «Устойчивость геодезических знаков в условиях оползневых косогоров речных долин» (руководитель В.П. Лузин), в основном направленная на изучение микродвижений оползневых косогоров Саратовского правобережья р. Волги. С вопросами подвижек грунтов на волжских косогорах – на Увеке, Князевке, на Соколовой горе Институту геологии постоянно приходится встречаться в связи с составлением инженерно-геологических заключений по строительству на оползневых косогорах. Таким образом, заключается в сводном отчете НИИ геологии СГУ за 1938 г., «сведения о



движениях оползней представляют не только научный, но и глубоко практический интерес».

Большая работа по изучению инженерно-геологических условий территорий города Саратова проводилась по заданию различных организаций и учреждений. Вопросами инженерной геологии и гидрогеологии занимались доцент В.Н. Кузин и профессор Б.А. Можаровский. К работам были привлечены студенты старших курсов геологического отделения: Борчанинов, Меньшиков, Светлов, Таганов и др. За 1938 г. составлено более 60 заключений по инженерной геологии и функционированию природно-техногенных систем. Консультации по этим вопросам давались практически ежедневно.

В связи с развитием инженерной геологии с каждым годом все более и более ощущалась необходимость в организации специальной геотехнической лаборатории. В обосновании, представленном учеными института в Наркомпрос, было сказано: «Необходимость организации такой лаборатории диктуется запросами, которые поступают в Институт геологии со стороны различных организаций и учреждений, как местных, так и центральных. Совершенно бесспорным является то, что в связи с развитием промышленности и грандиозным строительством на Юго-Востоке запросы по геотехническим свойствам грунтов возрастут. До настоящего времени в Саратове не имелось специальной лаборатории и недостаток в таковой сильно ощущался. Заказы, которые могли бы быть выполнены в Саратове, часто отправлялись в Центр и только в незначительной своей части выполнялись в лаборатории Автодорожного Института». В 1938 г. Институт геологии пригласил специалиста по точной механике А.А. Функа, под его непосредственным руководством в механических мастерских г. Саратова и г. Камышина были изготовлены приборы инженера Терцаги по снятию компрессионных кривых грунтов, а также для определения фильтрационных свойств грунтов и др.

В результате Институт был оснащен точными инструментами и приборами, позволяющими изучать геотехнические свойства грунтов и оборудовать специальную геотехническую лабораторию. Открытие лаборатории задержалось лишь потому, что «Ин-

ститут, располагая специалистами, не имеет специально оборудованного для этой лаборатории помещения и средств для найма и приспособления помещения» (из отчета в Наркомпрос). Лаборатория открылась в следующем, 1939 г., что резко расширило возможности Института по выполнению заказов учреждений на изучение геотехнических свойств грунтов, проведения научных исследований и практических занятий со студентами.

В 1938 г. НИИ геологии были проведены полевые работы в окрестностях г. Саратова, что диктовалось запросами ряда организаций и учреждений города в связи с планировкой и водоснабжением его окраин – 1-й и 2-й Дачных. Эти же задачи были поставлены по просьбе саратовского Горсовета в связи с затруднениями водоснабжения, которые обострились за несколько крайне засушливых лет, вызвавших снижение дебитов родников и колодезных вод. Собранные данные были использованы при составлении инженерно-геологического очерка территории города Саратова и заключения о перспективах возможности водоснабжения подземными водами 1-й и 2-й Дачных.

Интересно отметить, что эти работы выполнялись студентами старших курсов под руководством Б.А. Можаровского. Сбор инженерно-геологических данных в правобережье р. Волги между оврагом Сеча и Увек осуществляли студенты Живолуп и Строганов, гидрогеологическое обследование Дачных остановок проводили Бекетов и Ларин.

В 1939 г. под руководством старшего преподавателя В.Н. Кузина была проведена инженерно-геологическая оценка грунтов территории Саратова, результаты выполнения которой послужили базой для составления проекта перепланировки Саратова.

Итоги названных исследований были представлены на научной сессии, проведенной в связи с 30-летним юбилеем Саратовского госуниверситета в ноябре 1939 г., где были, в частности, заслушаны доклады В.Н. Кузина «Инженерно-геологическая характеристика территории г. Саратова» и кандидата наук, доцента Н.Д. Грязева «Торф и отходы промышленности в Саратовской области как удобрительный материал».



В 40-е гг. начались интенсивные исследования по проблеме отходов в Саратове. В 1940 г. в НИИ геологии по разделу агрохимии были открыты научно-исследовательские темы «Запасы и агрохимическая оценка отходов промышленности и городских отходов в связи с использованием их в сельском хозяйстве» (руководитель доцент Н.Д. Грязев) и «Торф, фекалии и органические отходы промышленности как удобриельные материалы». Были заложены вегетационные опыты с испытанием фекальных масс, торфа и различных компостов под культуру томатов; проведены анализы на содержание в компостах азота, фосфора, углерода и калия; проведен анализ по Ваксману торфа из Бакурского района; изучено влияние фекальных масс на всхожесть томатов. Выполнялись также экспериментальные работы по теме «Производственные опыты с фекальными массами и исследования на опытном поле СГУ по испытанию компостов» (руководитель доцент Н.Д. Грязев). Результаты были представлены на научных семинарах, где, в частности, заслушаны и обсуждены доклады В.Н. Кузина «О гидрогеологических и инженерно-геологических условиях г. Саратова» и Н.Д. Грязева «Использование на удобрение городских отходов».

Получила развитие тема «Изучение местных органических удобрений Саратовской области (торф, ил, отходы промышленности, отходы города)» (руководитель Н.Д. Грязев). Она отвечала задачам третьего пятилетнего плана развития сельского хозяйства СССР и имела целью изучить различные местные органические удобрения и установить их роль в повышении плодородия почвы. Из отчета в Наркомпрос НИИ геологии СГУ: «Одним из важнейших условий создания высоких и устойчивых урожаев на Юго-Востоке СССР является широкое использование на полях местных удобрений. Это с полной очевидностью доказано практикой передовых по урожайности колхозов и совхозов. Несмотря на это, далеко не все возможности в этом направлении используются. Многие органические комплексы, имеющиеся в Саратовской области, совершенно не используются как удобрения. К таким органическим комплексам мы должны отнести: торф, прудовой ил, отходы промышленности и отходы города».

На первых этапах изучения органических комплексов проводились: их количественный учет для выяснения удельного значения как возможных удобрительных средств; определение химического состава; установление способов использования органических комплексов на удобрение. В результате исследований 1939 г. было вычислено, что в Саратове ежегодно накапливается 258 тыс. т мусора и уличного смета, 50 тыс. т фекальных масс и 15 тыс. т разных промышленных отходов. Удалось определить также химический состав этих отходов (таблица).

Состав отходов города (составил Н.Д. Грязев – из отчета НИИ геологии СГУ, 1939)

Вид отхода	Содержание на сухое вещество соединений, %		
	азота	фосфора	калия
Домовой мусор	0,54	0,55	0,42
Фекалит из отстойника после двухмесячной сушки	5,39	2,80	2,30
Подзол	0,36	0,57	-
Отлубина	1,09	1,35	-
Подсолнечная лузга	1,04	1,35	-
Клейрот клещевинный	10,63	следы	-
Шрат	9,38	-	-
Пыль табачная	4,31	0,43	-
Каньга	0,83	0,33	-

По данным Н.Д. Грязева, если сделать перерасчет соединений азота, фосфора и калия, содержащихся во всем годовом накоплении органических отходов, на минеральные удобрения, то получится 26 тысяч тонн. В отчете НИИ геологии в Наркомпрос сказано: «Организуя компостирование городского мусора, мы можем получить для пригородных плодоовощных хозяйств громадное количество ценных удобрений, освобождая тем самым железнодорожный транспорт от перевозки минеральных удобрений. Такой же богатый источник удобрений может дать очистительно-канализационная станция Саратова в Улешах в виде отстойных масс. За не один десяток лет этих отстойных масс скопилось на станции в Улешах громадное количество». Возможные пути использования отстойных фекальных масс на полях под культуры, не употребляющиеся в свежем виде, прорабатывались в 1940 году.



Согласно выводам Н.Д. Грязева, ценность отходов промышленности г. Саратова как удобрений различна. Подзол практически не может быть использован на удобрение из-за высокого содержания в нем кальция и наличия сернистого натрия, вредно действующих на культурные растения. Клейрот клещевинный, табачная пыль, каньга, отбузина могут быть применены как удобрения, но только после компостирования (удобрительная ценность после компостирования сильно увеличивается). Результаты работ нашли применение в районах широкой ирригации Заволжья.

По разделу агрохимии, кроме того, выполнялась госбюджетная работа «Азотный фонд каштановой почвы в севообороте с люцерной при орошении». В результате выделены, очищены и проверены на культурные признаки шесть штаммов клубеньковой бактерии люцерны; выделен новый штамм этой бактерии для желтой люцерны, возделываемой без орошения; выполнены лабораторные и производственные опыты по определению активности и вирулентности клубеньковой бактерии (местных штаммов); проведены исследования корневой системы люцерны в полевых условиях (ВОМС и Краснокутская опытная станция); проведены лабораторные опыты, связанные с распадом органического вещества корней и стерни люцерны в чистом виде и в почве. По итогам работ Саратовскому Облплану сделано указание на способы хранения и переработки городских нечистот на удобрение для пригородных овощных совхозов.

После окончания Великой Отечественной войны была возобновлена деятельность НИИ геологии, в котором снова развернулись многоплановые исследования, требовавшиеся для восстановления страны. За последующие годы в истории исследований в СГУ произошло много событий. В первой половине 70-х гг. в результате развития соответствующего научного направления была создана отдельная кафедра гидрогеологии и инженерной геологии, ставшая ареной исследований и подготовки специалистов. Относительно недавние значимые события – открытие геоэкологической специальности (1995) и кафедры геоэкологии СГУ (2002) [13].

Основные направления исследований 30-х гг. являются определяющими и сегодня. В довоенное время создан серьезный научно-практический задел, его потенциал реализуется и в настоящее время. Конечно, за прошедшее время появились новые методики, новые аспекты исследований, однако налицо главная тенденция – усиление внимания к антропогенным причинам геологических процессов и их влиянию на урбосистемы и человека. Обозначим эти преобладающие направления.

1. Градозэкологическое направление. В настоящее время исследованиями этого направления занимаются сотрудники лаборатории урбозэкологии Саратовского университета. Характерно интенсивное развитие, практическая значимость в связи с постоянной необходимостью решения многочисленных экологических проблем Саратовской природно-техногенной системы, расширение сферы исследований, в том числе историко-гразозэкологических [14]. На сегодняшний день создан мощный современный инструментарий: геоинформационные технологии, методы дистанционного зондирования.

2. Изучение проблемы отходов и загрязнений. По мере эволюции Саратовской природно-техногенной системы значительно расширился спектр загрязнителей и доля отходов повышенных классов опасности. В последнее десятилетие интересные данные по загрязнению дает снеговая съемка. Стало возможным развитие крупных проектов. В Саратовском госуниверситете прошли две Всероссийские научно-практические конференции по вопросам подземного захоронения промышленных отходов, появились совместные проекты по этой тематике (Российский университет Дружбы народов, ИГЕМ РАН и др.). Реализован проект по тяжелым металлам совместно с Институтом устойчивых сообществ (Москва), ИГЕМом и др.

3. Изучение геодинамических процессов и их эколого-геологических аспектов – оползневой опасности, изменений овражно-балочной сети и др. Исторический подход развивается не только в градозэкологических, но и в эколого-геологических исследованиях. Обычно считается, что антропогенное (техногенное) воздействие, способное вызвать ощутимое влияние на геологические процес-



сы (например, на активизацию оползневой опасности), имеет место на территории Саратова и его окрестностей лишь в последние несколько десятилетий. Однако имеются данные, позволяющие обсуждать возможность подобных проблем у наших предков. Примером может служить гибель средневекового города Укека, располагавшегося в пределах территории современного Саратова. Исследования показывают реальность сценария гибели Укека в результате крупного оползня (каскада оползней), возможно, спровоцированного и (или) сопровождавшегося взрывом (серией взрывов) природного газа. Причем в подготовку и реализацию такого сценария внесли свой вклад помимо классических природных причин также антропогенные, связанные с воздействием на литосферу, – бесконтрольная добыча глин, выемки грунта в строительных целях, обводнение в результате устройства садов и фонтанов и др. [15].

Ныне в Саратовском госуниверситете геоэкологические исследования охватывают весь комплекс учебных и научных подразделений, работающих в области наук о Земле: геологический и географический факультеты, НИИ геологии, Геологический колледж, лаборатория урбоэкологии. Исторически они развивались несколько специфично, что диктует необходимость создания единой концептуальной основы направления [16].

Обзор работ с элементами геоэкологических и градоэкологических исследований позволяет сделать следующие основные заключения.

1. В развитии геоэкологических идей и исследований в Саратове выделяется ряд этапов.

Первый (XIX в. – 30-е гг. XX в.) – этап осознания природных опасностей и фиксации фактов – преимущественно катастрофических ситуаций (оползней, обвалов и др.). Первые бессистемные попытки понять причинность этих событий.

Второй (30–40-е гг.) – этап активизации инженерно-геологических, агрономических исследований, увязанных в систему тематического плана НИИ геологии СГУ. Наблюдается появление в этих исследованиях геоэкологических, урбоэкологических и агроэкологических элементов.

Третий этап (50–70-е гг.) – расширение спектра инженерно-геологических работ, создание отдельной кафедры гидрогеологии и инженерной геологии. Появление эколого-геологических исследований – анализ проблемы подтопления и др. Развитие градоэкологических исследований.

Четвертый этап (80-е гг. – сегодняшний день) – всплеск исследований с геоэкологическими и эколого-геологическими элементами во всех геонаучных подразделениях университета, открытие новых специальностей, создание новых структур (лаборатории градоэкологии, лаборатории геоэкологии, кафедры геоэкологии).

Эти этапы согласуются с этапами развития геоэкологии и экологической геологии в целом как науки [17], а также с развитием наук о Земле в Саратовском госуниверситете [18].

2. Появившиеся в 30-е гг. инженерно-геологические исследования и научно-производственные изыскания имели элементы эколого-геологического характера. В это же время зародились элементы по сути междисциплинарных исследований урбоэкологического и геоэкологического характера. Например, исследования оползневой опасности велись комплексно с применением системы мониторинга. Комплексные почвенные, аграрные, биохимические и т.д. исследования (в те годы – Институт геологии и почвоведения) позволили привлечь данные о биотах, агроценозах и их взаимосвязях с геологическим субстратом и деятельностью человека. Это дает основание говорить о некоторых исследованиях как о геоэкологических в широком толковании геоэкологии [16].

3. Комплексными геоэкологизированными исследованиями 30-х гг. XX в. представляются работы по темам Н.Д.Грязева, продолжавшиеся несколько лет и включавшие обширную экспериментальную часть. Эти исследования носили междисциплинарный характер и затрагивали градоэкологические, агроэкологические и геоэкологические вопросы с изучением «проблемы отходов» и разработкой путей их утилизации.

4. На развитие исследований серьезно повлияла деятельность масштабной личности профессора Б.А. Можаровского – основателя и первого директора НИИ геологии СГУ. Его



непосредственное руководство многими инженерно-геологическими изысканиями определило их значительное число, большие объемы, размах и широкий тематический спектр, быстрое внедрение результатов в учебный процесс, привлечение к исследованиям студентов. А эколого-геологические исследования, как известно, своим развитием и очерчиванием самостоятельной науки изначально обязаны именно инженерной геологии и смежным с ней направлениям в науках о Земле [17], что хорошо видно на примере СГУ.

5. В настоящее время в экологической геологии выделяют четыре так называемых экологических функции литосферы: ресурсную, геодинамическую, геохимическую и геофизическую [17, 19–21]. В 30-е гг. XX в. уже фактически проводились исследования всех этих функций, в особенности геодинамической.

6. Работы 30-х гг. стали мощным толчком их дальнейшего развития. Несмотря на сложности военного времени и периода восстановления, научно-практический задел 30-х гг. позволил в дальнейшем восстановить и приумножить инженерно-геологическое направление и начать развитие геоэкологического. Анализу работ того времени необходимо уделять больше внимания при проведении современных геоэкологических исследований на территории Саратова и всего Нижнего Поволжья.

Таким образом, инженерно-геологические и геоэкологические исследования в Саратовском госуниверситете имеют давнюю историю (НИИ геологии, в котором они получили системное развитие, работает уже 70 лет). Описанные первые, но уже достаточно мощные ростки инженерно-геологических исследований с геоэкологическими, градоэкологическими и агроэкологическими элементами явились импульсом развития соответствующих направлений.

Автор благодарит В.Б. Сельцера, Н.В. Добролюбову и Ю.Ф. Павлову за помощь в работе с фондовыми материалами.

Библиографический список

1. Семенов В.Н. Саратов геологический. Саратов, 2000. 384 с.
2. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М., 1988. 524 с.
3. Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений в Российской империи // Зап. Рус. Геогр. о-ва. СПб., 1893. Т.26.
4. Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. М., 1997. 240 с.
5. Клейменова С.В. Из истории саратовской печати 1910-х годов // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2003. Т.3, вып.2. С.46–51.
6. Соколов П.Н. Санитарное состояние Саратовских оврагов Белоглинского и Глубучева // Саратовская земская неделя. 1905. №3. С.29.
7. Добжинский В. Всадник без головы / Диез // Саратовский вестник. 1913. 20 окт. С.4.
8. Григорьев-Патрашкин С.Т. Будьте здоровы! // Саратовец. 1909. №27. С.10.
9. Саратов // Волга. Путеводитель на 1913 год. СПб., 1913.
10. Терехова В.Ф. Влияние природной полихромии на колористическую среду города Саратова в процессе эволюционного развития // Саратовское Поволжье в панораме веков: история, традиция, проблемы: Материалы IX межрегион. науч. краевед. чтений. Саратов, 2000. С.300.
11. Рогозин И.С., Дунаева Г.В. Оползни Саратовского Поволжья. М., 1962. 162 с.
12. Труды научно-исследовательского института геологии Саратовского университета. Саратов, 1936. Т.1. 275 с.
13. Иванов А.В. Новая кафедра геоэкологии в Саратовском университете: особенности появления и принципы развития // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2003. Т.3, вып.2. С.19–23.
14. Макаров В.З., Тарасова Л.Г., Чумаченко А.Н. и др. Историческая градоэкология: концептуальная основа, методология и практическая реализация на примере Саратова // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2001. Т.1, вып.1. С.89–101.
15. Иванов А.В., Браташова С.А., Сингатуллин Р.А. Эколого-геологические аспекты гибели средневекового города Укека // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005. Вып.41. С.56–68.
16. Иванов А.В., Макаров В.З. К стратегии развития геоэкологического научно-образовательного направления в Саратовском университете // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2002. Т.2, вып.1. С.83–87.
17. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М., 2002. 415 с.
18. Иванов А.В., Рыскин М.И. Концепция развития наук о Земле и глобальной экологии в Саратовском университете. Саратов, 2004. 86 с.
19. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т.Трофимова. М., 1997. 368 с.
20. Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К. Экологическая геофизика. М., 2000. 256 с.
21. Экологические функции литосферы / В.Т.Трофимов, Д.Г.Зилинг, Т.А.Барабошкина и др. / Под ред. В.Т.Трофимова. М., 2000. 432 с.



УДК (552.54: 552.144):553.98

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ПРИРОДА КАВЕРНООБРАЗОВАНИЯ ВЕНД-РИФЕЙСКИХ КОЛЛЕКТОРОВ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ – КЛЮЧ К ПРОГНОЗУ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ



А.Д. Коробов¹, Л.А. Коробова²

Саратовский государственный университет,

¹ кафедра петрографии и минералогии

² кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых

E-mail: korobov@sgu.ru

Формирование единого венд-рифейского резервуара Юрубчено-Тохомской зоны (ЮТЗ) Сибирской платформы произошло в результате гидротермальной активности. Прогноз перспективных на УВ площадей в венд-рифейских отложениях ЮТЗ базируется на выявлении зон гидротермальной деятельности, приведшей к появлению каверн и пор в трещиноватых карбонатных толщах. Минералами-индикаторами нефтегазонасыщенных доломитов являются анкериты, ассоциирующие с кварцем.

Hydrothermal Nature of Cavern Formation in the Vendian-Riphean Collectors in the Baikitskaya Antecline – a Key to Predicting Zones of Oil and Gas Accumulation

A.D. Korobov, L.A. Korobova

The joint Vendian-Riphean reservoir in the Yurubcheno-Tokhomskaya zone (YuTZ) of the Siberian Platform has resulted from hydrothermal activity. Prediction of the HC-prospective fields in the Vendian-Ruphean deposits is based on revealing the zones of hydrothermal activity conductive to cavern and pore formation in the fractured carbonate series. Quartz-associated ankerites are indicator minerals for oil- and gas-saturated dolomites.

Введение

Гигантская Юрубчено-Тохомская зона (ЮТЗ) нефтегазонакопления на юго-западе Сибирской платформы содержит уникальные запасы углеводородов (УВ) в основном в рифейских отложениях. Полученная в ходе изучения этой зоны и прилегающих территорий геолого-геофизическая информация позволяет судить о высоком нефтегазовом потенциале рифейских образований региона, занимающего огромное пространство приенисейской части Восточной Сибири (почти на всём протяжении с юга на север р. Енисей).

В тектоническом отношении ЮТЗ, как и входящие в её состав Куюмбинская, Юрубченская, Оморинская площади, приурочена к Камовскому своду Байкитской антеклизы,

осадочный чехол которой сложен верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями и разделяется на рифейский и венд-нижнепалеозойский структурные этажи. Рифейские образования представлены мощными карбонатными, терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными толщами общей мощностью предположительно до 4,5 км. На рифейских комплексах с размывом залегают вендские образования, перекрытые кембрийскими отложениями. Особого внимания среди последних заслуживают породы соленосной усольской свиты, считающиеся мощным региональным флюидоупором Байкитской антеклизы [1, 2].

Суть господствующей до настоящего времени геологической модели ЮТЗ заключается в идее выклинивания разновозрастных, литологически и фациально однородных рифейских толщ под эрозионную поверхность рифея [3]. При этом утверждается, что под эрозионной поверхностью рифея практически во всех карбонатных толщах Байкитской антеклизы, выходящих на предвендскую поверхность и образующих под этой поверхностью единый резервуар, располагается гигантская массивная нефтяная залежь. Появление такого резервуара обусловлено распространением на огромной территории высокеемкого каверново-трещинного коллектора [4]. С учётом этих представлений прогнозировалось обнаружение неантиклинальных залежей УВ в глубокозалегающих карбонатных горизонтах рифея и в терригенных отложениях венда на южной границе зоны.



Практика геолого-разведочных работ показала неадекватность этой модели реальной геологической обстановке ЮТЗ, главным образом её Куюмбинского участка. Поэтому разведка месторождений была проведена крайне неудачно – из 20 пробуренных скважин только 4 дали промышленные притоки УВ [5]. В ходе работ были получены новые данные [2, 6–8], свидетельствующие о том, что наилучшие нефтегазонасыщенные коллекторы Куюмбинского участка приурочены к линейно-очаговым (не региональным!) зонам аномальной трещиноватости. Характерно, что эти зоны не ограничиваются поверхностью несогласия, разделяющей рифейские и вендские образования, а напротив, слагают единый венд-рифейский резервуар. Продуктивная часть коллекторов таких резервуаров представлена доломитами, эффективный объём пустот которых обеспечен интенсивно развитыми вертикальными и субгоризонтальными трещинами. Причём наиболее типичной особенностью таких трещин является развитие по ним каверн выщелачивания. Учитывая в целом широкое площадное распространение трещиноватости в карбонатных породах [4], одним из необходимых и важнейших условий возникновения УВ в рифей-вендских коллекторах ЮТЗ, на наш взгляд, является наличие в доломитах каверн (кавернозности).

Природа кавернозности нефтегазонасыщенных доломитов ЮТЗ остаётся до конца не понятой. Абсолютное большинство геологов вслед за А.Э.Конторовичем и В.С.Сурковым с коллегами [1, 4, 9, 10] считают её порождением гипергенных явлений. По мнению вышеуказанных исследователей, длительный предвендский континентальный перерыв сопровождался развитием процессов карстообразования и кавернообразования вдоль существовавших трещин. Это способствовало формированию пористых проницаемых пород в верхней части рифейского разреза, выведенных на предвендскую дневную поверхность.

С данным положением трудно не согласиться. Вместе с тем нельзя забывать, что карбонатные породы являются чрезвычайно чувствительными ко всякого рода изменениям физико-химических и термобарических условий. Они особенно интенсивно подвер-

гаются процессам вторичного преобразования (растворению, перекристаллизации, метасоматическому замещению) под действием растворов различной природы, в том числе циркулирующих на глубине. Следовательно, сообразно теоретическим представлениям Р.С.Сахибгареева [11], будучи в дальнейшем погруженными, карбонатные породы, не дойдя ещё до главной зоны нефтеобразования (2000 м), могут в значительной степени измениться и во многом (если не полностью) потерять приобретённый в гипергенных условиях коллекторский потенциал. Скорее всего, так и произошло на территории ЮТЗ, поскольку зоны нефтегазонасыщения в венд-рифейском разрезе носят локальный (очаговый) характер [7, 8]. Учитывая наблюдения Е.М.Арабаджи и П.Н.Страхова [12] за этапностью формирования пор и каверн в погребённых карбонатных отложениях, надо говорить о пустотном пространстве новой генерации, возникшем на глубине на границе двух структурных этажей: в кровельной части рифейской и в основании несогласно перекрывающей вендской карбонатных толщ.

Справедливость такого заключения подтверждают наши исследования [13], проведённые в Западной Сибири. Они, в частности, показали, что в условиях тектоно-гидротермальной активизации ископаемого континентального рифта карбонатные толщи фундамента и непосредственно залегающие на нём терригенные породы чехла испытывали процессы растворения, выщелачивания (кавернообразования), перекристаллизации и доломитизации. Такие преобразования были наиболее значительными на контакте «фундамент-чехол» и вызывались горячими ресурсентными растворами, возникавшими при смешении восходящих нагретых вод рифтовых мегапрогибов и нисходящих – осадочного чехла. Эти же растворы ответственны за миграцию УВ и заполнение коллектора жидкой нефтью. Поэтому, по аналогии с Западной Сибирью, рассмотрение причин формирования вторичных трещино-каверновых коллекторов венд-рифейского комплекса ЮТЗ необходимо связывать с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей периоды тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Это согласуется с выводом В.В.Харахинова и его соавторов [7] о



том, что возникновение флюидодинамических режимов ЮТЗ происходило в триасе и было вызвано тектонической активизацией земной коры. Такой подход позволит с принципиально новых позиций взглянуть на природу резервуаров и прогноз нефтегазоносности Юрубчено-Тохомской зоны, размещённой на территории Байкитской антеклизы.

Минеральные преобразования, сопровождающие перекристаллизацию и кавернообразование доломитов

Промышленная газонефтеносность рифейского разреза ЮТЗ связана с аладьинской свитой [3] или, по А.М.Пустыльникову и Л.Г.Вакуленко [14], с юрубченской (аналог шиктинская) и чавичинской (аналог юктенская) толщами. Продуктивные горизонты на Юрубченской, Оморинской, Ковинской и Верхнетайгинской площадях сложены белыми, светло-серыми, розоватыми, кирпично-красными и сургучного цвета перекристаллизованными мелко-среднекристаллическими доломитами и анкеритами с включением извилистых прослоев и гнезд вишнево-красных, сине-зелёных аргиллитов, чёрных кремнистых прослоев, вторичных крупнокристаллических анкеритов. На Куюмбинской площади образования рассматриваемой группы представлены серыми со светло-розовым, зелёным и коричневым оттенком доломитами. Доломиты средне- и мелкозернистые, волнисто- и линзовидно-слоистые, часто фитогенные (строматолитовые) или органогенно-обломочные, трещиноватые. Интенсивно трещиноватые доломитовые породы продуктивных горизонтов подверглись значительным вторичным преобразованиям: перекристаллизации, кавернообразованию, доломитизации, анкеритизации, окремнению (окварцеванию). Сами трещины и сопряжённые с ними каверны выщелачивания в таких случаях частично или полностью выполнены доломитом, кальцитом, анкеритом, минералами кремнезёма, нафтидами, пиритом [15].

Установлено [2, 3, 14], что органогенные (фитогенные) и органогенно-обломочные доломиты, содержащие минимальное количество терригенного (некарбонатного) материала, сильнее всего подвержены трещинообразованию, перекристаллизации и окремнению (окварцеванию). От этого породы становятся аномально трещиноватыми,

подверженными активной деятельности растворов, и как следствие приобретают повышенную плотность распределения каверн выщелачивания, то есть возникает высококачественный трещинно-каверновый коллектор, с которым сопряжены основные запасы углеводородов ЮТЗ.

По мнению некоторых специалистов [8, 14], процессы накопления и перераспределения кремнистого вещества оказали значительное влияние на формирование трещинно-каверновых коллекторов и даже в известной степени определили площадь их распространения. Поэтому, чтобы более надёжно прогнозировать зоны нефтегазонакопления ЮТЗ, подробнее остановимся на рассмотрении взаимосвязанных процессов перекристаллизации, кавернообразования, окремнения и других минеральных преобразований в доломитовых породах кровельной части рифейского разреза.

Описание кернового материала и просмотр шлифов свидетельствуют о том, что появление каверн, в различной степени насыщенных битумами, наблюдается, как правило, в доломитовых породах, испытавших перекристаллизацию. В начальной стадии перекристаллизация носит неравномерный пятнистый характер или проявляется в виде разрозненных прожилков. При этом скрыто- и микрокристаллические агрегаты доломита укрупняются. В процессе перекристаллизации отмечается увеличение межзернового пространства, что сопряжено с появлением пор.

По мере развития процесса поры сечением в десятые доли миллиметра укрупняются и превращаются в каверны размером от 1,0 до 10,0 мм, в редких случаях до 20,0–40,0 мм. Крупные каверны выщелачивания начинают срастаться друг с другом. В зонах максимальной перекристаллизации породы становятся сложенными вторичным крупнокристаллическим (иногда гигантозернистым) анкеритом, приобретают кирпично-красную до сургучной окраску [15] и в некоторых случаях ноздреватую текстуру. Приведённые данные свидетельствуют о том, что перекристаллизация доломитовых пород сопровождается минеральными преобразованиями, а именно появлением анкерита, то есть железистого доломита.



Эти процессы затрагивают поры, каверны и трещины карбонатных толщ, которые представляют собой единую гидродинамическую систему циркулирующих растворов. В названных пустотах при перекристаллизации вмещающих пород развиваются кварц, халцедон, доломит (редко кальцит), анкерит, ангидрит, пирит (редко халькопирит). В распределении этих минералов при перекристаллизации устанавливается определенная закономерность.

Выделения кремнезема отмечаются уже на участках слабовыраженной неравномерной перекристаллизации доломитов. Они представлены серым и молочно-белым тонко-, реже мелкокристаллическим кварцем, иногда радиально-лучистыми агрегатами халцедона. Эти минералы выполняют поры и микрокаверны, а также отмечаются внутри прослоев скрыто- и мелкокристаллических доломитов. Мелкие выделения кремнезема и их скопления в доломите макроскопически не различимы. В шлифах часто видны реликты доломита, замещаемого халцедоном и кварцем. Содержание минералов кремнезема в таких породах может варьировать от 5–10 до 30–40% [14].

На участках активной перекристаллизации доломита, где появляются крупные каверны, возникают скопления прозрачного или молочно-белого кварца, которые залечивают трещины, секущие доломитовые породы, а также выполняют каверны. В относительно мелких кавернах кварцем сложен либо весь их объём, либо он ассоциирует с крупнокристаллическим доломитом, редко ангидритом. В крупных кавернах кварц инкрустирует стенки, на поверхности его зёрен отмечается сыпь мелких кристаллов пирита. Кварц часто представлен идиоморфными зёрнами длиной до 30–40 мм, образующими друзы. Нередко он ассоциирует с ангидритом [14].

При просмотре керн и шлифов в глаза бросается одно очень важное обстоятельство. Наблюдается приуроченность вторичного наиболее ярко окрашенного за счёт железа коричнево-красного доломита (анкерита [15]) к участкам максимального окварцевания, развитого, прежде всего, по пустотному пространству перекристаллизованных доломитовых пород. Следовательно, по мере на-

растания перекристаллизации и окварцевания (окремнения) первичных доломитовых толщ они замещаются анкеритом (железистым доломитом). Этот минерал слагает не только саму перекристаллизованную породу, но и выполняет (инкрустирует) многочисленные каверны, где ассоциирует с друзами кварца.

Обсуждение результатов

Сделанный вывод о характере гидротермальных изменений карбонатных пород, в толще которых сформировались кварцевые тела и хрустальные гнёзда, удивительным образом перекликается с наблюдениями В.Ю.Эшкина [16]. Он, в частности, установил, что в зоне, непосредственно примыкающей к участкам окварцевания, происходит либо перекристаллизация уже существующего доломита, либо его возникновение за счёт метасоматического замещения первичного кальцита. Но в любом случае новообразованный доломит железистый (содержание $FeCO_3$ достигает 10,0%). В зонах окисления за счёт образования гидроокислов железа такая порода приобретает бурую (до тёмно-бурой) окраску, что является основным поисковым признаком на хрусталеносные жилы и гнёзда в карбонатных породах [16].

Сказанное даёт нам основание сделать три принципиальных вывода. Во-первых, процессы кавернообразования и окварцевания в продуктивных венд-рифейских толщах не были связаны с гипергенными явлениями, обусловленными длительным предвендским континентальным перерывом. Они порождались гидротермальной деятельностью. На это указывают, помимо приведённых рассуждений, прямые термобарические исследования, показавшие [14], что друзы кварца в порах и кавернах перекристаллизованного доломита сформировались при температурах 70–80°C.

Во-вторых, гидротермальные изменения карбонатных толщ при окварцевании и кавернообразовании носят отчётливо выраженный зональный характер: исходные доломитовые породы → перекристаллизованные доломиты → анкериты → кварцевые тела. Зональность определяется главным образом химическим и минеральным составом первичных пород, а также составом гидротермальных растворов.



В-третьих, участки максимального окварцевания и перераспределения кремнезёма приурочены к зонам активной циркуляции горячих вод.

Специальные работы, проведенные на месторождениях оптического сырья [16–18], свидетельствуют о том, что огромную роль в процессе хрусталеобразования в карбонатных толщах, наряду с гидротермальной деятельностью, играли многократно возобновляемые тектонические подвижки. Они определяли количество трещин и разнообразие их ориентировки, что, в свою очередь, контролировало степень и масштабы окварцевания карбонатных пород. Всё это реализовалось при внедрении интрузивных тел (гранитов, гранодиоритов) и гидротермальной деятельности, проистекавших в периоды тектономагматической активизации.

Эти же факторы ответственны за становление Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления, и в частности Куюмбинского месторождения. Так, по мнению В.В. Харахинова и его коллег [2], неоднократное тектоническое обновление системы древней довендской трещиноватости имело исключительное значение для формирования коллекторов. Трещинная тектоника наиболее интенсивно себя проявила в триасе и была вызвана активизацией древних сбросово-сдвиговых форм в процессе растяжения земной коры [7].

Общеизвестно, что в конце перми, но главным образом в начале триаса, западная часть Сибирской платформы испытала грандиозную по своим масштабам тектономагматическую активизацию, сопровождающуюся колоссальными излияниями базальтовых расплавов. Установлено [19, 20], что трапповый магматизм имел значительное влияние на термическое преобразование нефтегазоматеринских отложений, а также на нефтегазонакопление и сохранность скоплений УВ. В этой связи необходимо акцентировать внимание на то, что в районах развития траппов на постмагматической стадии господствовали средне-низкотемпературные гидротермальные процессы. Они были широко распространены и проистекали не только в приповерхностных зонах, но оказывались приуроченными к подводным каналам базальтовых покровов и межпластовым интрузи-

зиям [21]. Эти гидротермальные процессы порождали флюидодинамические системы, в которых, с одной стороны, происходило перестроение и разрушение залежей, образованных на дотрапповой стадии существования бассейна, а с другой – возникали новые порции УВ, способные мигрировать из нефтематеринских толщ [22].

Сказанное находит подтверждение в выводах В.В. Харахинова и Р.Н. Мухаметзянова и их коллег [7, 8] о том, что в ЮТЗ в триасе в условиях сильного растяжения земной коры создавались флюидодинамические режимы, которые формировали в венд-рифейском разрезе очаговые зоны флюидонасыщения. Рассматриваемый флюид, с точки зрения Р.П. Готтиха и Б.И. Писоцкого [23], представляет собой систему со сложной парагенетической ассоциацией УВ и многовалентных катионов (Fe, Ti, Y, U), которая обладает определенными чертами сходства с рудными флюидными (гидротермальными) системами. Важно отметить присутствие в горячих растворах железа, которое, скорее всего, находилось в виде FeHCO_3^+ , и кремния. Источником этих элементов и углеводородов были, в первую очередь, осадочные породы.

Миграция гидротерм осуществлялась по дизъюнктивным нарушениям и опережающим их зонам трещиноватости, которые, находясь в режиме многократно возобновляемых тектонических подвижек, выполняли функцию природных насосов [24]. Обогащенные Si, Fe и другими элементами, а также УВ-флюидом нагретые растворы [23] взаимодействовали с вмещающими доломитами в обстановке почти закрытой системы с повышенными температурами. Этому способствовали перекрывающие вендские отложения породы соленосной усольской свиты, выступающие, по мнению В.С. Суркова, В.В. Харахинова и их коллег [1, 2], в качестве мощного регионального флюидоупора. По всей видимости, по аналогии с карбонатными толщами фундамента Западно-Сибирской плиты [13, 25], в пределах ЮТЗ близко-одновременно происходили перекристаллизация и анкеритизация доломитов, каверно- и порообразование, окварцевание (окремнение) и насыщение вновь возникающего коллектора жидкой нефтью.

Замещение доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ анкеритом $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})[\text{CO}_3]_2$ осуществлялось за



счёт присутствующего в горячих растворах FeHCO_3^+ . Наиболее активно этот процесс протекал вдоль магистральных каналов движения гидротерм, которые маркируются сильным окварцеванием в кавернах и порах. Самое глубокое перерождение при этом испытали органогенные (фитогенные) и органогенно-обломочные доломиты. Связано это, в первую очередь, с чистотой химического (минерального) состава и хрупкостью пород. В таких породах все преобразования, вызванные необходимостью перехода в новое состояние, устойчиво существующее при более высоких значениях температуры и давления, могут идти до конца. Именно поэтому наиболее высокопродуктивными оказались скважины, пробуренные в пределах дезинтегрированных, насыщенных кремнистым материалом фрагментов рифоподобных строматолитовых построек в различных рифей-вендских литолого-стратиграфических комплексах ЮТЗ [8].

Растворы циркулировали не только по разломам и участкам оперяющей трещиноватости. Они активно распространялись по поверхности регионального несогласия, разделяющей рифейские и вендские образования, и вовлекали их в активное перерождение. Так, по данным А.М. Пустыльников и Л.Г. Вакулёно [14], процесс окремнения, положительно влияющий на приобретение породами вторичных фильтрационно-ёмкостных свойств, прослеживается на глубину первых десятков метров вверх по разрезу от контакта с отложениями рифея. Эти факты объясняют главные причины возникновения единого венд-рифейского резервуара Байкитской антеклизы.

Заключение

В процессе исследований было установлено следующее.

1. Формирование единого венд-рифейского резервуара ЮТЗ произошло в результате гидротермальной деятельности, которая наиболее активно проявилась в триасе и была связана с трапповым магматизмом.

2. Гидротермальные изменения карбонатных толщ при окварцевании (окремнении) и кавернообразовании носят отчётливо выраженный зональный характер: исходные доломитовые породы → перекристаллизованные доломиты → анкериты → кварцевые тела.

3. Вторичные (перекристаллизованные) доломиты и анкериты формировались в результате воздействия горячих растворов, одновременно обогащённых Fe, Si и другими элементами, а также УВ-флюидом, на толще доломитовых пород в обстановке почти закрытой системы с повышенными температурами. Можно уверенно предполагать, что это вызывало синхронное образование в карбонатных породах трещинно-каверновых (трещинно-порово-каверновых) коллекторов и их насыщение УВ.

4. Прогноз перспективных на нефть и газ площадей в венд-рифейских отложениях ЮТЗ базируется на выявлении зон активной гидротермальной деятельности, приведшей к появлению каверн и пор (высокоемких коллекторов) в трещиноватых карбонатах. Минералами-индикаторами нефтегазонасыщенных доломитов являются анкериты, ассоциирующие с кварцем.

Библиографический список

1. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т.37, №8. С.154–165.
2. Харахинов В.В., Мухаметзянов Р.Н., Соколов Е.П. и др. Перспективы открытия крупных и уникальных скоплений углеводородов на западе Сибирской платформы // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М., 2004. С.126–136.
3. Конторович А.А., Конторович А.Э., Крилин В.А. и др. Юрубчено-Тохомская зона газонефтенакопления – важный объект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1988. №11. С.45–56.
4. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т.37, №8. С.166–195.
5. Бакун Н.Н., Копилевич Е.А., Давыдова Е.А., Соколова Н.Е. Литогенез и спектрально-временная характеристика типов разреза рифейских отложений Куёмбинского месторождения // Геология нефти и газа. 1999. №9–10. С.57–64.
6. Славкин В.С., Зиньковский В.Е., Соколова Н.Е., Давыдова Е.А. Геологическая модель рифейского резервуара Куёмбинского месторождения // Геология нефти и газа. 1999. №11–12. С.13–21.
7. Харахинов В.В., Нестеров В.Н., Соколов Б.П. и др. Новые данные о геологическом строении Куёмбинского месторождения Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления // Геология нефти и газа. 2000. №5. С.12–20.



8. Мухаметзянов Р.Н., Соколов Е.П., Шлёнкин С.И. и др. Строение рифейских природных резервуаров Курумбинского и Терско-Камовского участков Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции // Геология нефти и газа. 2003. №4. С.39–45.
9. Шахновский И.М., Копылова О.Ю. Формирование месторождений нефти и газа, связанных с зонами перерывов в осадконакоплении // Геология нефти и газа. 1999. №5–6. С.22–27.
10. Чернова Л.С. Литогенетическая модель нетрадиционных карбонатных коллекторов рифея Юрубчено-Тохомской зоны (Восточная Сибирь) // Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и природных битумов. Проблемы их освоения: Материалы науч. конф. Казань, 2005. С.327–330.
11. Сахибгареев Р.С. Привнос органического вещества в рифогенные известняки в процессе их доломитизации как причина сохранения коллекторов на больших глубинах // Закономерности размещения и критерии прогноза глубоких и сверхглубоких залежей нефти и газа. Л., 1982. С.122–133.
12. Арабаджи Е.М., Страхов П.Н. История формирования пустотного пространства в карбонатных отложениях Калининского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995. №5. С.15–17.
13. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные процессы в погребённых палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. 2005. №3. С.37–46.
14. Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. Происхождение и формы выделения кремнезёма в рифейских отложениях Байкитской антеклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-каверновых коллекторов // Геология и геофизика. 1997. Т.38, №12. С.1962–1967.
15. Гришин М.П., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. М., 1987. 132 с.
16. Эшкин В.Ю. Гидротермальные изменения карбонатных пород около хрусталеносных жил // Зап. Всесоюз. минералог. о-ва. 1963. Ч.ХСII, вып.1. С.3–14.
17. Эшкин В.Ю. Об источниках минералообразующих компонентов на примере одного из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала // Зап. Всесоюз. минералог. о-ва. 1964. Ч.ХСIII, вып.6. С.672–681.
18. Бочкарёв А.И. Об образовании кварцевых тел и хрустальных гнёзд в карбонатных породах // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1965. Т.ХLIX, вып.2. С.139–148.
19. Соколов Б.А., Мазор Ю.П. Нефтегазоносность бассейнов древних платформ и трапповый магматизм // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4, Геология. 1980. № 6. С.53–59.
20. Конторович А.Э., Хоменко А.В. Теоретические основы прогноза нефтегазоносности осадочных бассейнов с интенсивным проявлением траппового магматизма // Геология и геофизика. 2001. Т.42, №11–12. С.1764–1773.
21. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1995. 44 с.
22. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М., 1999. 76 с.
23. Готтлик Р.П., Писоцкий Б.И. Роль эпитептермальных флюидов в первичной миграции углеводородов в осадочном чехле Сибирской платформы // Первичная миграция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., 1988. С.47–56.
24. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Зоны разломов – естественные насосы природных флюидов // Отеч. геология. 2000. №1. С.56–59.
25. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Кишяева С.И. Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. №12. С.63–72.

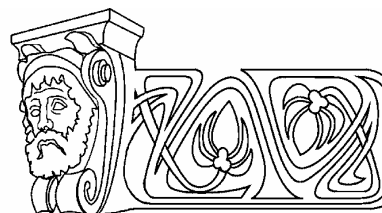
УДК 551.761(470.4/5):567

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ТРИАСА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ ПО ИХТИОФАУНЕ

М.Г. Миних, А.В. Миних

Научно-исследовательский институт естественных наук
Саратовского государственного университета,
отделение геологии
E-mail: MinihMG@info.sgu.ru

Впервые предложена зональная схема нижне- и среднетриасовых разнофациальных отложений Европейской России по ихтиофауне. Она разработана на основе ихтиофаунистических комплексов и группировок и базируется на последовательности эволюционного развития двоякодышащих и акулых, с привлечением данных по лучеперым рыбам. Уточнена зональная схема верхнепермских отложений по ихтиофауне. Показано распределение рыб в триасе Восточно-Европейской платформы.



Triassic Zonal Scheme of European Russia on Ichthyofauna

M.G. Minikh, A.V. Minikh

A zonal ichthyofaunal stratigraphic scheme for different facies deposits from the Lower and Middle Triassic of European Russia is proposed for the first time. The scheme has been elaborated on ichthyofaunal complexes and groups with use of evolutionary trends among dipnoans, elasmobranchians and actinopterygians. Upper Permian zonal scheme on ichthyofauna is also clarified. Distribution of fishes in Triassic of Eastern-European platform is shown.



Континентальные, прибрежно-морские и лагунные пестроцветные и красноцветные толщи триасового возраста занимают на территории Европейской России большие пространства. Они широко развиты в пределах Северного и Южного Приуралья, Московской, Мезенской, Печорской и Прикаспийской синеклиз, в Вятско-Камской впадине и на юго-востоке Воронежской и Волго-Уральской антеклиз. Особенностью этих образований является их фациальная и литологическая изменчивость, невыдержанность в пространстве и относительно слабая палеонтологическая охарактеризованность. Ведущей палеонтологической группой при расчленении континентальных разрезов верхней перми и триаса издавна считались наземные позвоночные. По ним уже в первой половине прошлого века И.А. Ефремовым [1] была разработана первая схема расчленения верхнепермских (в прежнем понимании) и триасовых отложений. В ее основу была заложена этапность развития фауны тетрапод. Схема неоднократно дополнялась и уточнялась [2], ее последний на данное время вариант опубликован палеонтологами Палеонтологического института РАН [3].

Остатки позднепермских и триасовых рыб в виде зубов и ихтиодорулитов акулочувых, зубных пластин и костей черепа двоякодышащих, костей краниального скелета заурихтисов были известны давно, но систематические сборы и изучение их было начато около сорока лет назад. Детальные монографические исследования остатков этих групп рыб позволили использовать их для решения ряда стратиграфических задач [4–13].

В последние годы были выявлены таксоны рыб, характеризующие как терминальные позднепермские отложения, так и раннетриасовые, проведено уточнение таксономического разнообразия ранне- и среднетриасовой ихтиофауны, показана эволюционная природа развития ихтиофаунистических последовательностей с рубежа перми и триаса до окончания среднетриасовой эпохи в пределах Восточно-Европейской платформы. Авторами данной статьи были детально обследованы на предмет поисков и изучения ископаемых костей рыб пограничные отложения верхней перми и нижнего триаса Московской синеклизы и Волго-Уральской ан-

теклизы. Одни разрезы, заключающие этот стратиграфический интервал в континентальных фациях и содержащие ихтиофауну, были известны и ранее [14–16], другие открыты в последние годы [17]. Новый материал по ископаемым рыбам, полученный сотрудниками различных геологических организаций (В.Р. Лозовским из Московского геолого-разведочного университета, И.В. Новиковым, А.Г. Сенниковым, В.К. Голубевым и В.В. Булановым из Палеонтологического института РАН, В.П. Твердохлебовым и М.В. Сурковым из Научно-исследовательского института естественных наук Саратовского государственного университета), также был передан авторам настоящей статьи. Исследования всех известных на данное время материалов по ихтиофауне поздней перми и триаса позволили уточнить или выявить новые данные по биостратиграфии вмещающих их отложений.

В результате созданы предпосылки для уточнения ранее разработанной по рыбам зональной шкалы верхнего отдела пермской системы Европейской России и выявления ее смыкаемости с впервые создаваемой провинциальной зональной ихтиофаунистической шкалой триаса.

Вятский ярус татарского отдела ранее был охарактеризован ихтиофаунистической зоной *Toyemia blumentalis* с двумя субзонами [18]. В последние годы значительно пополнился материал по верхней из них – субзоне *Toyemia blumentalis* – *Isadia aristoviensis*. В частности, поступили образцы с ископаемыми остатками рыб от А.Г. Сенникова из открытого им в 1999 г. позднепермского местонахождения Гороховец во Владимирской области [17]. Из них нами были определены зубы и чешуи *Isadia aristoviensis* A.Minich, чешуи, премаксилла и другие покровные кости черепа *Toyemia blumentalis* A.Minich, плавниковые шипы и кожные бляшки *Geryonichthys ?longus* A.Minich, кость крыши черепа и чешуи *Mutovinina stella* Minich, а также зубы хрящевого ганоида *Saurichthys sp.*, т.е. формы рода, всесветно распространенного в триасовом периоде. По нашему мнению, стратиграфическому уровню этой толщи соответствуют отложения в известном местонахождении Вязники Владимирской области [2]. Отсюда из ранних сборов Б.П. Вьюш-



кова нами были определены позднепермские таксоны рыб *Geryonichthys sp.*, *Xenosynechodus sp.* и триасовый космополит *Saurichthys sp.*, а по сборам А.Г. Сенникова и В.К. Голубева в 2003 г. – фрагмент крупного ихтиодорулита ?*Geryonichthys sp.*, покровная кость черепа *Mutovinia stella* Minich, чешуи *Toyemia blumentalis* A.Minich и ?*Isadia sp.*, а также чешуя нового продвинутого вида *Mutovinia sennikovi* (А. Миних, в печати). Основываясь на данных по ихтиофауне, можно утверждать, что в осевой зоне Московской синеклизы перерыв в осадконакоплении на границе перми и триаса был небольшим. Здесь присутствуют отложения, переходные от вятского яруса верхней перми к индскому ярусу нижнего триаса: в них впервые появляется сугубо триасовый род *Saurichthys* (представитель мезокайнозойского надотряда *Chondrostei*) и новый вид *Mutovinia*.

Значительно южнее, в частности, в местонахождениях вятского возраста Пронькино и Боевая Гора в Оренбургской области [19], появляется триасовый вид двоякодышащей рыбы *Gnathorhiza otschevi* Minich. Последний факт позволяет предположить, возможно, более молодой возраст слоев, вмещающих рыб, чем считалось ранее.

Основываясь на последних данных, можно сделать вывод, что вятский ярус охарактеризован тремя ихтиофаунистическими комплексами, а не двумя, как мы ранее полагали [18]. Самый ранний комплекс включает рыб *Toyemia blumentalis* A.Minich, *Mutovinia stella* Minich, *Strelnia certa* A.Minich, *Isadia aristoviensis* A.Minich, *Geryonichthys longus* A.Minich и *G. burchardi* A.Minich и характерен для нижней части вятского яруса. В среднем ихтиокомплексе появляется *Gnathorhiza tatarica* Minich, а в верхнем – *Gnathorhiza otschevi* Minich, *Mutovinia sennikovi* A.Minich, *Boreolepis tatarica* Esin и *Saurichthys sp.*

Из триасовых отложений Европейской России к настоящему времени изучены представители акул, двоякодышащих и лучеперых рыб, принадлежащие двум классам – *Chondrichthyes* и *Osteichthyes*, достаточно представительный материал по которым был сконцентрирован в коллекциях Научно-исследовательского института естественных наук Саратовского государственного

университета за последние сорок лет. Как уже отмечалось ранее [13, 20], руководящей группой для триаса исследуемой территории являются двоякодышащие рыбы (*Dipnoi*), по которым выявлено два крупных этапа в эволюции, охарактеризованных родами *Gnathorhiza* и *Ceratodus*. Гнаторизы известны в мире с позднего карбона по ранний триас включительно, охватывая, возможно, и самые низы среднего триаса. Цератоды появляются в середине нижнего триаса, сосуществуют с гнаторизами в течение федоровского и, как выяснилось недавно [12], гамского времени раннего триаса, а также в низах среднего триаса, и живут поныне. Эти роды дали название двум суперихтиокомплексам – гнаторизовому и цератодовому.

Ранний этап, охарактеризованный гнаторизовым суперихтиокомплексом, включает один ихтиокомплекс – ветлужский с тремя группировками. Поздний этап, охарактеризованный цератодовым суперихтиокомплексом, объединяет два ихтиокомплекса: яренский, с тремя группировками в южном триасовом поле и с двумя группировками – в северном, и среднетриасовый, подразделяющийся на группировки пока только на юге.

Гнаторизовый суперихтиокомплекс. *Ветлужский ихтиокомплекс* характеризует индский и нижнюю часть оленёкского яруса нижнего триаса, что соответствует четырем горизонтам ветлужского надгоризонта: вохминскому, рыбинскому, слудкинскому и усть-мыльскому. Комплекс представлен: дипноями *Gnathorhiza lozovskii* Minich, *Gn. otschevi* Minich, *Gn. triassica triassica* Minich, *Gn. triassica beresnikiensis* Minich, акулами *Hybodus spasskiensis* A.Minich, *H. maximi* A.Minich, *Lissodus volgensis* A.Minich и лучеперыми *Saurichthys obrutschevi* A.Minich, *S. proximus* A.Minich, *S. tertius* A.Minich, *S. eximius* A.Minich, *S. sp.*, *Blomolepis vetlugensis Selesneva*, *Bl. sp.* и *Evenkia sp.* (см. рисунок на вклейке 1). Руководящей формой здесь является *Gnathorhiza lozovskii*, а не *Gnathorhiza triassica* Minich, как это считалось ранее, так как один из подвидов триассики, а именно *Gn. triassica beresnikiensis* Minich встречается и в более поздних отложениях.

В составе ветлужского ихтиокомплекса выделяются три ихтиофаунистические группировки: ранневетлужская, средневетлужская и березниковская.



Ранневетлужская группировка характерна для вохминского горизонта и его возрастных аналогов. Кроме руководящего таксона для всего комплекса – *Gnathorhiza lozovskii* – она включает руководящий таксон для группировки – *Blomolepis vetlugensis*, а также *Bl. sp.*, *Gnathorhiza otschevi*, *Hybodus spasskiensis*, *H. sp.*, *Lissodus sp.*, *Evenkia sp.* и *Saurichthys sp.* Вблизи границы вохминского горизонта с рыбинским появляется *Gnathorhiza triassica triassica*. Составляющие этой группировки присутствуют в нескольких давно известных местонахождениях вохминского возраста в Московской синеклизе (Великорецкое, Знаменское, Асташихинское). Кроме того, в последние годы чешуи рыб рода *Blomolepis* (определение А.В. Миних) были обнаружены А.Г. Сенниковым в песчано-гравийной линзе раннетриасового местонахождения у д.Окулово Нижегородской обл., а также были недавно найдены В.Р. Лозовским (определения рыб даны авторами настоящей статьи) в базальных слоях триаса (в недубровской пачке) на р. Кичменга (левом притоке р. Юг) на северо-востоке Московской синеклизы вместе с костями тетрапод [16]. Кости тетрапод, по определению М.А. Шишкина, принадлежат амфибии *Tupilakosaurus sp.* – типичной формы тупилакозавровой группировки ветлугозавровой фауны наземных позвоночных, характерной для вохминского горизонта нижнего триаса; их остатки встречены в Восточной Гренландии вместе с аммонитами индского яруса нижнего отдела триаса. Среди ископаемых рыб из недубровской пачки нами был определен еще фрагмент покровной кости черепа *Saurichthys sp.*

Представители ранневетлужской группировки известны и на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы в копанской свите нижнего триаса [13].

Средневетлужская группировка характеризует рыбинский и слудкинский горизонты ветлужского надгоризонта, что в совокупности соответствует нижней части оленекского яруса нижнего триаса.

Помимо перечисленных выше таксонов (за исключением бломолеписов), составляющих ранневетлужскую группировку рыб, здесь присутствуют руководящий вид для средней группировки – *Gnathorhiza triassica*

triassica Minich и *Gnathorhiza bogdensis* Minich, четыре вида заурихтисов – *Saurichthys obrutschevi* A.Minich, *S. proximus* A.Minich, *S. tertius* A.Minich, *S. eximius* A.Minich, акуловая рыба *Lissodus volgensis* A.Minich., и пока ближе не определимые брадиодонты. Рыбы, принадлежащие к этой группировке, наиболее часто встречаются в рыбинском и слудкинском горизонтах и их аналогах в Московской и Мезенской синеклизах, на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы и в Прикаспии.

Березниковская группировка с индексом – *Gnathorhiza triassica beresnikiensis* Minich – характеризует самый верхний (устьмыльский) горизонт ветлужского надгоризонта. В его составе, кроме того, отмечены *Gnathorhiza lozovskii* Minich, *Gn. otschevi* Minich, *Gn. bogdensis* Minich., *H. maximi* A.Minich., *Evenkia sp.* и *Saurichthys sp.* Типовой таксон *Gnathorhiza triassica beresnikiensis*, наряду с сопутствующими акулами и лучеперыми рыбами, встречается в устьмыльском горизонте в Московской синеклизе (бассейн р.Унжа, Юг и др.), в Печорской синеклизе (бассейн р.Цильма), в Мезенской синеклизе (бассейн р.Мезень), в ряде скважин на о-ве Колгуев, в Бузулукской впадине на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы (Долгий Яр). В Южном Приуралье на этом стратиграфическом уровне двоякодышащие пока не встречены, однако здесь присутствует характерный элемент березниковской группировки – *Hybodus maximi* A.Minich (Красногор, Ямангулово).

Цератодовый суперихтиокомплекс.

Яренский ихтиокомплекс – приурочен к верхней половине оленекского яруса и в пределах северного триасового поля включает две группировки рыб: раннеяренскую – фёдоровскую и позднеяренскую – гамскую.

Фёдоровская группировка с индексом *Ceratodus multicristatus multicristatus* Vorob. включает рыб – *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich, *Gn. otschevi* Minich, *Gn. bogdensis* Minich, *Hybodus maximi* A.Minich, *Lissodus sp.*, *Saurichthys vjuschkovi* A.Minich, *S. tertius* A.Minich, *S. sp.*, *Evenkia sp.*1 (см. рисунок на вклейке 1). Основные местонахождения данной группировки в северном триасовом поле известны в фёдоровском горизонте Вятско-Камской впадины в



бассейне р. Вятка, в лопатинской свите Мезенской синеклизы (в бассейнах р. Вычегда и Яренга) и в верхней подсвите пижмомезенской свиты в Сафоновском прогибе (р. Пижма Мезенская).

Гамская группировка с индекс-видом *Ceratodus jechartiensis* Minich характеризует гамскую свиту одноименного горизонта яренского надгоризонта. Из других рыб в неё входят *Ceratodus donensis* Vorob. et Minich, *C. multicristatus lipovensis* Minich, *C. gracilis* Vorob, *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich, *Gn. sp.*, *Hybodus sp.*, *Lissodus sp.*, *Saurichthys sp.* и *Evenkia sp.* 1. Представители гамской группировки рыб часто встречаются в гамском горизонте в пределах Яренской впадины Мезенской синеклизы в бассейне р. Вычегда и в Вятско-Камской впадине в бассейне р. Лузы. Два таксона – *Ceratodus donensis* и *C. gracilis* – характерны как для самых верхних слоев гамского горизонта Восточно-Европейской платформы, так и для среднего триаса, где они наиболее широко распространены.

В пределах южного триасового поля – в Прикаспийской синеклизе, на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы и на юге Предуральского краевого прогиба яренский ихтиокомплекс подразделяется на три группировки рыб: раннеяренскую – ахтубинскую, среднеяренскую – богдинскую и позднеяренскую – липовскую. Руководящим видом в ахтубинской группировке, как и в федоровской на Севере, является *Ceratodus multicristatus multicristatus* Vorob. Кроме того, в неё входят такие виды, как *Gnathorhiza bogdensis* Minich, *Gn. otschevi* Minich, *Gn. triassica baskunchakensis* Minich, *Hybodus spasskiensis* A. Minich и *Hybodus maximi* A. Minich. Основное местонахождение ахтубинской группировки рыб расположено в одноименной свите на горе Большое Богдо в Прикаспийской впадине. Руководящий вид характеризует нижнюю часть разреза у с. Петропавловка в Южном Приуралье.

Для богдинской группировки характерными являются двоякодышащие рыбы *Ceratodus facetidens* Chab. и *C. multicristatus ex gr. lipovensis* Minich, присутствуют также *C. ex gr. kaupi* Ag. и *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich. Из акулковых рыб в группировку входят гибодонтиды – *Hybodus*

spasskiensis A. Minich, *H. plicatilis* Ag., *Acrodus dunkeri* Auerb., *Lissodus (?) angulatus* Stensio, *L. aquilus* A. Minich, *L. triaktis* A. Minich, из лучеперых – *Saurichthys sp.* Представители богдинской группировки известны в Прикаспии – в нижней части богдинской свиты (Большое Богдо и скв. К-6, гл. 553 м) и в средней части петропавловской свиты в Южном Приуралье (Кзыл-Сай-2, костеносная точка 3). В северных районах Восточно-Европейской платформы основные представители данной группировки пока не обнаружены.

Липовская группировка рыб приурочена к липовской свите яренского надгоризонта на юго-востоке Воронежской антеклизы (местонахождение Донская Лука) и верхам петропавловской свиты в Южном Приуралье и на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы (местонахождения Донгуз-9, Овраг Бехтеев, Язлав и др.). Характерным видом группировки является *Ceratodus multicristatus lipovensis* Minich, остальные компоненты представлены следующими видами: *C. jechartiensis* Minich, *C. donensis* Vorob. et Minich, *C. gracilis* Vorob, *Hybodus maximi* A. Minich, *Lissodus triaktis* A. Minich, *L. (?) angulatus* Stensio, *Lypbalkodus gladius* A. Minich, *Saurichthys sp.*, *Watsonulus sp.* и *Wimania sp.*

Среднетриасовый ихтиокомплекс характеризует анизийский и ладинский ярусы и в пределах южного триасового поля подразделяется на две разновозрастные группировки: донгузскую и букобайскую. Более ранняя из них – донгузская группировка приурочена к донгузскому горизонту в Южном Приуралье (местонахождения Петропавловка-4, Донгуз-1, Донгуз-12, Карагачка и др.) и его аналогам в Прикаспии (местонахождения в эльтонской свите – Кок-Тау, Ази-Молла-1 и в эльтонской и низах индерской свиты в ряде скважин) [13]. Характерными для рассматриваемой группировки являются *Ceratodus gracilis* Vorob., *C. recticristatus* Vorob., *C. orenburgensis* Minich, *Lissodus prykaspiensis* A. Minich. Кроме того, в донгузскую группировку входят такие виды, как *Ceratodus jechartiensis* Minich, *Hybodus otschevi* A. Minich, *H. karagachkaensis* A. Minich, *Lypbalkodus gladius* A. Minich., *Lissodus triaktis* A. Minich, *Saurichthys dongusensis* A. Minich, *Donguzodus latus* A. Minich.



Букобайская группировка характерна для букобайского горизонта в Южном Приуралье (местонахождения Букобай-5, Колтаево-3, Овраг Лысов), а также для верхней части индерской свиты и мастексайской свиты в Прикаспийской впадине (Ази-Молла-2, Кара-Бала-Кантемир и в керне ряда скважин). Группировку представляют рыбы *Ceratodus bucobaensis* Minich, *C. gracililis* Vorob., *C. orenburgensis* Minich, *Saurichthys ultimus* A.Minich, *Hybodus karagachkaensis* A.Minich, *Lissodus prykaspjensis* A.Minich, *Donguzodus barchanensis* A.Minich и *Donguzodus donatus* A.Minich. Наиболее характерными из них являются *Ceratodus bucobaensis* Minich, *Saurichthys ultimus* A.Minich и *Donguzodus barchanensis* A.Minich.

В пределах северного триасового поля среднетриасовый ихтиокомплекс на группировки не разделяется. Он приурочен к анизийско-ладинским отложениям и представлен следующими видами: *Ceratodus orenburgensis* Minich, *C. multicristatus lipovensis* Minich, *C. cf. jechartiensis* Minich, а также *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich, *Lissodus prykaspjensis* A. Minich, *Wimania* (?) *multistriata* Stensio, *Wimania sp.*, *Oshia sp.* и *Saurichthys ultimus* A.Minich. Представители среднетриасового ихтиокомплекса выявлены (за исключением гнаториз) в ряде местонахождений в Большесынинской впадине Предуральского краевого прогиба на р.Большая Сыня [20, 21]. Кроме того, по новым данным установлено присутствие представителей двоякодышащих рыб среднетриасового ихтиокомплекса на р. Луза в открытом М.Г.Минихом в 1981 г. местонахождении Ягшордын в Вятско-Камской впадине. Отсюда определены *Ceratodus orenburgensis* Minich, *C. multicristatus lipovensis* Minich и *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich. Примечательно, что о возможном присутствии в бассейне р. Луза среднетриасовых отложений упоминалось уже достаточно давно [22].

Верхнетриасовый ихтиокомплекс пока детально не изучен. В его составе может быть выделена лишь норийская группировка, выявленная по сборам Е.П. Карноушенко и Д.Э. Бек-Иванова из ганзинской толщи норийского яруса на о-ве Земля Вильчека архипелага Земля Франца-Иосифа. Отсюда

А.В.Миних в 1995 г. были впервые определены рыбы *Saurichthys sp.*, *?Birgeria sp.*, *Hybodus sp.*, *?Polyacrodus sp.* и зубные пластинки цельноголовых рыб (*Holocephalia*). Часть зубных пластин была недавно определена Е.В.Поповым [23] как *cf. «Eomanodon» sp.* Вероятно, к норийским отложениям триаса приурочен коллободонтид *Boreichthys skolai Sel.*, описанный А.А.Селезневой в 1982 г. из керна одной из буровых скважин на том же о-ве Земля Вильчека (архипелаг Земля Франца-Иосифа).

Ниже предлагается зональная схема нижнего и среднего триаса Европейской России по ихтиофауне (см. рисунок на вклейке 1). Основываясь на анализе вновь полученных данных по рыбам из верхней части татарского отдела верхней перми, приводится уточненная биоэкологическая схема вятского яруса с выделением еще одной (самой верхней) субзоны. Эта субзона, так же как и последующие триасовые субзоны и зоны, характеризующие уже ветлужский надгоризонт нижнего триаса, объединены в более крупный стратон – надзону *Gnathorhiza*. Выделенные в составе яренского надгоризонта нижнего триаса и в среднем триасе зоны и подзоны объединены в надзону *Ceratodus*.

Надзона *Gnathorhiza* Зона *Toyemia blumentalis*

Зона характерна для вятского яруса татарского отдела верхней перми и ранее [18] разделялась на две подзоны: нижнюю *Toyemia blumentalis* – *Strelnia certa* и верхнюю – *Toyemia blumentalis* – *Isadia aristoviensis*. С появлением в последние годы новых данных представилась возможность более детально охарактеризовать ихтиофаунистически верхнюю часть вятского яруса и подразделить ранее существующую верхнюю подзону на две. При этом для средней подзоны оставлено прежнее название – *Toyemia blumentalis* – *Isadia aristoviensis* с несколько иным комплексом ихтиофауны: помимо типовых таксонов она включает двоякодышащую рыбу *Gnathorhiza tatarica* Minich и лучеперую *Geryonichthys burchardi* A.Minich. Нижняя граница средней подзоны установлена в кутулукской свите татарского отдела верхней перми у с. Новогородецкое Оренбургской обл. Новая, верхняя, подзона



Toyemia blumentalis – *Gnathorhiza otschevi* – *Mutovinia sennikovii*, занимающая как бы промежуточный (переходный) интервал между пермью и триасом, кроме типично пермских таксонов, включает такие виды рыб среди лучеперых, как *Boreolepis tataricus* Esin, *Saurichthys* sp., *Mutovinia stella* Minich, *Geryonichthys* sp. и акулую рыбу *Xenosynechodus* sp., которые пока были известны только в триасе. При этом основное время развития вида *Gnathorhiza otschevi* Minich приходится на индский век и большую часть оленекского века раннего триаса, а род *Saurichthys* характерен для триаса в целом. Типовыми разрезами верхней подзоны являются разрез терминальной перми у г. Вязники Владимирской области и разрез у с. Пронькино в Оренбургской области.

Указанные ихтиофаунистические данные могут свидетельствовать об отсутствии в этих разрезах сколько-нибудь значительного стратиграфического перерыва в осадконакоплении между пермью и триасом.

Зона *Gnathorhiza lozovskii* – *Hybodus spasskiensis*

Зона характерна для ветлужского надгоризонта нижнего триаса в объеме индского и нижней половины оленекского ярусов. Зональный комплекс характеризует ветлужский ихтиокомплекс в составе двоякодышащих рыб – *Gnathorhiza otschevi* Minich, *Gn. lozovskii* Minich, *Gn. triassica triassica* Minich, *Gn. triassica beresnikiensis* Minich и *Gn. bogdensis* Minich, акулых рыб – *Hybodus spasskiensis* A.Minich, *H. maximi* A.Minich и *Lissodus volgensis* A.Minich, лучеперых рыб – *Blomolepis vetlugensis* Sel., *Bl. sp.*, *Saurichthys obruchevi* A.Minich, *S. proximus* A.Minich, *S. tertius* A.Minich, *S. eximius* A.Minich, *S. sp.*, *Pteronisculus* (?) sp. и *Evenkia* sp. Типовые разрезы присутствуют как в пределах северного, так и южного поля развития триасовых отложений Европейской России.

В составе зоны выделяются три подзоны: нижняя – *Blomolepis vetlugensis*, средняя – *Gnathorhiza triassica triassica* и верхняя – *Gnathorhiza triassica beresnikiensis*. Типовыми для первой подзоны являются разрезы вохминского горизонта у с. Великорецкое и Знаменское в Московской синеклизе, для средней подзоны – отложения рыбинского и слудкинского горизонтов у с. Тихвинское,

Зубовское и Бол. Слудка в Московской синеклизе, Елшанка-1 и Розжиха на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы и скв. Г-1 (Санкубай, инт. 890,1-893,6) в Прикаспийской впадине. Верхняя подзона (*Gnathorhiza triassica beresnikiensis*) характерна для усть-мыльского горизонта (типовые разрезы: у с. Березники в Московской синеклизе и Долгий Яр на Общем Сырте).

Надзона *Ceratodus*

Зона *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* – *Ceratodus multicristatus*

Зона характеризует федоровский и гамский горизонты яренского надгоризонта, что соответствует верхней половине оленекского яруса.

В пределах южного триасового поля – в Прикаспийской впадине, на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы и в Предуральском краевом прогибе зону характеризуют ахтубинская, богдинская и липовская группировки яренского ихтиокомплекса. Зона подразделяется на три подзоны. Нижняя из них – *Ceratodus multicristatus multicristatus* – характеризуется сочетанием переходящих из ветлужского надгоризонта видов *Gnathorhiza bogdensis* Minich, *Gn. otschevi* Minich, *Hybodus spasskiensis* A.Minich и *Hybodus maximi* A.Minich и новых видов *Gn. triassica baskunchakensis* Minich и *Saurichthys vjushkovi* A.Minich. Типовой разрез в Прикаспийской впадине приурочен к ахтубинской свите и находится на горе Большое Богдо, а в Южном Приуралье – характеризует нижнюю часть разреза петропавловской свиты у с. Петропавловка.

Средняя подзона – *Ceratodus facetidens* выделяется под вопросом, соответствует богдинской свите и средней части петропавловской свиты. Зона характеризуется комплексом *C. multicristatus ex gr. lipovensis* Minich, *C. ex gr. kaupi* Ag., *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich, *Hybodus spasskiensis* A.Minich, *H. plicatilis* Ag., *Acrodus dunkeri* Auerb., *Lissodus* (?) *angulatus* Stensio, *L. aquilus* A.Minich, *L. triaktis* A.Minich и *Saurichthys* sp. Типовой разрез расположен в Прикаспии в нижней части богдинской свиты на горе Большое Богдо.



Верхняя подзона – *Ceratodus multicristatus lipovensis* – *C. jechartiensis* характеризует липовскую свиту на юго-востоке Воронежской антеклизы и ее аналог – верхи петропавловской свиты в Южном Приуралье. Характерная группировка – липовская, представлена видами *C. donensis* Vorob. et Minich, *C. gracilis* Vorob., *Hybodus maximi* A.Minich, *Lissodus triaktis* A.Minich, *L. (?) angulatus* Stensio, *Lypbalkodus gladius* A.Minich, *Saurichthys sp.*, *Watsonulus sp.* и *Wimania sp.* Типовой разрез находится в местонахождении Донская Лука.

В пределах северного триасового поля нижняя подзона характеризует федоровскую свиту одноименного горизонта, средняя подзона пока не выделяется, верхняя подзона соответствует гамской свите одноименного горизонта. Характерными компонентами обеих подзон являются перечисленные выше комплексы при характеристике нижней и верхней подзон соответственно на территории южного триасового поля.

Зона *Ceratodus recticristatus*

В пределах южного триасового поля зону характеризует донгузская группировка среднетриасового комплекса ихтиофауны, характерными элементами которой являются *Ceratodus recticristatus* Vorob., *C. gracilis* Vorob., *C. orenburgensis* Minich, *Lissodus prykaspensis* A.Minich, *Hybodus otschevi* A.Minich, *H. karagachkaensis* A.Minich, *Saurichthys dongusensis* A.Minich, *Donguzodus latus* A.Minich, *Lypbalkodus gladius* A.Minich и *Ceratodus jechartiensis* Minich. Последние два вида появились еще в гамское время. Зона характерна для донгузского горизонта, соответствующего анизийскому и низам ладинского яруса. Типовые разрезы расположены в Южном Приуралье (Петропавловка-4, Донгуз-12 и др.), а также в Прикаспийской впадине в окрестностях оз. Индер (Кок-Тау, Ази-Молла-1).

В пределах северного триасового поля зона характеризует среднетриасовые (анизийско-ладинские) отложения в Северном Приуралье и, вероятно, среднетриасовые образования в бассейне р.Луза (Ягшордын) в Московской синеклизе. Из характерных зональных элементов ихтиофауны в Северном Приуралье присутствуют *Ceratodus orenbur-*

gensis Minich, *Lissodus prykaspensis* A.Minich и *Saurichthys ultimus* A.Minich. Кроме того, зональный комплекс составляют виды *Wimania (?) multistriata* Stensio, *Wimania sp.* и *Oshia (?) sp.* (последний родовой таксон впервые описан Е.К. Сычевской [24] из ладинско-карнийских отложений в Ферганской долине), а также двоякодышащие *C. multicristatus lipovensis* Minich и *C. cf. jechartiensis* Minich, широко распространенные в яренское время. В бассейне р.Луза зону характеризуют среднетриасовый *Ceratodus orenburgensis* Minich и перешедшие из яренского горизонта *Gnathorhiza triassica baskunchakensis* Minich и *Ceratodus multicristatus lipovensis* Minich.

Зона *Ceratodus bucobaensis* – *Saurichthys ultimus*

Зона характеризует букобайский горизонт, соответствующий большей части ладинского яруса (см. рисунок на вклейке 1) в Южном Приуралье, а также верхнюю часть индерской свиты и мастексайскую свиту в Прикаспии. Для зоны, помимо типовых таксонов, наиболее характерны *Donguzodus barchanensis* A.Minich и *Donguzodus donatus* A.Minich. Присутствуют и другие элементы среднетриасовой фауны рыб *Ceratodus orenburgensis* Minich, *C. gracilis* Vorob., *Hybodus karagachkaensis* A.Minich и *Lissodus prykaspensis* A.Minich. Типовые разрезы – Букобай-5, Колтаево-3, Овраг Лысов на юге Предуральяского краевого прогиба, а также Ази-Молла-2 и Кара-Бала-Кантемир в Прикаспийской синеклизе.

Таким образом, выявленная ранее этапность развития триасовой ихтиофауны и закономерная смена её с рубежа перми и триаса до окончания среднетриасовой эпохи на обширной территории востока Европейской России позволяет расчленить триасовые отложения на две крупные биостратиграфические единицы – надзоны, состоящие из четырех провинциальных зон с шестью подзонами. В среднем триасе подзоны пока не выделяются. Выделенные зональные подразделения дают основу для датировок относительного возраста отложений с точностью до горизонта или его части. Достигнутая дробность расчленения вмещающих отложений по их-



тиофауне может служить основой для дальнейшего совершенствования стратиграфии триаса Восточно-Европейской платформы и его корреляции со смежными регионами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-65275).

Библиографический список

1. Ефремов И.А. О стратиграфическом подразделении континентальной перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных // Докл. АН СССР. Нов. сер., отд. геол. 1937. Т.16, №2. С.125–132.
2. Ефремов И.А., Вьюшков Б.П. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. М., 1955. Т.46. 156 с.
3. Ивахненко М.Ф., Голубев В.Л., Губин Ю.М. и др. Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. М., 1997. 216 с.
4. Воробьева Э.И., Миних М.Г. Опыт применения биометрии к изучению зубных пластинок цератодонтид // Палеонтол. журн. 1968. №2. С.76–87.
5. Миних М.Г. Рыбы // Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов, 1972. С.48–50.
6. Миних М.Г. Триасовые двоякодышащие рыбы востока Европейской части СССР. Саратов, 1977. 96 с.
7. Миних А.В. Ихтиодорюлиты и их значение для стратиграфии татарских и триасовых отложений востока европейской части СССР // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Саратов, 1975. Вып.1. С.29–32.
8. Миних А.В. Заурихтисы из триаса СССР // Палеонтол. журн. 1981. №1. С.105–113.
9. Миних А.В. Новые представители акулородов рода *Huobodus* из триаса востока европейской части СССР // Там же. 1985. №3. С.66–70.
10. Миних А.В. Заурихтисы (*Saurichthyiformes*) из среднего триаса Южного Приуралья // Вопросы палеонтологии: Межвуз. науч. сб. СПб., 1992. Т.Х. С.146–151.
11. Миних М.Г., Миних А.В. Расчленение триасовых отложений Восточно-Европейской платформы по ихтиофауне // Триасовые отложения Восточно-Европейской платформы. Саратов, 1985. С.44–51.
12. Миних М.Г., Миних А.В. Ихтиофауна в стратиграфии триаса севера Европейской России // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геолог. съезда Республики Коми: В 4 т. Сыктывкар, 2004. Т.3. С.333–335.
13. Миних М.Г., Миних А.В. Ихтиофауна в корреляции разрезов триаса Южного Приуралья, Воронежской и юго-востока Волго-Уральской антеклиз и Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов, 2005. Вып.42. С.35–45.
14. Блом Г.И. Каталог местонахождений фаунистических остатков в нижнетриасовых отложениях Среднего Поволжья и Прикамья. Казань, 1968. 375 с.
15. Лозовский В.Р. Континентальный эталон нижнего отдела триасовой системы // Палеонтология и стратиграфия континентальных перми и триаса Северной Евразии. М., 1995. С.18–20.
16. Лозовский В.Р., Красилов В.А., Афонин Г.А. и др. О выделении новой пачки в составе вохминской свиты нижнего триаса Московской синеклизы // Бюл. РМСК по Центру и югу Русской платформы. М., 2001. Вып.3. С.151–163.
17. Сенников А.Г., Голубев В.К., Буланов В.В. и др. Богатейшее местонахождение пермских позвоночных на территории Восточной Европы // Геологические, геофизические и геохимические исследования юго-востока Русской плиты: Материалы науч. межвед. конф., 2–4 апр. 2001 г. Саратов, 2001. С.58–59.
18. Миних М.Г., Миних А.В. Стратиграфическое значение позднепермской ихтиофауны Восточно-Европейской стратотипической области. Ихтиокомплексы и зональная шкала // Верхнепермские стратотипы Поволжья: Докл. Междунар. симп., 28 авг. 1998 г. М., 1999. С.265–268.
19. 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. №69. P.27–77.
20. Миних М.Г. Позднепермская и триасовая ихтиофауна Европейской России (систематика, этапы развития, стратиграфическое значение): Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Саратов, 1998. 68 с.
21. Новиков И.В. Биостратиграфия континентального триаса Тимано-Североуральского региона по фауне тетрапод. М., 1994. Т.261. 139 с.
22. Лозовский В.Р., Розанов В.И., Кюнцель М.К. Новые данные о возрасте верхней части пестроцветных триасовых отложений бассейнов рек Лузы, Вычегды и Мезени // Докл. АН СССР. 1968. Т.183, №3. С.668–671.
23. Popov E.V. A history of Elephant fishes of the genus *Calloporhynchus* Lacepede, 1798 (*Holocephali*, *Chimaeroidei*) // First International Palaeontological Congress (IPC2002), 6–10 July, 2002. Masquarie University, N.S.W. Canberra, 2002. P.261–262.
24. Sytchevskaya E.K. Freshwater fish fauna from the Triassic of Northern Asia // Mesozoic Fishes 2. Systematics and Fossil Record. Munchen, 1999. P.445–468.

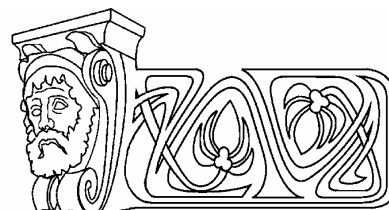


УДК 525.35:551.583:551.468:551.31.32:38.61.15

О ВЛИЯНИИ РОТАЦИОННОГО РЕЖИМА ЗЕМЛИ НА ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Л.А. Назаркин

Научно-исследовательский институт естественных наук
Саратовского государственного университета,
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых
E-mail: Kam@rambler.ru



Установлена зависимость приземной температуры воздуха в фанерозойское время от ротационного режима Земли. Эпохи похолоданий коррелируются с уменьшением скорости земного вращения. Макроколебания ротационного режима, порождаемые космогенными и эндогенными факторами, так же как и микроколебания, обусловленные флюктуациями солнечной активности и эндогенными процессами, контролируют напряжения и деформации в земной коре, динамику и особенности циркуляции водных и воздушных масс и как следствие температурный режим широтных поясов. Рассмотрено влияние ротационного режима Земли на пластовую миграцию флюидов и его возможное влияние на нефтегазоносность северного борта Прикаспийской впадины.

On Influence of the Earth's Rotational Regime upon Natural Processes

L.A. Nazarkin

Dependence of the near-surface air temperature on the Earth's rotational regime is revealed in the Phanerozoic. Epochs of cooling correlate with reduced rates of the Earth's rotation. Macrovariations in rotational regime caused by cosmogenic and endogenic factors, and microvariations, as well as by fluctuations in solar activity and endogenic processes, control the stresses and deformations within the Earth's crust, dynamics and peculiarities of water and air mass circulation, and consequently, the temperature regimes of the latitudinal belts. The influence of the rotational regime on the stratum migration of fluids and its possible impact on the oil and gas contents in the northern border of the Peri-Caspian Depression is considered.

Вращающаяся Земля в сочетании с флюктуациями солнечного теплового облучения являет собой тепловую машину, регламентирующую прогрев водных и воздушных масс и их широтную и меридиональную циркуляцию [1–6].

В этой связи трудно переоценить результаты исследований J.W. Wels [7] и S.K. Runcom [8], а также материалы исследований других палеонтологов, приведенные Z.Kukal [9], свидетельствующие о флюктуационном уменьшении в фанерозойское время суточных ритмов в годовом цикле. По суточным ритмам роста кораллов, моллюсков и строматолитов установлено, что в докембрии число суточных ритмов в годовом цикле составляло 880, в кембрии – 424, в O_2 – 412, в S – 410, в D_1 – 410, в D_2 – 405.5, в D_3 – 398, в C_3 – 380–390, в T – 371.6, в K – 375.

Фундаментальное объяснение природы долгопериодных изменений ротационного режима Земли дается астрофизиками. Об этом свидетельствуют материалы, приведенные А.С. Мониным [5], убеждающие в том, что важнейшую роль в изменении ротационного режима Земли в фанерозое играла эволюция системы Земля–Луна. В соответствии с законами небесной механики скорость вращения Земли находится в обратной зависимости от расстояния между Луной и Землей. А.С. Монин ссылается на расчеты Т. Макдональда (1964), согласно которым при минимальном удалении Луны от Земли (2.72 земных радиуса), имевшем место 1.79 млрд лет назад, скорость вращения Земли была в 5 раз выше современной. С того момента, вследствие начавшегося удаления Луны, вращение Земли замедляется. Этому также способствует аналогичное воздействие Солнца, по силе вдвое меньшее, нежели лунное, вследствие большего удаления от Земли [5, 10]. Согласно расчетам А.С. Монины, в настоящее время из-за уменьшения скорости вращения Земли продолжительность суток увеличивается на 1.7 мс за столетие.

Многие геологи и геофизики [11–15] полагают, что замедление скорости вращения Земли в фанерозойское время – следствие ее пульсационного расширения. О росте и дыхании Земли в свое время писал и Леонардо да Винчи [16].

Предполагается [15], что 1.6 млрд лет назад радиус Земли был на 45% меньше современного. В дальнейшем (в интервале 1.6–1.0 млрд лет) началось пульсационное увеличение объема Земли. Е.Е. Милановский [11] полагает, что спрединговое расширение океанического дна порождало трансгрессии (вследствие уменьшения глубин океанов и роста срединно-океанических хребтов) и усиление вулканической активности.



Сопоставление хода изменения среднегодовой температуры в фанерозойское время с приведенными выше палеонтологическими данными об изменении скорости вращения Земли свидетельствует об уменьшении температур воздуха при спадах скорости ее вращения (рис.1). Так, уменьшение скорости вращения Земли в конце ордовика и карбона, установленное по палеонтологическим данным, оказывается синхронным понижением приземной температуры (эпохи формирования покровных оледенений). Цикличность изменения климатических условий в фанерозойское время в связи с изменением скорости вращения Земли установлено А.В.Орловой [17]. Нет сомнения, что новая информация о флюктуациях скорости вращения Земли также найдет подтверждение в изменениях приземной температуры в соответствии с проявляющейся зависимостью.

В этой связи нельзя согласиться с А.С.Мониним [5] в том, что периоды ускорения вращения Земли, «когда наклон (земной оси. – Л.Н.) был меньше, чем сейчас... были более благоприятными для развития оледенений в полярных районах и прилегающих к ним континентах» [5, с.49]. Ускорение земного вращения возникло на завершающем этапе формирования ледников, когда из-за связывания океанской воды в высокоширотных ледниковых массивах Земля «худела», что порождало увеличение скорости ее вращения и как следствие усиление выноса тепла водными и воздушными массами в высокие широты. Последнее вызывало таяние льда, повышение уровня океана. Увеличение земного радиуса в низких широтах в связи с повышением уровня океана (и сопряженной с ним трансгрессией) замедляло скорость вращения Земли и приводило к понижению приземной температуры воздуха. Опираясь на эмпирические данные, Н.А. Ясаманов [18–19] пришел к выводу, что «развитие трансгрессий, начиная с силурийского периода, всегда сопровождалось не повышением, а некоторым понижением температуры» [19, с.32].

Трансгрессии порождают мелководье. Д.Г. Тарлинг [20] пришел к выводу, что «...наличие мелководных континентальных морей, расчленяющих континентальный блок и обеспечивающих в высокоширотной его части влагой, создают наиболее благоприятные условия для возникновения покровного

оледенения» [20, с.38]. Обратная зависимость накопления снега в Антарктиде от скорости вращения Земли проявляется в результатах исследования Н.С. Сидоренкова [21].

Таким образом, возникновение глобальных оледенений могло происходить при замедлении скорости вращения Земли, вызванного космическими (или эндогенными) факторами, а их деградация возникла вследствие увеличения скорости ее вращения при уменьшении земного радиуса в низких широтах из-за связывания больших объемов водных масс в высокоширотных ледниках.

Ряд исследователей [22–26] рассматривают периодические изменения скорости вращения Земли как фактор, вызывающий образование трещиноватости земной коры, инициирующий тектоническую (и вулканическую) активность. Происходящая при этом активизация эндогенных процессов в условиях нарушения герметизации земных недр благоприятствует выделению CO_2 в атмосферу и как следствие повышению приземной температуры воздуха за счет «парникового эффекта» (удвоение концентрации CO_2 в современной атмосфере вызвало бы увеличение температуры на 2.5°) [19, 25–28 и др.].

Предполагается [23, 29], что максимальное воздействие на деформации земной коры оказывают резкие спады скорости вращения Земли. Согласно расчетам Л.С. Лейбензона [29], для достижения предела упругости литосферы достаточно удлинения суток на 11 мин, которое происходит в течение 35–40 млн лет и соответствует тектоническому циклу второго порядка. По этой причине в литосфере возникают напряжения, разрядка которых проявляется в деформациях земной коры и сопряженных с ними рудообразованиях. Разломы земной коры активизировали вулканическую деятельность и как следствие последней – выброс в атмосферу вулканической пыли, ослабляющей проявление «парникового эффекта» за счет выделения CO_2 . М.И. Будыко [30] полагает, что запыленность атмосферы могла способствовать возникновению ледниковых эпох.

«Парниковый эффект» оказывал существенное влияние на приземную температуру, которая проявляется в заметной корреляции «всплесков» концентрации CO_2 с положительными температурными аномалиями (см. рис.1).

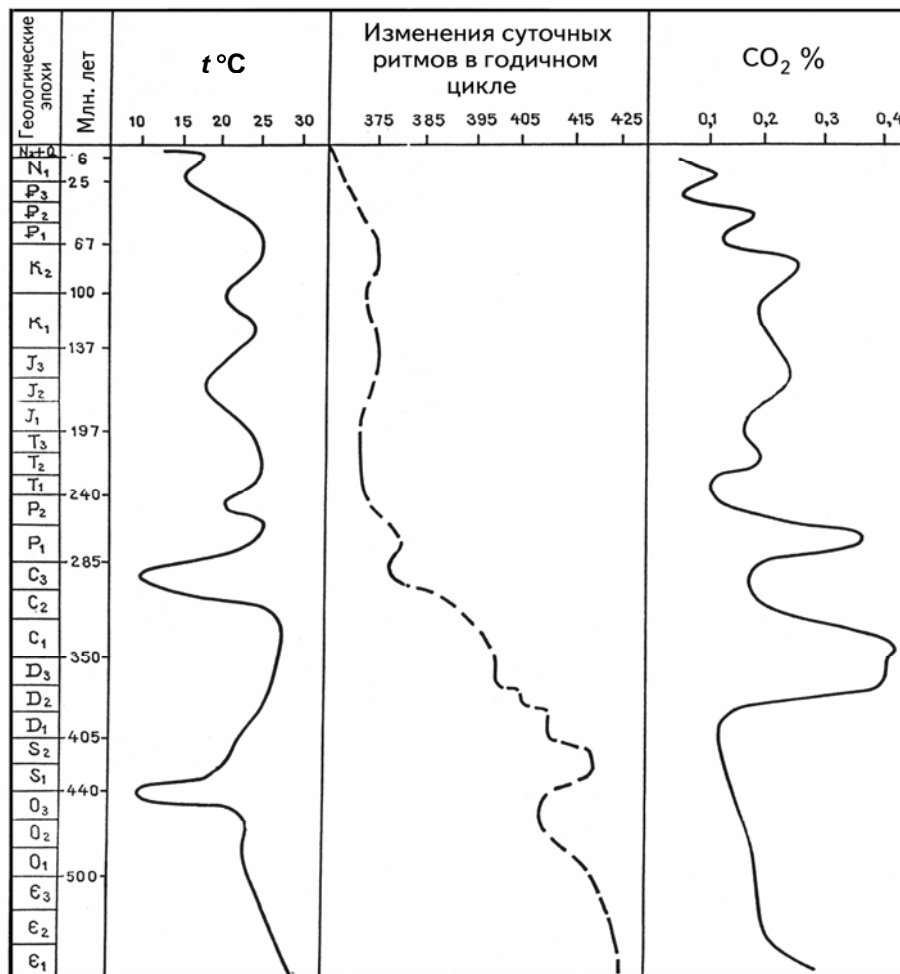


Рис.1. Изменение среднегодовой приземной температуры и концентрации CO₂ в фанерозойское время в связи с изменением скорости вращения Земли [9, 19, 27]

На фоне макроколебаний скорости вращения Земли, обусловленных ритмикой космогенных и эндогенных процессов, установлены короткопериодные флюктуации ротационного режима с изменением длины суток всего на десятые–сотые доли миллисекунд [18, 22, 31, 32].

По мнению Н.Н. Парийского [22], микроколебания скорости земного вращения – следствие эндогенной эволюции Земли. Вместе с тем в публикациях И.П. Дружинина и Н.В. Хомьяновой [32], В.М. Киселева [2], Л.И. Мирошниченко [4], Ю.Д. Калинина [1] и других авторов приводятся доказательства прямой зависимости незначительных (а периодами – и значительных) колебаний скорости вращения Земли от изменения солнечной активности. Последнее наглядно подтверждается при сопоставлении графиков скоро-

сти вращения Земли и изменения солнечной активности за последние 250 лет (рис.2).

Исследуя природу вариаций скорости вращения Земли, В.М. Киселев [2] и Ю.Л. Калинин [1] пришли к выводу о зависимости ротационного ее режима как от колебательно-вращательных движений в системе ядро–оболочка, так и от воздействия на оболочку флюктуаций солнечной активности и сопряженной с ней, меняющейся силы воздействия на магнитосферу солнечного ветра. Увеличение скорости (и плотности) солнечного ветра, сопряженное с увеличением солнечной активности, уменьшает радиус магнитосферы Земли и как следствие вызывает увеличение скорости ее вращения.

При статистической обработке данных об изменении солнечной активности и ротационного режима Земли за последние два

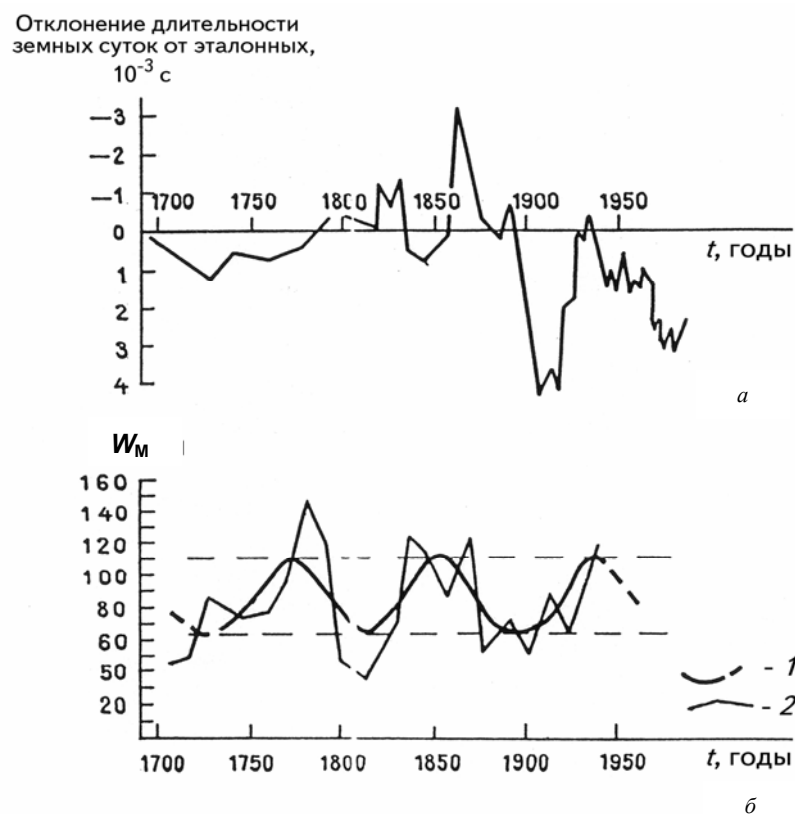


Рис. 2. Изменения скорости вращения Земли и векового цикла солнечной активности W_M [12, 18]: а – отклонение длительности земных суток от эталона; б – изменение солнечной активности; 1 – несглаженные, 2 – сглаженные данные; 3 – точки наблюдения

столетия В.М. Киселев установил, что коэффициент корреляции между изменениями скорости вращения Земли и сглаженными 11-летними средними значениями чисел Вольфа равен 0.89. Зависимость скорости вращения Земли от изменения скорости солнечного ветра во временном интервале 1962–1974 гг. характеризуется значением $r = 0.88$. И в первом и во втором примерах увеличение чисел Вольфа и скорости солнечного ветра вызывает ускорение вращения Земли. Отсутствие однозначной зависимости – свидетельство «глушения» солнечного воздействия на ротационный режим Земли эндогенными процессами. Последнее можно увидеть и на рис.2.

Находясь под контролем ротационного режима Земли, динамика водной и воздушной циркуляции четко реагирует на существенные изменения солнечной активности и сопряженного с ней земного вращения. И.В. Максимов [33, 34], используя метеолетопись последних столетий, наглядно иллю-

стрирует прямую зависимость среднего уровня океана у атлантических берегов Северной Америки, ослабления ледовитости северной части Атлантического океана и толщины годовых колец секвой в Калифорнии от солнечной активности. Иллюстрацией прямой зависимости от скорости вращения Земли переноса водных масс в высокие широты может быть график корреляции меридиональной циркуляции вод Северной Атлантики и колебания полюса вращения Земли (последние зависят от скорости вращения Земли [34, с.348]), составленный Н.П. Смирновым [35]. Из-за уменьшения скорости вращения Земли вынос теплых вод Гольфстримом через Фареро-Шетландский пролив по замерам в июне 1947–1952 гг. сокращался в 5 раз (рис.3).

С ускорением вращения Земли сопряжено усиление пассатов и порождаемых ими апвеллингов. Одним из подтверждений реальности этой зависимости может быть обогащение органическим веществом осадков

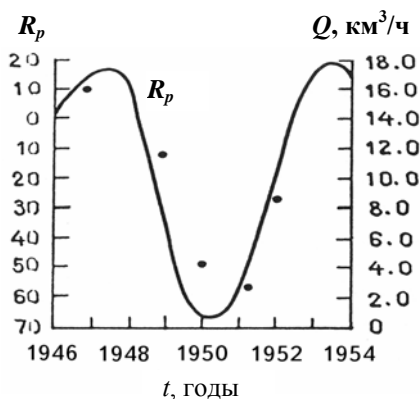


Рис.3. Корреляция статистического индекса меридиональной циркуляции вод Северной Атлантики через Фареро-Шетландский пролив в июле и нутационных колебаний полюса вращения Земли [35]: • – точки наблюдения

апвеллинговых зон, синхронных ледниковым эпохам [36–40]. В данном случае усиление апвеллинга и сопряженного с ним повышения биологической продуктивности фотического слоя воды происходит из-за увеличения скорости земного вращения вследствие уменьшения земного диаметра в низких широтах по причине связывания воды в высокоширотных ледниках.

Резкие кратковременные спады скорости вращения Земли, вызывающие замедления воздушной и водной циркуляции в низких широтах, иногда порождают драматические события. Так, спад солнечной активности 1982–1983 гг. [38] стал причиной уменьшения скорости вращения Земли [41–42]. Последнее существенно ослабило силу пассатов и как следствие вызвало затухание апвеллингов, повышение температуры поверхностного слоя воды в море на 6°C [2, 39–41]. В данном случае повышение температуры воды – следствие затухания апвеллингов и уменьшения выноса прогретых вод в высокие широты из-за ослабления приэкваториальной циркуляции водных масс.

По мнению У.Е. Картера и Д.С. Робертсона [42], спад скорости вращения Земли в 1982–1983 гг. – главная причина возникновения катастрофического по своим последствиям Эль-Ниньо¹, когда из-за затухания апвеллингов близ перуанского и экваторского по-

¹ Эль-Ниньо (по-испански – младенец) – спорадически (в среднем через 6–8 лет) возникающие аномальные потепления вод у побережья Эквадора и Перу, губительно сказывающиеся на продуктивности морского биоса [39].

бережий погибали кормовые угодья промысловых рыб, креветок, ластоногих и птиц. Оазис жизни в пределах апвеллинговых зон превратился в пустыню, усеянную трупами морских обитателей. Ураганы, возникающие в зонах проявления Эль-Ниньо, оборвали около тысячи жизней. Убытки составили более 8 млрд долл.

Ураганами и катастрофическими ливнями вновь заявил о себе Эль-Ниньо летом 1997 года². Весь спектр разрушительных событий, связанных с этим явлением, обычно реализует себя в осенне-зимнее (максимум) и весеннее время. При этом экстремальные погодные условия следует ожидать не только в тропических и субтропических зонах, где они проявляют себя максимально, но и в средних и высоких широтах.

В свое время исследователей Южного океана озадачил феномен аномального дрейфа айсбергов в низкие широты в 1888–1897 годах [34]. Как представляется И.В. Максиму, аномальный вынос айсбергов в низкие широты – следствие аномального увеличения скорости вращения Земли. Он в графической форме [34] отразил положение айсбергов в Южном океане в 1889–1897 и 1954–1958 годах. В первый временной интервал, характеризующийся предшествующей аномально высокой скоростью вращения Земли (см. рис.2), айсберги (на фоне центробежного сгона воды в низкие широты [3]) дрейфовали до 40-й параллели. В отдельных направлениях они оказались на 1700 км ближе к экватору по сравнению с положением фронта фиксации айсбергов в 1954–1958 гг., когда проявился резкий спад действия ротационных сил.

Судя по всему, длительное ускоренное вращение Земли в 1860–1897 гг. (см. рис.2) – одна из главных причин упоминаемого И.В.Максимовым аномального по продолжительности «потепления Арктики» [34, с.244] в данный временной интервал. Произошло это вследствие увеличения выноса теплых водных и воздушных масс в высокие широты.

Исследуя природу различного гипсометрического уровня водонефтяного контакта на северных и южных крыльях складок грозненских и дагестанских нефтяных скоп-

² Малыш задаст нам жару // Саратовские вести. 1997. 19 июля.



лений, Б.Н. Виктор [43] обосновывает понижение нефтяных контактов на северных крыльях усилением подтока нефти с пластовыми водами за счет центробежных сил вращения Земли. По его расчетам, на широте 45° , где максимально проявляются центробежные силы, последние способны перемещать флюиды по восстанию пласта под углом подъема, не превышающим 24° .

Проявление ротационных сил в пластовых условиях локальных структур позволяет рассматривать их как реальный фактор региональных миграционных процессов при условии учета палеоширотного положения и меридиональной ориентации палеобассейнов в период формирования скоплений углеводородов. В этой связи влияние ротационных сил следует иметь в виду при прогнозировании локализации углеводородных скоплений в мегабассейнах с пологим углом наклона напластований.

В качестве примера возможного влияния ротационных сил на региональную нефтегазоносность может служить северный борт Прикаспийской впадины, где многолетние поисковые работы пока не увенчались открытием крупных скоплений нефти и газа. Одной из причин поисковых неудач может быть центробежный сгон флюидов в южном направлении, где они улавливались (накапливались) в благоприятных структурно-тектонических условиях.

На земной поверхности широтная составляющая ротационных сил (силы Кориолиса), в десятки раз меньшая, по сравнению с центробежными, законом Бэра проявляет себя отступающими к западу (вследствие подмыва) крутым правым берегом меридионально текущих рек северного полушария и левым – южного.

Изложенное позволяет прийти к выводу, что и в геологическом прошлом пульсационные изменения скорости вращения Земли оказывали большое влияние на ход климатических процессов. Усиление земного вращения порождало усиление меридиональных перемещений водных и воздушных масс, усиление апвеллингов, повышение среднегодовой температуры и понижение меридиональных температурных градиентов. По мнению J.A. Kitchell и D.L. Klark [44], усиление меридиональной циркуляции водных

масс в конце мелового периода и в начале палеогена (когда имело место увеличение скорости вращения Земли – рис.1) – главная причина высокоширотного апвеллинга в Ледовитом океане. Спады скорости вращения Земли ослабляли меридиональную циркуляцию водных и воздушных масс и как следствие понижали среднегодовую приземную температуру, увеличивали межширотные температурные контрасты, ослабляли апвеллинг.

Генерализованно спад скорости вращения Земли в фанерозое, особенно в посткарбонное и постмеловое время, коррелируется как с флюктуационным понижением среднегодовой приземной температуры воздуха (см. рис.1), так и с понижением широтного положения внешней границы субтропиков (рис.4).

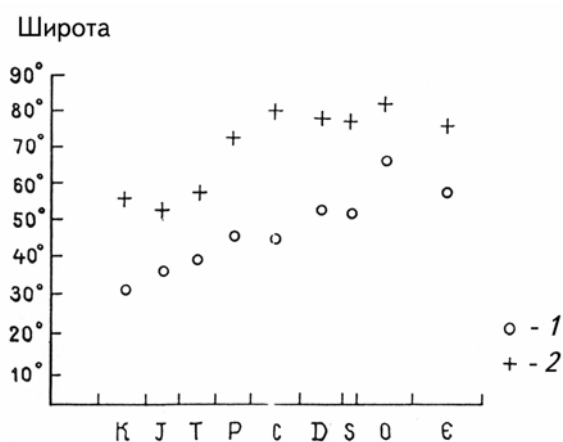


Рис. 4. Изменение широтного положения внешней границы субтропической зоны в фанерозойское время [45]: 1 – максимальное удаление от экватора, 2 – среднее положение

Таким образом, ротационный режим Земли сказывается как на напряжениях (и деформациях) земной коры и как следствие на углекислом дыхании недр, определяющем степень проявления «парникового эффекта» повышения наземной температуры, так и на динамике циркуляции водных и воздушных масс, регламентирующей меридиональный перенос тепла, от которого зависят межширотные температурные контрасты.

Влияя на апвеллинги, ротационный режим Земли контролирует биологическую продуктивность тропической зоны океанов. Спад скорости вращения порождает Эль-Ниньо с характерным для этого явления резким понижением биологической продуктив-



ности, тогда как ускорение вращения влечет за собой всплеск продуктивности гидробионтов. Одним из подтверждений последнего являются обогащенные органическим веществом прослойки в колонках океанских осадков, синхронные ледниковым эпохам, когда вследствие падения уровня океана в низких широтах (из-за связывания океанской воды в высокоширотных ледниках) Земля ускоряла вращение, вызывающее усиление выноса в фотический слой биогенных элементов.

Зависимость циркуляции водных и воздушных масс от микро- и макроколебаний ротационного режима Земли, вызываемых флюктуациями солнечной активности и эндогенными процессами, свидетельствует о несомненной актуальности учета данного фактора при долгосрочных гидрометеорологических прогнозах.

Актуально и проявление влияния ротационного режима Земли на формирование скоплений углеводородов и на динамику пластовых вод. Исследование зависимости миграции пластовых флюидов в период генерации материнскими толщами углеводородов от проявления центробежных сил может открыть путь к познанию природы особенностей формирования как локальных скоплений нефти и газа, так и закономерностей расположения нефтегазовых скоплений в пределах платформенных палеоседиментационных бассейнов, отличающихся малыми углами наклона напластований.

Библиографический список

1. Калинин Ю.Д. Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск, 1984. 160 с.
2. Киселев В.М. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск, 1980. 160 с.
3. Максимов И.В., Смирнов Н.П. Изменения скорости вращения Земли и средний уровень Мирового океана // *Океанология*. 1964. Т.IV, вып.1. С.9–18.
4. Мирошниченко Л.И. Солнечная активность и Земля. М., 1981. 144 с.
5. Монин А.С. Вращение Земли и климат. Л., 1972. 112 с.
6. Усманов Р.Ф. О влиянии вращения Земли на общую циркуляцию атмосферы // *Тр. Центрального ин-та погоды*. 1961. Вып.104. С.3–10.
7. Wells J.W. Coral growth and geochronometry // *Nature*. 1963. V.197. P.948–950.
8. Runcom S.K. Coral and the history of the earth's rotation // *Sea Front*. 1967. V.13, №1. P.91–99.
9. Kufcal Z. The rate of geological processes // *Earth-Science Reviews*. 1990. V.28, №1. P.1–284.
10. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964. 384 с.
11. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли // *Проблемы расширения и пульсаций Земли*. М., 1984. С.8–24.
12. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. М., 1962. 80 с.
13. Crawford A.R. The myth at a vast oceanic Tethys, the India-Asia problem and Earth expansion // *J. Petrol. and Geol.* 1979. V.2, №1. P.3–9.
14. Ricard N.J., Belbin L. A new continental assembly for Pangea // *Tectonophysics*. 1980. V.63. P.1–12.
15. Schmidt P.W., Embleton B.J.J. A geotectonic paradox: Has the Earth expanded? // *J. Geophys.* 1981. V.49, №1. P.20–25.
16. Леонардо да Винчи. Избранные произведения. М.; Л., 1935. Т.1. 366 с.
17. Орлова А.В. Изменение климата Земли как показатель неравномерности скорости ее вращения // *Проблемы планетарной геологии*. Л., 1963. С.52–121.
18. Куликов К.А. Вращение Земли. М., 1985. 159 с.
19. Ясаманов Н.А. Причины климатических колебаний в фанерозое // *Изв. АН СССР. Сер. географ.* 1991. №1. С.20–35.
20. Тарлинг Д.Г. Геологические и геофизические аспекты ледниковых эпох. Изменения климата. Л., 1980. С.16–44.
21. Сидоренков Н.С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена // *Метеорология и гидрология*. 1980. №1. С.52–59.
22. Парийский Н.Н. О нерегулярных изменениях скорости вращения Земли и возможной связи их с деформациями Земли и изменениями силы тяжести // *Проблемы расширения и пульсации Земли*. М., 1984. С.84–93.
23. Стюарт М.В. Некоторые вопросы тектогенеза // *Проблемы планетарной геологии*. М., 1963. С.222–274.
24. Шульд С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л., 1979. 272 с.
25. Брукс К. Климаты прошлого. М., 1952. 357 с.
26. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М., 1982. 239 с.
27. Будыко М.И., Ронов А.Б. Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое // *Геохимия*. 1979. №5. С.643–653.
28. Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. Л., 1990. 280 с.
29. Лейбензон Л.С. Собрание трудов: В 4 т. Гидроаэродинамика, геофизика. М., 1955. Т.4. 399 с.
30. Будыко М.И. О происхождении ледниковых эпох // *Метеорология и гидрология*. 1968. №11. С.3–12.
31. Дружинин И.П., Хомьянова Н.В. Солнечная активность и переломы хода природных процессов на Земле. М., 1969. 224 с.
32. Morrison L.V. Rotation of the Earth from 1663–1972 // *Nature*. 1973. V.241, №5391. P.519–521.
33. Максимов И.В. Вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана // *Тр. Ин-та океанологии*. 1954. Т.VIII. С.41–91.



34. Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана // Л., 1973. 448 с.
35. Смирнов Н.П. Долгопериодные ритмические явления в деятельности Гольфстрима. // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1965. №5. С.427–437.
36. Максимов И.В., Смирнов Н.П. Изучение причин многолетних изменений в деятельности Гольфстрима // Океанология. 1965. Т.5, вып.3. С.210–221.
37. Muller P.J., Suess F. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in oceans. 1. Organic carbon preservation // Deep-Sea Research. 1979. V.26, №12A. P.1347–1362.
38. Мизулин В.В. Больше внимания солнечно-земной физике // Вестн. АН СССР. 1991. №11. С.55–62.
39. Федоров К.Н. Этот капризный младенец – Эль-Ниньо! // Природа. 1984. №8. С.65–74.
40. Barber R.T., Clavez F.P. Biological consequences of El Nino // Science. 1983. V.222, №4629. P.1203–1210.
41. Barrentos C.S. El Nino-Southern oscillation episode of 1982–83 // Mariner's Weather Log. 1984. V.28, №2. P.81–84.
42. Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследования Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. №1. С.16–25.
43. Викторов Б.Н. Влияние центробежной силы вращения Земли на формирование нефтяных и газовых залежей // Нефтяное хозяйство. 1954. №2. С.42–46.
44. Kitchell J.A., Clark D.L. Late cretaceous-paleogene paleogeography and paleocirculation: evidence of north polar upwelling // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1982. V.40, №1–3. P.135–136.
45. Ондайк Н.В. Палеоклиматология и дрейф континентов // Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., 1966. С.159–182.

УДК 551.762.22 (470.45)

АНАЛИЗ ИЗУЧЕННОСТИ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ КЕЛЛОВЕЯ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

В.Ф. Салтыков, В.Б. Сельцер

Саратовский государственный университет,
геологический факультет
E-mail: dekanat@geol.sgu.ru

Проведенное сопоставление результатов изучения келловейских отложений в стратотипическом разрезе Малинового оврага, полученных различными исследователями, показало определенную их несопоставимость по объему и качеству биостратиграфической информации. Ее использование при выделении местных стратонов (свит) привело к уменьшению детальности расчленения отложений. Эти обстоятельства обуславливают необходимость нового всестороннего описания данного разреза с подробным анализом как вновь полученных результатов, так и ранее известных сведений на основе уточненного аммонитового стандарта.

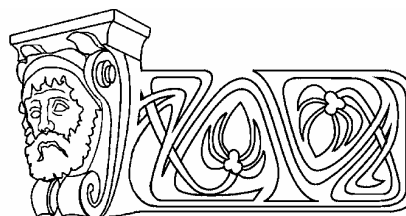
Analysis of the Knowledge of the Callovian Type Sections from the Volga Region

V.F. Saltykov, V.B. Seltser

Comparison of results obtained by various authors from Callovian beds of the stratotype section in the Malinovyj gully has shown to be incomparable in the amount and quality of biostratigraphic information. Using this information for recognizing of local strata (suites) has reduced the minuteness of deposit division. This makes new comprehensive description of the section essential as well as thorough analyses of the latest results in combination with the earlier data on the updated ammonite standard.

Введение

Стратиграфия келловейского яруса в основном базируется на вертикальном распределении зональных аммонитов по разрезу. Меньшую роль при расчленении играют



фораминиферы. Следовательно, главное значение приобретает детальность изучения наиболее полных разрезов, где возможно совмещение зональностей по макро- и микрофауне. Для келловей они преимущественно расположены на восточном склоне Приволжской возвышенности, в бассейнах рр. Курдюм и Чардым (к северу от Саратова). Обобщение палеонтологических материалов, собранных в этих обнажениях, послужило каркасом для составления первой стратиграфической схемы келловей Поволжья [1], которая с некоторыми изменениями была включена в унифицированную схему юрских отложений Русской платформы [2]. Список этих обнажений и суммированная фаунистическая характеристика каждого подъяруса приводится в работах [3, 4].

Классическим разрезом келловей в Поволжье, изучавшимся в течение десятков лет, считается обнажение в Малиновом овраге (4 км к северо-востоку от с.Хлебновки, на левом берегу Курдюма, в 33 км к северу от Саратова). Овраг приурочен к западной части Хлебновского поднятия на стыке с Корса-



ковской впадиной, входящих в Саратовские дислокации. Именно полученные здесь материалы послужили основой для выполнения посвитного расчленения келловейских отложений [5–7]. По предложению А.Г. Олферьева выделена курдюнская серия, объединяющая все три подъяруса келловея, включая шесть аммонитовых зон. Она, в свою очередь, делится на три свиты, соответствующие по объему подъярусам (снизу вверх): хлебновскую со стратотипом в данном разрезе; докучаевскую, со стратотипом, расположенным в Нижегородской области, и малиноовражную, стратотип которой также находится в Малиновом овраге. При этом составители нижневолжской (прикаспийской) схемы приняли к сведению результаты работ одних исследователей, не учтя результаты других предшественников, полученные при изучении данного разреза. К тому же для среднего келловея стратотип выбран в другом районе, хотя отложения этого возраста присутствуют в Малиновом овраге, палеонтологическая информация по которым использовалась в схеме саратовских геологов [1, 3, 4].

Несмотря на существующие различия в биостратиграфических данных, анализ опубликованных материалов позволяет предположить, что степень детальности расчленения по имеющимся фаунистическим сведениям может быть увеличена до уровня не только аммонитовых зон, но и более мелких единиц. Для чего необходимо провести сопоставление результатов работ предшественников и выявить совпадающие и противоречащие моменты. Это касается не только аммонитов, но и фораминифер, которые практически не использованы составителями стратиграфической схемы [5], хотя давно известна стратиграфическая значимость данной группы организмов. При выделении свит важное значение имеют литологическая характеристика и диагностические признаки, которые служат основанием для проведения границ между местными стратонами. Но этому уделено мало внимания. Все сказанное предопределяет необходимость выполнения анализа работ предшественников, чтобы понять степень комплексной обоснованности деления отложений келловея в стратотипическом разрезе Малинового оврага.

Сопоставление биостратиграфических данных по Малиновому оврагу

Несмотря на частое упоминание в литературе указанного обнажения, по сути, первое его последовательное описание произведено С.Н. Алексеевым и Ю.С. Репиным [8]. Они показали, что нижний келловей представлен глинистыми алевролитами мощностью 23 м, залегающими на косослоистых песках с прослоями глин, содержащих фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain и отнесенных к среднему бату. Контакт подчеркнут углублениями в песках, заполненными вышележащим глинистым материалом. В нижних 8,5 м разреза были определены аммониты *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.), *Costacadoceras mundum* (Sas.). В следующих 4,2 м обнаружены *Cadoceras elatmae* Nik., *Costacadoceras mundum* (Sas.), *M. macrocephalus* (Schloth.). В вышележащих 10 м установлены *Cadoceras aff. elatmae* Nik., *Chamossetia chamousseti* (Orb.), *Kepplerites (Gowericeras) gowerianus* (Sow.), *Sigaloceras* sp.

Алексеев и Репин отмечали, что в разрезе можно наблюдать три обособленных аммонитовых уровня (снизу вверх): нижний уровень с *M. macrocephalus* (нижние 8,5 м); второй уровень совместного нахождения *C. elatmae* Nik. и *C. mundum* (Sas.) (следующие 4,2 м); верхний уровень с *Ch. Chamousseti* (Orb.) и *K. gowerianus* (Sow.) (верхние 10 м). Два нижних уровня, по их мнению, соответствуют стандартной зоне *macrocephalus*, хотя такое заключение принимается с определенной условностью, так как в это время «центр Русской платформы занимает относительно краевое (эктонное) положение в ареале *Macrocephalites*» [8, с.134]. Недостаточно ясно положение второго уровня, хотя вид *C. elatmae* (Nik.) представляет собой яркий репер в нижнем келловее, как указывалось В.Г. Камышевой-Елпатьевской и др. [1]. Авторы отмечали: «Однако совместно с *C. elatmae* (Nik.) в описанном разрезе присутствуют *C. mundum* (Sas.) и *M. macrocephalus* (Schloth.), находящиеся и в подстилающих слоях, где *C. elatmae* (Nik.) отсутствует» [8, с.135]. Следовательно, «стратиграфический интервал распространения *C. mundum* (Sas.) и *M. macrocephalus* (Schloth.) может отвечать объему единой зоны, а интервал распространения *C. elatmae* (Nik.) соответствует подзоне»



[8, с.135]. Третий уровень отвечает зоне gowerianus. Но нижняя граница этой зоны не имеет полной ясности. На ней исчезают *M. macrocephalus*, *C. elatmae* и *Costacodoceras mundum* и только через 3 м выше по разрезу появляются *Ch. chamouseti* (Orb.) и *K. (G.) gowerianus* (Sow.). Обсуждаемые авторами вопросы разделения нижнего келловея будут предметом дискуссий еще на протяжении многих лет.

К среднему келловею отнесены глинистые алевролиты мощностью 5,5 м, в которых установлены единичные *Elatmites nikitinoensis* Sas., *E. submutatus* (Nik.), *Volgaites sp.*, пеллециподы, роостры белемнитов. Выше лежащие глинистые алевролиты (3 м) с прослоями известняков включали *E. nikitinoensis* Sas., *E. submutatus* (Nik.), *Pseudocodoceras cf. boreale* Buck., *Ps. suraense* Sas., *Proplanulites ex gr. subcuneatus* Teiss., *Kosmoceras ex gr. jason* (Rein.), *Volgaites elatmaensis* Sas., *V. mokschaensis* Sas., *Rondiceras milashevici* (Nik.), *R. tschefkini* (Orb.). Этот породный комплекс Алексеев и Репин рассматривали в объеме зоны *K. jason* стандарта. Верхняя зона *Erymnoceras coronatum*, по их данным, в разрезе не представлена.

Верхний келловей сложен алевролитами и песчаниками мощностью 9,6 м. В них встречены многочисленные аммониты, характеризующие зону *athleta* (нижние 1,6 м) с *Kosmoceras rowlstonense* (Y. et B.) и зону *lamberti* (верхние 8 м) с *Quenstedtoceras lamberti* (Sow.), *Q. leachi* (Sow.), *Q. williamsoni* Buck. и др.

В этом же году опубликована статья С.В. Мелединой [9], в которой приведены фотоизображения аммонитов, отобранных ею из нижнего келловея в обнажении Малинового оврага. Их наименования несколько отличаются от видов, описанных С.Н. Алексеевым и Ю.С. Репиным. По ее данным разрез сложен глинами с выдержанными горизонтами мергелистых септариевых конкреций, около которых наблюдались крупные (до 250 мм) остатки аммонитов. С.В. Меледина расчленила разрез по аммонитам следующим образом (снизу вверх): 1) глины мощностью 4,5 м с *Macrocephalitidae* и *Pseudocodoceras cf. mundum* (Sas.); 2) глины мощностью 19,5 м с *Cadoceras (Paracadoceras) elatmae* (Nik.), *C. (Bryocadoceras) simula-*

ns Spath., *Ps. mundum* (Sas.); 3) глины мощностью 7,5 м с *C. (B.) simulans* Spath., *Ps. mundum* (Sas.), *Ps. cf. grewingki* (Pomp.), *Ch. chamouseti* (Orb.), *K. (G.) gowerianus* (Sow.), *K. (K.) galilaei* (Opp.), *K. (K.) aff. antiquus Spath*, *Proplanulites cf. majesticus* Buck., *Choffatia sp.*, *M. (M.) formosus* (Sow.); 4) глины мощностью 2 м с *S. cf. calloviense* (Sow.), *Chamousetia sp.*, которые перекрываются средним келловеем мощностью 1,5 м с *Rondiceras milashevici* (Nik.), *Indosphinctes (Elatmites) elatmaensis* (Sas.), *I. (E.) mokschaensis* (Sas.), *Quenstedtoceras praelamberti* (Douv.).

С.В. Меледина обсуждает стратиграфическое положение аммонитов при сравнении с аммонитовой шкалой Западной Европы, используя также сведения из других разрезов на Русской платформе. Она пришла к следующим выводам, которые отчасти не согласуются со схемой деления келловея, изложенной в работе [10].

1. Глины с *S. calloviense* (Sow.) в полной мере соответствуют одноименной аммонитовой подзоне – верхней части зоны *Proplanulites koenigi* стандарта. Однако самая верхняя зона нижнего келловея «*Sigaloceras*» *enodatum* в Малиновом овраге отсутствует. Меледина, ссылаясь на свою раннюю работу [11], полагала, что вид *Kosmoceras enodatum* (Nik.) целесообразно относить уже к среднему келловею, как еще в 1885 г. предполагал С.Н. Никитин. Она подчеркивала: «Аналоги самой верхней подзоны стандарта нижнего келловея не устанавливаются на Русской платформе ни в описанном выше, ни в других местонахождениях подъяруса» [9, с.70].

2. Следующие два комплекса аммонитов (слои 2 и 3) соответствуют нижней подзоне зоны *P. koenigi* стандарта. Она указывала, что «на Русской платформе выявлен четкий и надежный биостратиграфический репер – аналог подзоны *P. koenigi* стандарта» [9, с.70].

3. Нижняя зона *M. macrocephalus* разделяется С.В. Мелединой на две части: верхняя *C. elatmae* соответствует подзоне *M. kamptus* стандарта, нижняя с *Arcticoceras ishmae* – подзоне *M. macrocephalus*, хотя вид *A. ishmae* в разрезе Малинового оврага не обнаружен. Он установлен надежно только в бассейне Печоры. С.В. Меледина отметила, что ввиду недостаточности палеонтологических данных не следует пока слои с *M. macrocephalus* отделять от зоны *C. elatmae*.



В качестве итогового заключения приведем цитату из работы С.В.Мелединой: «Теперь, когда выяснилось значительное соответствие двух комплексов аммонитов в верхней половине нижнекелловейского подъяруса Русской платформы и стандарта, следует признать нецелесообразность сохранения прежней номенклатуры этих подразделений (имеется в виду стратиграфическая схема 1962 г. – *B.C. и B.C.*). Верхняя часть нижнего келловейя на Русской платформе, как и в стандарте, должна обозначаться как зона *Sigaloceras calloviense* с подзонами *Proplanulites koenigi* внизу и *S. calloviense* вверху. Вид-индекс самой верхней подзоны *S. calloviense* и близкие ему виды широко распространены на Русской платформе... Вид-индекс *P. koenigi* пока установлен только в Днепровско-Донецкой впадине наряду с другими видами *Proplanulites*. В Саратовском Поволжье выявлено широкое распространение нижнекелловейских *Proplanulites*, отсутствие которых в ранее собранных коллекциях специалистов можно объяснить трудностями отбора из глин их крупных раковин. Мною описан близкий к *P. koenigi* (*Sow.*) вид *P. cf. majesticus* *Buck*» [9, с. 72].

В другой статье С.В. Меледина [12] предложила аммонитовую зональность в келловее Русской платформы в сопоставлении со стандартом Западной Европы. Она несколько отличалась от зональной схемы, принятой в 1962 году. С.В. Меледина отметила: «Наибольшие трудности определения ранга и обозначения отдельных биостратонов и их корреляции со стандартом вызвал нижний подъярус. Это обусловлено весьма противоречивыми сведениями о вертикальном соотношении отдельных родов и видов аммонитов, таких как *Macrocephalites*, *Chamtoussetia*, *Keplerites*, *Sigaloceras*» [12, с.120]. Автор предложила называть нижнюю зону нижнего келловейя – *S. elatmae*, которая сопоставлялась с подзоной *M. kamptus* стандарта. Она приводила типовые виды, в том числе и *Pseudocadoceras mundum* (*Sas.*), а также полагала, что «...достоверных выходов зоны в более южных районах Европейской части СССР (южнее Саратова – *B.C. и B.C.*) не известно» [12, с.122]. Отдельные находки *Macrocephalites* и *Cadoceras* в Прикаспии «...не могут считаться основанием для

установления нижней половины нижнекелловейского подъяруса...» [12, с.122].

Зона *Sigaloceras calloviense* с подзонами *Proplanulites koenigi* (внизу) и *S. calloviense* (вверху) наиболее обоснована находками аммонитов, в том числе и в Поволжье. Автор отмечала: «Во многих районах развития зоны *S. calloviense* ее верхняя подзона бывает, по видимому, размыта. Иногда она не может быть отделена по аммонитам от нижней подзоны *P. koenigi*» [12, с. 124].

«Средний келловей на Русской платформе представлен, как правило, в неполном объеме и имеет незначительную мощность (от 0,5 до 18 м)... Соотношение отдельных компонентов в аммонитовых комплексах значительно меняется в разных районах региона. Это отражает, с одной стороны, палеогеографическую и палеонтологическую их специфику, а с другой – что более характерно, – различную полноту объема подъяруса. Часто распределение по вертикали отдельных родов, подродов и видов аммонитов не допускает зональное деление среднего келловейя» [12, с.124].

Для верхнего келловейя наиболее представительными по разнообразию аммонитов являются разрезы в Саратовском Поволжье.

В монографии, опубликованной через год, С.В. Меледина [13] разрез нижнего келловейя в Малиновом овраге наращивала уже вплоть до верхнего подъяруса. Средний келловей с вышеуказанными аммонитами она относила к верхней подзоне *Egymnoceras coronatum*, полагая, что нижняя подзона приходится на перерыв в осадконакоплении. Этот вывод вступает в противоречие с заключением С.Н. Алексеева и Ю.С. Репина, которые обосновывали противоположное положение данных отложений. С.В. Меледина в свое подтверждение отмечала: «На зону *E. coronatum* указывают широко распространенные в комплексе *Binatisphinctes* (*Okaites*) *mosquensis* (*Fisch.*) и единственный экземпляр *Quenstedtoceras cf. praelamberti* (*Douv.*)» [13, с.122].

В верхнем подъярусе различаются две зоны. Нижняя из них *Peltoceras athleta* представлена глинами мощностью 1,7 м с многочисленными экземплярами *Kosmoceras* (*Lobokosmoceras*) *proniae* *Teiss.*, *K. (L.) rowlstonense* (*Y. et B.*), *K. (Kosmoceras) transitionis*



Nik., *K. (K.) duncani* (Sow.) и единичными *Hecticoceras glyptum* Buck., *Quenstedtoceras flexicostatum* (Phill.). Верхняя зона *Q. lamberti* представлена глинами с желваками фосфоритов мощностью 4,5 м, обнажающимися в верховьях оврага. В них встречались многочисленные представители рода *Quenstedtoceras*: *Q. lamberti* (Sow.), *Q. leachi* (Sow.), *Q. henrici* (Douv.), *Q. flexicostatum* (Phill.), *Q. williamsoni* (Buck.), *Eboraciceras omphaloides* (Buck.), *Kosmoceras (K.) tidmoorensis* Ark., *K. (K.) transitionis* Nik., *K. (K.) annulatum* (Quen.), *Properisphinctes bernensis* (Lor.), *Binatisphinctes* (Okaites) cf. *mosquensis* (Fisch.).

Приведенные С.В.Мелединой видовые описания аммонитов намного превосходят таковые у С.Н.Алексеева и Ю.С.Репина. Кроме того, приведенные данные по одному и тому же разрезу отличаются также разной литологией, некоторым несоответствием мощностей, но главное – различной трактовкой стратиграфического положения среднего келловей.

Примерно в то же время депонирована работа Г.В.Кулевой в соавторстве с коллегами, представившими описание опорного разреза в Малиновом овраге [14]. Данные авторы стремились наиболее полно охарактеризовать вскрываемые отложения. На основании результатов гранулометрического анализа они доказали преимущественно глинистый состав изученных пород. В подошве (0,4–3 м) залегают алевриты, выше располагаются алевритовые глины с суммарной мощностью 10,4–13 м. Глинистые минералы представлены гидрослюдой (60%), смектитом (20%), каолинитом (20%). Установлена магнетит-ильменит-эпидотовая минеральная ассоциация. Эти породы содержат аммониты *C. elatmae* (Nik.), *C. modiolare* (Orb.), *M. macrocephalus* (Schloth.), *Pseudocadoceras dorbignyi* (Maire), *K. (G.) gowerianus* (Sow.), *Ch. Chamouseti* (Orb.). Это сообщество принято считать соответствующим зоне *C. elatmae*. Фораминиферовый комплекс включает виды *Lituotuba nodus* Kosyr., *Haplo-phragmoides* cf. *infracalloviensis* Dain, *Ammo-baculites* ex gr. *fontinensis* Terq.

Выше залегают алевритистые глины мощностью 10 м. Минералогические признаки остаются теми же самыми. Кровля отложений размыта, что подчеркивается сменой

окрасок пород выше по разрезу. В них установлены *Ch. chamouseti* (Orb.), *K. (G.) gowerianus* (Sow.), редкие *C. elatmae* (Nik.) и *S. calloviense* (Sow.) в верхах разреза. Учитывая появление последнего вида, отложения соотносили с одноименной зоной нижнего келловей. Из фораминифер указаны *Am. ex gr. fontinensis* Terq., *Recurvoides* sp. Встречены также белемниты и двустворки. Отложения нижнего подъяруса характеризуются в целом обратной магнитной полярностью, но в верхах отмечаются интервалы прямого знака.

Нижняя зона среднего келловей – *Kosmoceras jason* – представлена алевритовыми глинами с прослоями алевритов мощностью 9,5 м. В пелитовой фракции убывают концентрации гидрослюды (40%), но возрастают содержания смектита (до 30%), каолинита (до 25%), появляется хлорит (до 15%). Меняется и состав ассоциации устойчивых минералов – она соответствует циркон-гранат-ильменит-рутилу с примесью хромита. По палеомагнитным данным, в отложениях преобладает обратная полярность, но в верхах появляется, вероятно, прямая намагниченность. Среди аммонитов наблюдаются *Kosmoceras jason* (Rein.), *K. gulielmii* (Sow.), *Rondiceras milashevici* (Nik.), *Perisphinctes (Elatmites)* sp., *I. mutatus* Traut. Указано несколько видов белемнитов. Состав фораминиферового комплекса разнообразен, с типовыми видами среднего келловей. Кровля зоны размыта, а породы верхней зоны *E. cognatum* не установлены.

Верхний келловей в низах разреза сложен известковистыми глинами с прослоями известняков. Минералогические признаки в целом аналогичны среднекелловейским породам. Среди аммонитов обнаружены *P. rjasnensis* Teiss., *K. spinosum* (Sow.), *K. cf. proniae* Teiss., *K. rowlstonense* (Y. et B.), *K. transitionis* Nik., *Q. praelamberti* Douv., *Q. flexicostatum* (Phill.), *Q. brasili* Douv., *Q. mariae* (Orb.), *Q. lamberti* (Sow.). Указаны белемниты и двустворки. Состав фораминиферового комплекса обилен и разнообразен, с типовыми видами верхнего келловей. Кулёва, наряду с другими авторами, соотносит отложения мощностью 6 м с зоной *Peltoceras athleta*. В породах установлена обратная магнитная полярность.



Верхняя зона *Q. lamberti* представлена светло-серыми известковистыми глинами мощностью до 5 м в обнажении и 22 м в скважине, которая, однако, не имеет номера и расположение ее является приблизительным. В глинах встречены аммониты *Q. lamberti* (Sow.), *Q. flexicostatum* (Phill.), *Q. mariae* (Orb.), *Q. omphaloides* (Sow.), *Q. henrici* Douv., белемниты и двустворки. Состав фораминиферового комплекса очень близок к выделенному из нижней зоны. Палеомагнитная характеристика является не вполне ясной, больше оснований полагать здесь прямую полярность.

Сравнение описаний Г.В. Кулевой с коллегами и С.В. Мелединой при некоторых отличиях показывает их большое сходство, прежде всего по литологии, но они не совпадают по величинам мощностей среднего и верхнего келловоя и по наборам характерных аммонитов. С другой стороны, данные Г.В. Кулевой с коллегами подтверждают сведения С.Н. Алексеева и Ю.С. Репина о присутствии зоны *K. jason* и размыве отложений зоны *E. coronatum*, что противоречит представлениям С.В. Мелединой.

Фораминиферовые комплексы даются в виде списка, хотя ранее Г.Н. Старцева и Т.Н. Хабарова [15] приводили распределение видов по всему разрезу в Малиновом овраге. Их рисунок лучше характеризует микрофаунистическую зональность в келловее (рисунок), причем сделана попытка сопоставить фораминиферовые комплексы с аммонитовыми зонами, принимая во внимание то положение, что в среднем келловее представлены обе зоны. Распределение фораминифер по разрезу выявило следующие особенности: а) отложения нижнего келловоя содержат бедную микрофауну; любопытно, что в ее состав входит вид *Reophax scabrosus* Starts., который Г.Н. Старцевой [16, 17] отнесен к самым низам подъяруса; б) с определенной условностью можно отметить самостоятельные наборы видов микрофауны для отложений, соответствующих каждой аммонитовой зоне, хотя авторы в целом придерживаются традиционной схемы стратификации келловоя по фораминиферам [18]; в) сравнение таксономического состава комплексов, изученных в отложениях Малинового оврага и в других разрезах (включая и скважины) Ниж-

него Поволжья, выявило его относительную обедненность в породах этого района.

В качестве завершающей работы, посвященной описанию разреза в Малиновом овраге, следует рассмотреть монографию Ю.С. Репина и Н.Х. Рашвана [19]. Ее большая часть отводится описанию и фотоизображению аммонитов. Меньшее место занимают вопросы стратиграфии. Авторы повторяют литологическое описание разреза, приведенное ранее [8], и расширяют список найденных ими аммонитов. Они совершенно не упоминают о результатах исследований Г.В. Кулевой и др. и лишь частично обсуждают данные С.В. Мелединой. Главное же значение их интерпретации сводится к тому, что они пытаются сопоставить данные по Малиновому оврагу с уточненным аммонитовым стандартом.

Репин и Рашван отмечают полное отсутствие самой нижней зоны нижнего келловоя *herveyi* современного стандарта [20] в районе Мангышлака. Однако в Малиновом овраге она присутствует и сопоставляется с зоной *Costacodoceras mundum*. При этом найденный в основании разреза в данном обнажении аммонит неудовлетворительной сохранности, определяемый ранее как *Macrocephalites*, установлен как *M. cf. triangularis* Spath, который входит в группу древнейших макроцефалитов. В связи с чем авторы относят породы мощностью 3,5 м с нижней подзоной *Keplerites* (К.) *kepleri* стандарта. Верхняя подзона в Малиновом овраге (*C. elatmae*) не имеет достаточно надежного положения, тем не менее они эту подзону сопоставляют с двумя подзонами *M. (M.) terebratus* и *M. (К.) kamptus* стандарта.

Выше располагается зона *Proplanulites koenigi*, в которой выделяется подзона *gowerianus*, сопоставляемая с нижней одноименной подзоной стандарта. Однако две верхние подзоны стандарта *K. (К.) curtilobus* и *K. (К.) galilaei* в разрезе Малинового оврага авторы не могут идентифицировать. Заметим, что С.В. Меледина обнаружила типовой аммонит *K. (К.) galilaei* (Opp.), что заставляет по-иному взглянуть на выводы Ю.С. Репина и Н.Х. Рашвана в данном отношении.

В изучаемом разрезе упомянутые авторы выделяют подзону *calloviense* в объеме, сопоставимом с объемом одноименной под-



Ярус		Келловейская группа		Подъярус		Зона	Состав пород	Мощность, м	Распределение				
Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	1	2	3	4	5	6
Л. ovata - acuminata (Wism.)													
L. uhligi (Wism.)													
L. simplici (Kübl. et Zw.)													
L. brevispira (Wism.)													
L. subglauca (Wism.)													
L. polonica (Wism.)													
L. praepolonica K. Kuzn.													
L. tumida Mjatl.													
L. mira Kosyr.													
L. nopolis (Wism.)													
L. nobilis (Kapt.)													
L. subbilitis (Wism.)													
L. cultroformis Mjatl.													
L. pseudocrassa Mjatl.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Uthya supraalloviensis (Wism.)													
Huberulinella tenua E. Dijk.													
L. crassa (Kübl. et Zw.)													
L. tenuis (Kübl. et Zw.)													
L. tenuis (Kübl. et Zw.)													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													
Lenticulina cidaris Kosyr.													

Распределение видов фораминифер в келловейских отложениях опорного разреза в овраге Малиновий [15] Отложения: 1 – глина; 2 – мергель; 3 – конcretion; количество и частота встречаемости фораминифер: 4 – более 50 экз.; 5 – постоянно встречающиеся; 6 – встречающиеся не в каждом образце



зоны стандарта. Однако выше расположенная подзона *enodatium* в Малиновом овраге не имеет надежного аммонитового подтверждения. Они подчеркивают: «На Русской платформе до сих пор не выявлен разрез, в котором можно было бы проследить непосредственный переход от нижнего к среднему келловей» [19, с.17]. В рассматриваемом разрезе «выше находок *S. calloviense* выявлен интервал, содержащий как элементы нижнего, так и среднего келловей, что не позволяет однозначно трактовать его возраст. Но здесь отсутствует *K. jason*, вид-индекс нижней зоны среднего келловей» [19, с.17]. Поэтому Алексеев и Репин считают, что отложения, приходящиеся на интервал мощностью 4,5 м с аммонитами *Sigaloceras (Catasigaloceras) planicerclus* (Buck.), *Indosphinctes (Elatmites) elatmaensis* Sas., *I. (E.) cf. submutatus* (Nik.), *Pseudocadoceras petelini* (Pomp.), *Ps. (Novocadoceras) cf. suraense* Sas. в подстилающих известняках и *S. (C.) enodatium* (Nik.), *S. (C.) planicerclus* (Buck.), *Kosmoceras (Gulielmites) subnodatum* Teiss., *K. (G) ex gr. medea* Call., *K. (G.) lorenzi Repin*, *Rondiceras milashevici* (Nik.), *I. (E.) mokschaensis* (Sas.), *I. (E.) submutatus* (Nik.), *I. (I.) mutatus* (Traut.) из покрывающих глин, соответствуют объединенным подзонам *enodatium* нижнего келловей и *medea* среднего подъяруса. Однако, как и в выше рассмотренном случае, такой подход не согласуется ни с данными С.В. Мелединой, ни с данными Г.В. Кулевой и др. Таким образом, предположение Ю.С. Репина и Н.Х. Рашвана о том, что верхняя подзона *jason* и вся верхняя зона *E. coronatum* среднего келловей приходится на перерыв в осадконакоплении, вступает в противоречие или частично с представлениями Г.В. Кулевой и др., или полностью с результатами С.В. Мелединой.

В верхнекелловейских отложениях данные авторы отмечают отсутствие самой нижней подзоны *phaeinum*, что вполне вероятно. Две последующие подзоны *propiae* и *spinosa* зоны *Peltoceras athleta* и обе подзоны зоны *Q. lamberti* представлены в рассматриваемом разрезе. Исследователи не обсуждают вопрос мощностей отложений, но приводимые ими величины лишь частично можно сравнивать с данными С.В. Мелединой и Г.В. Кулевой и др.

Столь подробно изложенные материалы по описанию келловей в Малиновом овраге показывают, что сведения, полученные различными исследователями примерно в одно и то же время, кроме монографии Ю.С. Репина и Н.Х. Рашвана [19], не в полной мере согласуются между собой. Это касается и литологии, и величин мощностей, и списка обнаруженных аммонитов, и интерпретации их стратиграфического положения, и следовательно, выделения стратонов. Лишь в монографии Репина и Рашвана отчасти обсуждаются данные С.В. Мелединой, но не упоминаются результаты Г.В. Кулевой и др. А ведь речь идет об описании стратотипического разреза келловей для Русской платформы.

Только в работах [14] и [15] приводятся фораминиферные комплексы, причем в статье Г.Н. Старцевой, Т.Н. Хабаровой [15] убедительно показана обедненность микрофаунистической характеристики по сравнению с другими районами Поволжья.

Упоминание Г.В. Кулевой и др. о скважине около Малинового оврага нельзя принимать во внимание, так как сведения по ней в работе отсутствуют. Между тем поблизости от оврага расположена скважина 36, пробуренная еще в 1950-е гг., с приличным описанием керна, определениями фораминифер и каротажной диаграммой. Судя по этим данным, мощность отложений составляет: для нижнего келловей – 30 м (184–154 м), для среднего – 26 м (154–128 м), верхнего – 4 м (128–124 м). Поэтому трудно понять величину мощности последнего подъяруса в 22 м, приводимую в работе Г.В. Кулевой и др. Данные по скважине 36 лучше согласуются с результатами других исследователей. В то же время в материалах исследования В.П. Николаевой (1968 г.) приводятся сведения о мощностях верхнего келловей, достигающих величин 45 м.

Ни в одном из описаний не обращено внимание на то обстоятельство, что Малиновый овраг приурочен к зоне флексуры, где породы залегают под разными углами падения. Таким образом, осталось неясным, о каких мощностях идет речь – истинных или видимых. Все исследователи рисуют сводный разрез и не показывают, как же распределены конкретные обнажения по оврагу. По нашим данным, там действительно разрез



является непрерывным без пропусков наблюдений, т.е. одни слои непосредственно залегают на нижележащих породах. Однако между выделяемыми подъярусами всеми исследователями отмечались следы перерывов. Кроме того, в овраге не установлена верхняя часть верхнего келловей.

В других местах Нижнего Поволжья известны обнажения, в которых вскрываются лишь части полного разреза келловей. Следовательно, их биостратиграфическая ценность невелика. Материалы по ним обобщены в работе [4]. Но в последние годы были обнаружены новые обнажения, из которых получена новая информация. В.Б.Сельцер [21], описывая нижнекелловейские отложения в Елшанском разрезе (около Саратова), нашел аммониты *Kepplerites* cf. *keppleri* (Opp.), *Cadoceras* cf. *bodylevskii* Freb. и *Costacadoceras* sp. Первый вид характеризует низы зоны herveyi стандарта, что дает основание считать ее присутствие в разрезе Малинового оврага. Следует обратить внимание на новое местонахождение фауны, уникальной по своей сохранности и стратиграфической значимости, в окрестностях пос.Дубки [22]. В публикации В.В.Митты [23] обсуждается палеонтологическая обоснованность верхней границы келловей в бассейне Волги. Автор отмечает, что в окрестностях Саратова пограничные отложения келловей и оксфорда представлены прекрасным разрезом (пос. Дубки), где присутствует фаунистический горизонт *paucicostatum* (верхи зоны *lamberti*). Ранее в диссертационных материалах В.П.Николаевой также указывалось на непрерывность разреза между келловеем и оксфордом в некоторых скважинах в районе Саратова.

Заключение

Изложенные сведения об изученности стратотипического разреза в Малиновом овраге можно суммировать в следующих выводах.

1. Проведенный анализ результатов изучения одного и того же разреза различными исследователями, выполненный в течение 1980–90-х гг., выявил как фаунистическую обоснованность деления келловей на уровне подъярусов, что было известно давно, так и неодинаковые наборы аммонитов, особенно

на уровне зон, подзон и фаунистических горизонтов. Наибольшие противоречия выражены в трех моментах. Первый момент – осталась невыясненной полнота разреза нижнего келловей, учитывая находки В.Б.Сельцера к югу от рассматриваемого оврага. Аналогично можно сказать и об объеме верхнего подъяруса. Второй – существуют неопределенности и при проведении границ между зонами. Третий – приводится противоречивая биостратиграфическая информация по поводу присутствия или отсутствия отложений какой-либо одной из аммонитовых зон среднего келловей.

2. Выполненные исследования базировались на частично устаревшей аммонитовой шкале, исключением является монография [19]. В настоящее время для Западной Европы принята новая более дробная шкала [24, 25]. Аналогичные работы проведены и для центра Русской платформы [26, 27]. Анализируя изображения аммонитов В.Г.Камышевой-Елпатьевской и др. [1], собранных в Малиновом овраге, Дж. Калломон и Дж. Райт высказали предположение, что вид *Cadoceras elatmae* Nik., неизвестный в Западной Европе, и формы *Kepplerites gowerianus* (Sow.) происходят из тех же окрестностей и той же зоны и могут быть сопоставлены с подзоной *koenigi* [24].

Следовательно, необходимо дополнительное изучение данного разреза. Новый подход продемонстрирован в работах [27, 28], где проанализировано стратиграфическое положение ранее известных и вновь встреченных видов аммонитов именно с позиций обновленного аммонитового стандарта [20].

3. Если по аммонитам получена хотя и несовпадающая по качеству, но ценная информация, то по другим группам фоссилей, в частности по фораминиферам, кроме статьи [15], данные практически отсутствуют. Стратиграфическая значимость микрофауны при расчленении отложений общеизвестна, и она убедительно показана Г.Н.Старцевой и Т.Н.Хабаровой как для Малинового оврага, так и для других районов Поволжья.

4. Литологическая характеристика стратонев, выделенных по материалам из Малинового оврага, основывается, видимо, на визуальных наблюдениях. Только в работе



Г.В.Кулевой и др. [14] приводятся результаты лабораторных исследований. Однако эти сведения оказались не полностью востребованными, что отразилось на комплексности обоснования при выделении свит [5], снижая тем самым значимость данного разреза, призванного служить эталоном для последующего сравнения.

Библиографический список

1. Камышева-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. Сазонов Н.Т. Унифицированная схема стратиграфии юрских отложений Русской платформы (проект) // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып.29, т.2. С.5–46.
3. Камышева-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Келловей юго-востока Русской платформы и его фауна // Вопр. стратиграфии верхней юры. М., 1974. С.20–28.
4. Николаева В.П., Троицкая Е.А. Фаунистическая характеристика келловей Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопр. стратиграфии и палеонтологии. Саратов, 1975. Вып.1. С.42–54.
5. 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.
6. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб., 1993. 72 с.
7. Олферьев А.Г. Юрские отложения востока Русской платформы // Вопр. совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных регионов России. СПб., 1997. С.95–107.
8. Алексеев С.Н., Репин Ю.С. Новые данные по келловейским отложениям Малинового оврага (Саратовское Поволжье) // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С.130–137.
9. Меледина С.В. Зональное деление нижнего келловей Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986(а). №7. С.66–74.
10. Зоны юрской системы в СССР // Тр. МСК. 1982. Т.10. 192 с.
11. Меледина С.В. Неправомерность использования вида *Kosmoceras enodatium* Nikitin в качестве подзонального индекса нижнего келловей // Геология и геофизика. 1984. №5. С.55–60.
12. Меледина С.В. Зональное деление келловей Русской платформы // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986(б). С.119–129.
13. Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей суббореальных районов СССР // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1987. Вып.691. 184 с.
14. Кулева Г.В., Троицкая Е.А., Букина Т.Ф. и др. Опорный разрез келловейского яруса оврага Малиновый. Саратов, 1988. 55 с. Деп. в ВИНТИ 10.06.88 г. № 4605 – В88.
15. Старцева Г.Н., Хабарова Т.Н. Ульяновско-Саратовский прогиб и северо-западная часть Прикаспийской впадины // Биостратиграфия верхнеюрских отложений по фораминиферам. Вильнюс, 1982. С.50–61.
16. Старцева Г.Н. Детальное расчленение верхнеюрских отложений Среднего Поволжья по данным изучения фораминифер // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С.30–40.
17. Старцева Г.Н., Козлова В.И. Новые виды фораминифер из нижнего келловей бассейна р. Инсар // Вопр. геологии Южн. Урала и Поволжья. Саратов, 1972. Вып.8, ч.1. С.122–128.
18. Григалис А.А., Кузнецова К.И. Стратиграфическая шкала верхней юры СССР по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. №5. С.26–37.
19. Репин Ю.С., Раиван Н.Х. Келловейские аммониты Саратовского Поволжья и Мангышлака. СПб., 1996. 256 с.
20. Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Europeen et Mediteraneen. Zonations paralleles et distribution des invertebres et microfossiles / Coord. Cariou E., Hantzperque P. // Bull. Centre Rech. ELF Explor. Prod. 1997. Mem.17. 440 p.
21. Сельцер В.Б. Нижняя граница келловейского яруса на территории Нижнего Поволжья // Проблемы геологии Европейской России: Тез докл. Всерос. науч. конф. Саратов, 29–31 окт. 2002 г. Саратов, 2002. С.45–46.
22. Сельцер В.Б. Новое местонахождение келловей-нижнеоксфордской аммонитовой фауны на территории Саратовского Поволжья // Проблемы геоэкологии Саратова и области. Саратов, 1999. Вып.3. С.102–108.
23. Мумта В.В. О пограничных отложениях келловей и оксфорда бассейна Волги // Новости из Геол. музея им. В.И.Вернадского. 2003. №11. 21 с.
24. Callomon J.H., Wright J.K. Cardioceratid and Kosmoceratid ammonites from the Callovian of Yorkshire // Palaeontology. 1989. V.32. P.799–836.
25. Callomon J.H., Diel G., Niederhofer H.J. On the true stratigraphic position of Macrocephalites macrocephalus (Schlotheim, 1813) and the nomenclature of the standart Middle Jurassic «macrocephalus zone» // Stuttgart. Beitr. Naturk. 1992. Ser.B. №185. P.1–65.
26. Гуляев Д.Б. Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата – нижнего келловей Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т.9, №1. С.68–96.
27. Мумта В.В. О проблемах биостратиграфии средней юры Европейской России // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып.39. С.28–33.
28. Киселев Д.Н. Зоны, подзоны и биогоризонты среднего келловей Центральной России // Тр. естественно-географ. фак. Яросл. гос. пед. ун-та им. К.Д.Ушинского. 2001. Спец. вып. 1. 38 с.



УДК 568.16

Посвящается памяти саратовского краеведа
Николая Николаевича Ильина

О ПАЛЕОПАТОЛОГИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПЛЕЗИОЗАВРОИДОВ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

С.А. Степанов¹, М.С. Архангельский², А.В. Иванов², М.А. Григорьев³

¹ Саратовский государственный медицинский университет,
кафедра патологической анатомии

E-mail: paleozoo@san.ru

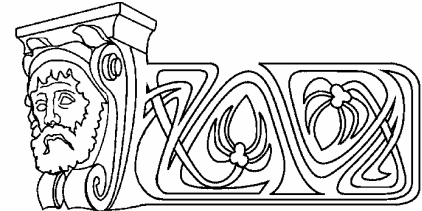
² Саратовский государственный университет,
кафедра исторической геологии и палеонтологии

E-mail: paleozoo@san.ru

² Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии

E-mail: geoeecologia@info.sgu.ru

³ Палеонтологический клуб «Тетис», Саратов



Описаны остатки плезиозавроидов со следами механических травм (укусов) и палеопатологических изменений в костной ткани. Весь описанный костный материал происходит из верхнемеловых отложений территории Нижнего Поволжья.

On Paleopathology of the Upper Cretaceous Plesiosauroid Sauropterygians of the Lower Volga-Region

S.A. Stepanov, M.S. Arkhangelsky, A.V. Ivanov, M.A. Grigoriev

Plesiosauroid sauropterygian remains with mechanical traumas (predator's bites) and paleopathological modifications in bone structure were described from the Upper Cretaceous deposits of the Lower Volga region.

Незначительное количество сведений о палеопатологических изменениях в костях морских мезозойских пресмыкающихся, а следовательно, малое количество публикаций, посвященных данной тематике, ранее отмечалось авторами. Нами был приведен немногочисленный библиографический список по данному вопросу [1–3]. В связи с этим возникает необходимость дальнейших исследований в данном направлении.

Значительный интерес представляет описываемый ниже ряд находок остатков завроптеригий со следами механических травм и палеопатологических изменений костной ткани. Весь остеологический материал происходит из верхнемеловых отложений Саратовской и Пензенской областей [4].

Среди имеющегося в распоряжении авторов материала сохранился незначительный фрагмент левого коракоида (экз. СГУ №104а/39), несущий фасетки для формирования гленоидной впадины и контакта с лопаткой (см. рис. 1 на вклейке 2). Кость происходит из нижнекампанского фосфоритово-

го горизонта местонахождения «Широкий Карамыш-2» (Лысогорский район, Саратовская область). Длина фасетки для сочленения с лопаткой составляет 28 мм; длина фасетки, участвующей в формировании гленоида – 58 мм. На вентральной поверхности кости ближе к суставному сочленению располагается глубокая борозда клиновидной формы и неравномерной глубины. Отрезок борозды, при-мыкающий к суставной поверхности, имеет глубину 6 мм и ширину 4,5 мм. Противоположный конец борозды выходит на поверхность костной ткани и имеет незначительное углубление (0,2 мм). Длина борозды – 33 мм. На этой же поверхности прослеживаются еще три параллельно идущие борозды равномерной глубины (0,5 мм). Их длина соответственно составляет – 18 мм, 27 мм, 18 мм. Первые три борозды располагаются на равном друг от друга расстоянии, составляющем 8 мм. Четвертая борозда находится в 20 мм от третьей. Все борозды слабо изогнуты. Можно предположить, что указанные структурные изменения на костной поверхности связаны с механическим повреждением – укусом. Следы регенерации костной ткани отсутствуют, и повреждение, видимо, являлось посмертным.

В коллекции имеется левый propodium взрослой особи (экз. СГУ № 104а/40), обнаруженный в нижнекампанском фосфоритовом горизонте местонахождения «Карякино» (Татищевский район, Саратовская область). Длина кости составляет 327 мм, ширина дистального эпифиза – 170 мм, проксимального – 67 мм, диафиза – 80 мм. На дорсальной



поверхности проподия располагаются четыре параллельно идущие борозды различных размеров (длина – от 11 до 32 мм, ширина – 2–3 мм, глубина – 0,5–1,5 мм) (см. рис. 2 на вклейке 2). Борозды располагаются в области диафиза и направлены в постеро-проксимальном направлении. Края борозд ровные, сглаженные. Расстояние между бороздами от 9 до 18 мм. Расстояние между крайними бороздами – 63 мм. Следы регенерации костной ткани также отсутствуют и укус, видимо, также был нанесен посмертно.

На вентральной поверхности у основания проксимального эпифиза на костной поверхности имеются углубления различной формы, максимальный размер которых не превышает 2–3 мм. Вследствие этого поверхность костной ткани выглядит бугристой.

Сходный характер костной поверхности отмечен на фрагменте проксимального эпифиза крупного проподия взрослой особи (экз. СГУ №104а/41) из верхнетуронского фосфоритового горизонта местонахождения «Красный Текстильщик» (Саратовский район, Саратовская область) (см. рис. 4 на вклейке 2). Сохранившаяся длина фрагмента – 221 мм, ширина у основания эпифиза – 75 мм. Здесь поверхность костной ткани зернистая, бугристая, узелковая, покрыта углублениями диаметром от 2 до 14 мм, с редкими гаверсовыми каналами. Указанная поверхность костной ткани являлась местом прикрепления мощных сухожилий мышечной ткани. Однако неровно-узелковый характер ткани указывает на наличие оссификатов, предпосылкой развития которых могли быть изменения кальциевого и минерального обмена.

Значительный интерес представляет фрагмент кости нижней челюсти (экз. СГУ № 104а/42), обнаруженный в нижнекампанском фосфоритовом горизонте местонахождения «Белый Ключ» (Сердобский район, Пензенская область). Сохранившаяся длина – 240 мм, сохранившаяся высота – 92 мм. На поверхности фрагмента имеется дефект неправильно-овальной формы (размер ~62×66 мм, глубина около 14 мм), местами окруженный выступающим валиком. Дно дефекта крупнобугристое, местами с ямками. Наличие указанного углубления может свидетельствовать о хроническом процессе (типа остеомиелита), связанном с распадом костной ткани (см. рис. 3 на вклейке 2). Аналогичные изменения были описаны нами в ранее опубликованной работе [3].

Определенный интерес представляет описание неполного проподия ювенильной особи (экз. СГУ №104а/43) из нижнесаратовского фосфоритового горизонта местонахождения «Шаблиха» (Саратовский район, Саратовская область) (см. рис. 5 на вклейке 2). Сохранившаяся длина проподия составляет 214 мм. Эпифизы не сохранились. Ширина диафиза – 56 мм. Кость сильно окатана. На дорсальной и вентральной поверхностях кости располагаются углубления полуовальной формы с пологими краями и гладкой шлифованной поверхностью. Диаметр их достигает 10–13 мм. На дорсальной поверхности, ближе к проксимальному эпифизу, они группируются в участок площадью около 34×41 мм. На заднем крае проподия имеется незначительное субовальное гладкое (длиной 49 мм) шлифованное углубление, ограниченное слабыми гребнями и несущее единственный гаверсов канал диаметром 0,5 мм. Расположение углублений нехарактерно для строения нормальной костной ткани и может быть следствием давления на ее поверхность, скорее всего, очагов гнойного воспаления, ограниченных толстой фиброзной капсулой. Подобные процессы приводили к мощным абсцессам. Propodium ювенильной особи с идентичными патологическими изменениями ранее уже был описан авторами [3].

Авторы выражают искреннюю благодарность М.Ю. Григорьеву, И.В. Архангельской, М.С. Ивкину и Е.В. Попову (Саратовский государственный университет) за любезную помощь, оказанную при подготовке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65157).

Библиографический список

1. Степанов С.А., Архангельский М.С., Иванов А.В. О палеопатологии Ichthyopterygia // Вопросы палеонтолог. и стратигр. верхнего палеозоя и мезозоя (памяти Г.Г. Поляковой). Саратов, 2004. С.168–171 (Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии Саратов. гос. ун-та. Нов. сер. Т.XVI).
2. Степанов С.А., Архангельский М.С., Иванов А.В., Успенский Г.Н. О палеопатологии ихтиоптеригий // Архив Палеонтолог. 2004. №2. С.29–31.
3. Степанов С.А., Архангельский М.С., Иванов А.В. О палеопатологии Sauropterygia // Недр Поволжья и Прикаспия. 2005. №43. С.28–31.
4. Первушов Е.М., Архангельский М.С., Иванов А.В. Каталог местонахождений остатков морских рептилий в юрских и меловых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов, 1999. 232 с.

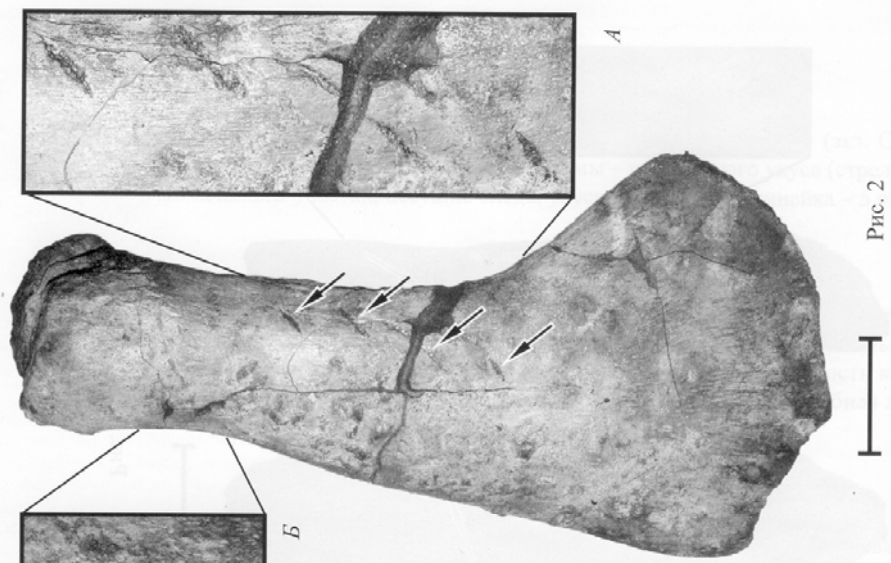


Рис. 2

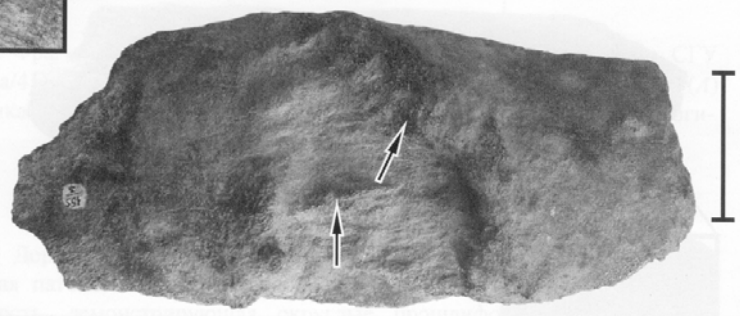
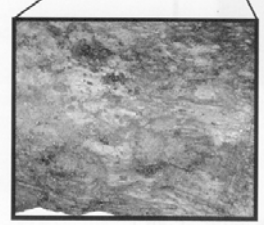


Рис. 3

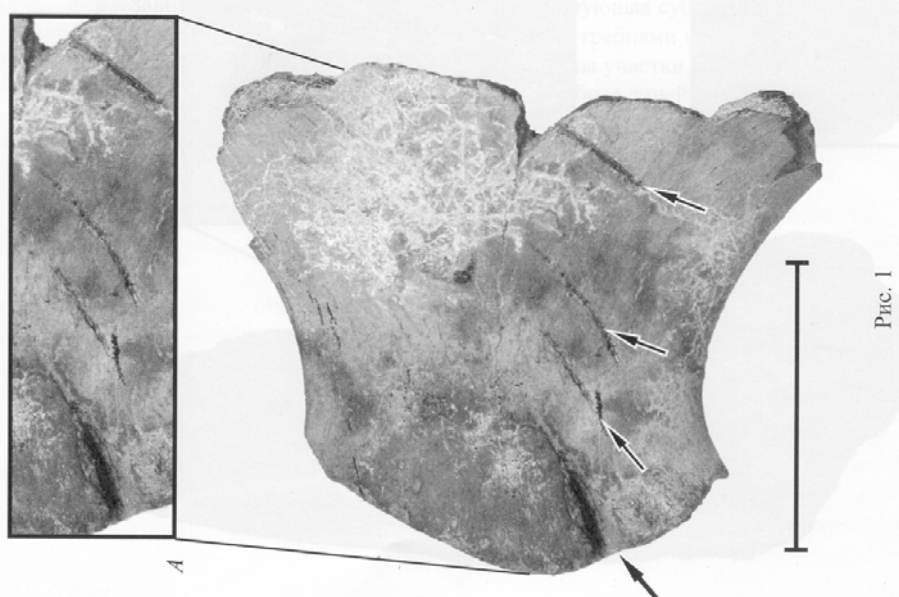


Рис. 1

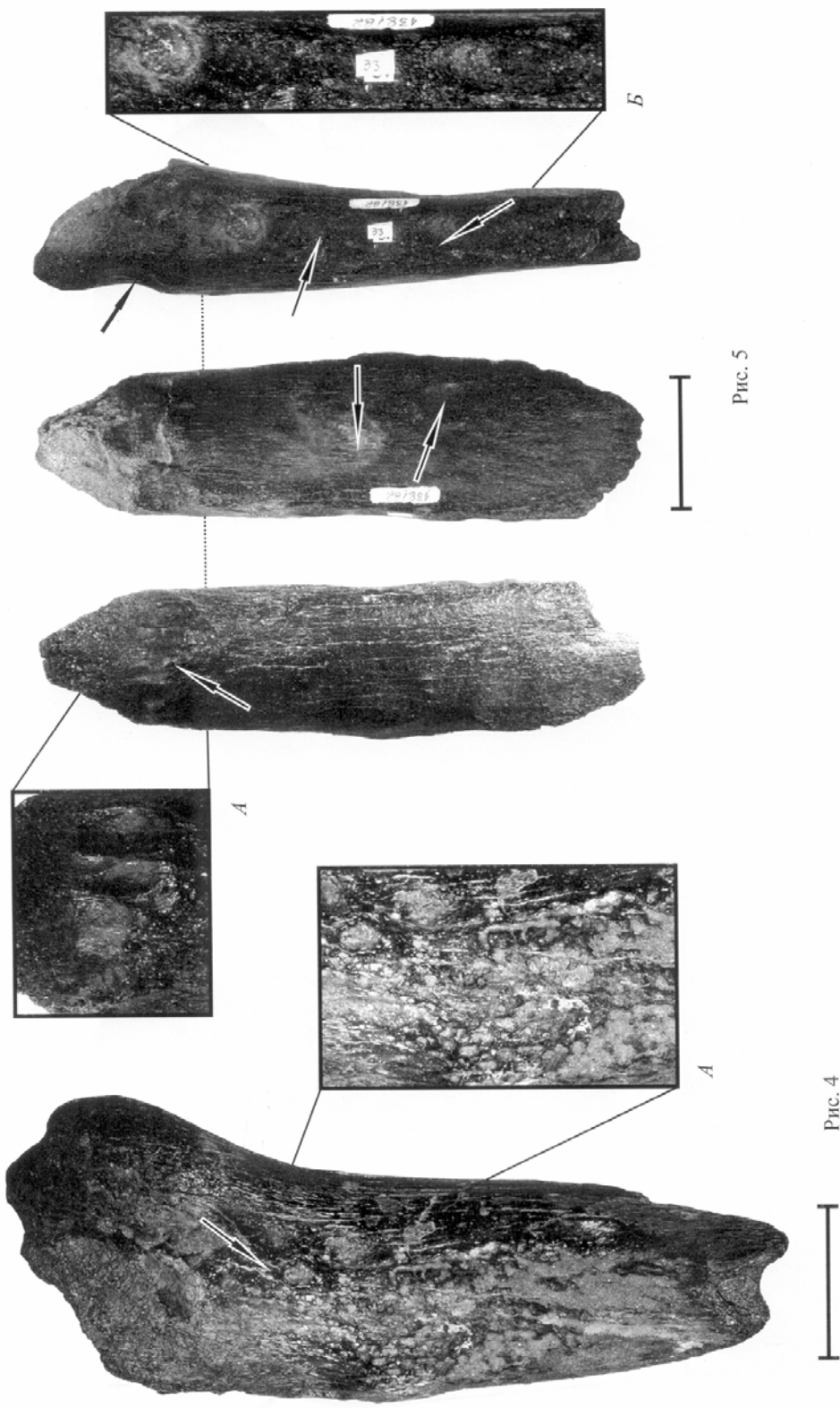


Рис. 5

Рис. 4



Рис.1. Вентральная поверхность неполного левого коракоида (экз. СГУ №104a/39): *A* – следы механической травмы – посмертного укуса (стрелками показаны участки, несущие следы укуса. Масштабная линейка – 5 см)

Рис.2. Дорсальная поверхность левого ргорodium (экз. СГУ №104a/40): *A* – следы механической травмы – посмертного укуса; *B* – область проксимального эпифиза, показывающая наличие узелково-бугорчатой поверхности кости (стрелками показаны участки, несущие следы укуса. Масштабная линейка – 5 см)

Рис.3. Фрагмент кости ?нижней челюсти (экз. СГУ №104a/42), показывающий патологические изменения костной ткани (стрелками показан участок, несущий палеопатологические изменения. Масштабная линейка – 5 см)

Рис.4. Фрагмент проксимального эпифиза крупного ргорodium (экз. СГУ №104a/41), демонстрирующий наличие бугорчато-узелковой ткани (*A*) (стрелками показаны участки, предположительно несущие палеопатологические изменения. Масштабная линейка – 5 см)

Рис.5. Дорсальная поверхность ргорodium (экз. СГУ №104a/43), показывающая патологические изменения костной ткани (*A*). Вентральная поверхность, демонстрирующая округлые прошлифованные углубления. Задняя поверхность ргорodium, демонстрирующая субовальное прошлифованное углубление, ограниченное слабыми гребнями и несущее единственный гаверсов канал (*B*) (стрелками показаны участки, несущие палеопатологические изменения. Масштабная линейка – 5 см)



УДК 568.178:551.761.1

ПЕРВОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО НАЛИЧИЯ ОСЯЗАТЕЛЬНЫХ СЕНСОРНЫХ ЗОН У ДИЦИНОДОНТОВ (THERAPSIDA)

М.В. Сурков

Научно-исследовательский институт естественных наук
Саратовского государственного университета,
кафедра геоэкологии
E-mail: surkovmv@info.sgu.ru

Впервые получено свидетельство о формировании осязательных сенсорных зон у представителя нетериодонтных терапсид – *Myosaurus gracilis* (Dicynodontia). Система отверстий и бороздок на верхнечелюстной кости свидетельствует о наличии хорошо развитой системы кровеносных сосудов на морде *Myosaurus*. Сходные структуры обычно связываются с развитием сенсорных зон и вибрисс у териодонтов. Наличие тактильных сенсоров и увеличенные орбиты свидетельствуют о возможном сумеречном образе жизни *Myosaurus* и подтверждают опубликованные ранее идеи о насекомоядности этого животного.

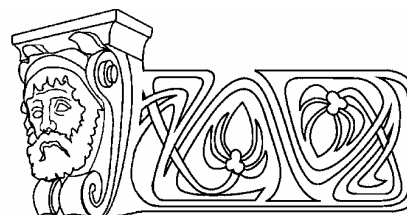
The First Evidence of Tactile Sensor Zones among Dicynodonts (Therapsida)

M.V. Surkov

For the first time evidences of possible tactile sensor zones has been described in representative of non-theriodont clade of therapsids – *Myosaurus gracilis* (Dicynodontia). The system of foramina and grooves reflecting well developed blood network on the snout of *Myosaurus* is generally similar to the same described for theriodonts and possibly represents development of sensor zones. Very large orbits and developed sensor fields on the snout of *Myosaurus* the most probably indicates the nocturnal mode of life and support previous ideas on omnivorous feeding.

Введение

Начиная с 30-х гг. прошлого века палеонтологи обращали внимание на концентрацию мелких отверстий и бороздок для кровеносных сосудов в районе рostrального окончания морды у плотоядных синапсид: цинодонтов, тероцефалов и горгонопсов [1–5], образующих филогенетическую линию, ведущую к млекопитающим. Формирование зон с повышенным кровоснабжением и иннервацией обычно трактовалось как свидетельство наличия вибрисс или сходных образований, выполняющих ту же функцию, что и у современных млекопитающих. Развитие вибрисс также может свидетельствовать и о существовании волосяного покрова – одного из ключевых признаков теплокровности. В данной работе рассматриваются материалы, свидетельствующие о развитии сенсорных зон на морде дицинодонта *Myosaurus gracilis*.



Род *Myosaurus* известен из раннетриасовой зоны *Lystrosaurus* Южной Африки и Антарктики по нескольким черепам и ассоциированным фрагментам посткраниального скелета [6–8] и рассматривается в составе семейства Emuopidae [9, 10]. Несмотря на то что детальное описание остатков *Myosaurus* было сделано в 1974 г. [6], дополнительное изучение оригинального материала выявило наличие инфраорбитальных отверстий и сопряженной сети кровеносных сосудов на верхнечелюстной кости, которые свидетельствуют о локальном усилении кровоснабжения и иннервации рostrальных районов морды и развитии сенсорных зон.

Материалы и методы

В процессе исследований были изучены краниальные остатки:

South African Museum of Natural History (Кейптаун) AM PK 3526; SAM PK 3526a – почти полные черепа *Myosaurus gracilis*, зона *Lystrosaurus*, нижний триас, Южная Африка.

Саратовский государственный университет Д-104/1-2 – череп *Uralokannemeyeria vjuschkovi*, Донгузская свита, средний триас; местонахождение Карагачка, Оренбургская область, Россия.

Палеонтологический институт РАН 4415/1 – почти полный череп *Dicynodon sp.*, зона *Scutosaurus karpinskii*, верхняя пермь; местонахождение Ключевка, Оренбургская область, Россия.

Описание

Myosaurus gracilis – маленький дицинодонт с черепом длиной около 3,5 см. Морда слабая, ноздри расположены терминально. Орбиты очень большие, ориентированы антеро-латерально. Вентральная поверхность

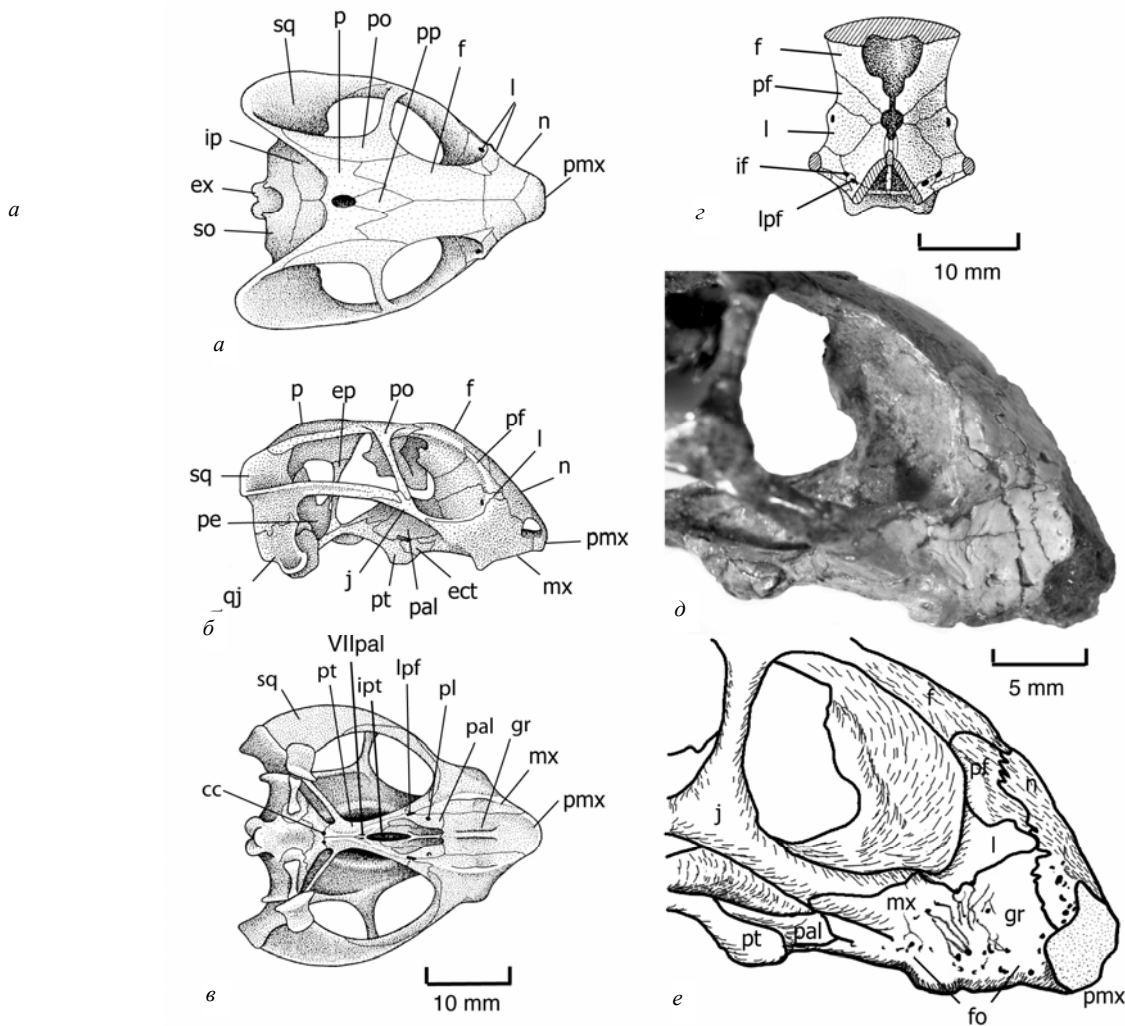


Рис. 1. Реконструкция черепа и передняя часть морды *Myosaurus gracilis* SAM PK 3526a: *a* – вид снизу; *б* – вид сбоку; *в* – вид сверху; *г* – вид морды сзади; *д* – фотография морды; *е* – прорисовка инфраорбитальных отверстий и отпечатков кровеносных сосудов (*а–г* – слегка модифицировано по Клюверу [6]). Условные обозначения: *ect* – боковая крыловидная; *ep* – верхнекрыловидная; *f* – лобная; *fo* – зона выхода инфраорбитальных каналов; *gr* – желобки; *ip* – межтеменная; *j* – скуловая; *l* – слезная; *mx* – верхнечелюстная; *n* – носовая; *p* – теменная; *pal* – небная; *pmx* – пречелюстная; *po* – заглазничная; *pp* – предтеменная; *rf* – предлобная; *pt* – крыловидная; *qj* – квадратно-скуловая; *sq* – чешуйчатая; *cc* – каротидные каналы; *ipt* – межптеригоидная впадина; *if* – инфраорбитальное отверстие; *pf* – небное отверстие; *lpf* – боковое небное отверстие; VII *pal* – отверстие для выхода небной ветви лицевого нерва

предчелюстной кости (рис. 1, *a*) вогнута, отсутствуют парные гребни, осложняющие поверхность в передней части, вдоль срединного гребня тянутся два глубоких желобка (*gr*, см. рис. 1, *a*). Клыковой отросток на верхнечелюстной кости (рис. 1, *б*) маленький. Лабильное отверстие отсутствует. Небные кости удлиненные, расширены кпереди, ventральная поверхность костей гладкая (см. рис. 1, *a*). Небное отверстие пронизывает небную кость в передней части (см. рис. 1, *a*).

Боковое небное отверстие расположено на внешней стороне небной кости на уровне передних окончаний крыловидных костей (см. рис. 1, *a*). Хоаны разделены длинной и узкой сошниковой костью (см. рис. 1, *a*). Межптеригоидная впадина (см. рис. 1, *a*) узкая, ее длина составляет 43% от длины хоан. Наружные крыловидные кости (см. рис. 1, *a, б*) расширены кпереди, изолируя крыловидные кости от контакта с верхнечелюстными костями.



Строение мозговой коробки и базикраниума в целом сходно с таковыми у *Dicynodon* [11], однако отличается отсутствием межтуберального гребня и передним расширением парабазисфеноидного отростка, который накрывает крыловидные кости вдоль задней трети межптеригоидной впадины. Характерной особенностью также является прохождение небной ветви VII нерва от передней стенки каротидных каналов до задней стенки межптеригоидной впадины (см. рис. 1, а) как у более поздних среднетриасовых форм.

Межвисочная область крыши черепа и теменные кости широкие (рис. 1, в). Предтеменная кость узкая, ланцетовидная (см. рис. 1, в). Заднелобные кости отсутствуют, теменное отверстие смещено кзади. Заглазничные кости протягиваются далеко назад, контактируя с чешуйчатыми костями (см. рис. 1, б, в). Межтеменная кость широкая, не участвует в строении задней части крыши черепа (см. рис. 1, в). Чешуйчатые кости резко расширяются латерально над квадратными костями. Медиальные края правой и левой лобной и предлобной костей почти контактируют между собой (рис. 1, г).

Ростральные кости *Myosaurus* покрыты множеством небольших отверстий и ямок, окруженных отпечатками кровеносной сосудистой системы. Эти структуры представляют собой терминальные выходы инфраорбитальной артерии и нерва. Наиболее четко отпечатки сохранились на правой стороне образца SAM PK 3526a (рис. 1, д, е), где можно определить две области усиленного кровоснабжения. Первая область приурочена к передним окончаниям носовых и частично верхнечелюстных костей в области ноздрей. Поверхность костей в этой области покрыта множеством мелких отверстий и ямок. Вторая область более обширна, она покрывает среднюю и заднюю части верхнечелюстных костей на уровне клыкового отростка и слезной кости. В этой области выделяются шесть крупных и около десяти мелких отверстий, от которых в антеро-вентральном и вентральном направлении протягиваются ветвящиеся бороздки. Наиболее крупные бороздки приурочены к задним инфраорбитальным отверстиям. Вход для инфраорбитальных сосудов и нервов в носовую капсулу

Myosaurus, вероятно, приурочен к отверстию между наружной крыловидной, скуловой и небной костями (см. рис. 1, з).

Изучение поверхности костей морды в районе развития отпечатков кровеносных сосудов свидетельствует о том, что данные образования навряд ли могут быть связаны с роговым клювом, поскольку поверхность кости в этой области зеркально гладкая без каких-либо следов ругоз, характерных для клювообразного окончания морды у других таксонов дицинодонтов. На морде миозавра зона с ругозной поверхностью узкая и расположена значительно ниже – вдоль нижнего края верхнечелюстных костей, что свидетельствует об очень ограниченном дорсальном распространении рогового клюва. Таким образом, пространственная разобщенность зон развития ругоз и инфраорбитальных отверстий с наибольшей вероятностью свидетельствуют о локальном усилении кровоснабжением мягких тканей морды.

О специализации сосудов и нервов на поверхности морды также говорит и наличие двух отдельных отверстий: инфраорбитального, расположенного на границе скуловой, небной и внешней крыловидной костей, и максиллярного, проходящего через боковое небное отверстие (см. рис. 1, з). Формирование отдельного нервно-сосудистого пучка, усиленно питающего участки мягких тканей на латеральной поверхности морды, вполне ожидаемое явление среди дицинодонтов, поскольку «недоразвитые» инфраорбитальные отверстия были обнаружены на латеральной поверхности верхнечелюстной кости *Uraloannemeyeria* (SGU D 104/1-2) и *Dicynodon* sp. (PIN, 4415/1).

Обсуждение

Особенности развития инфраорбитальных отверстий среди териодонтов детально обсуждались Л.П. Татариновым [5, 12], где автор отрицал возможность гомологизации данных отверстий с латеральными верхнечелюстными отверстиями диапсид. Принципиальное различие заключается в том, что у териодонтов формируется независимый нервно-сосудистый пучок и соответствующий ему инфраорбитальный канал, пронизывающий латерально верхнечелюстную кость, у диапсид же формирование латеральных



максилярных отверстий связано с аферентными окончаниями альвеолярного нерва, проникающими на латеральную поверхность верхнечелюстной кости через множество обособленных и упорядоченных отверстий. Эти наблюдения позволяют говорить о том, что у дицинодонтид усиленная иннервация мягких тканей морды формировалась, так же как и у териодонтов, путем образования отдельного инфраорбитального нервно-сосудистого пучка.

В топологии расположения инфраорбитальных каналов териодонтов были установлены две основные схемы. Для терицефалов (*Moschowaitzia vjuschkovi*) характерно усиление иннервации и кровоснабжения в дистальной области морды в районе носа (рис. 2, а), при этом отпечатки кровеносных сосудов на поверхности верхнечелюстной кости свидетельствуют о незначительной толщине мягких тканей на морде, для цинодонтов (*Dvinia prima*, *Pertmocynodon suhkini*), наоборот, характерно более заднее расположение инфраорбитальных каналов (рис. 2, б) и отсутствие отпечатков кровеносных сосудов [5, 12, 13]. Последнее трактуется как свидетельство наличия довольно толстых мягких тканей, что подтверждается также и наличием области прикрепления *m. levator labii superior* (mls, см. рис. 2, б). Приуроченность основных инфраорбитальных отверстий *Myosaurus* к задней части верхнечелюстной кости говорит о сходном с цинодонтами типе формирования зон усиленного кровоснабжения и иннервации, однако наличие хорошо развитых отпечатков кровеносных сосудов отражает незначительную толщину мягких тканей, покрывавших морду, что свидетельствует об отсутствии сколь-либо серьезно развитой губной/лицевой мускулатуры.

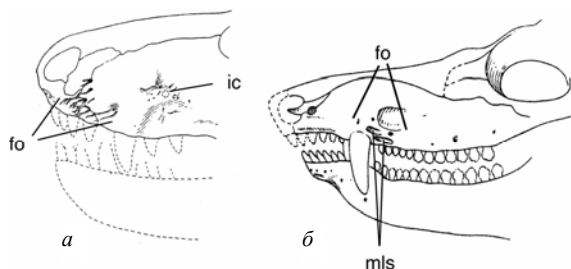


Рис. 2. Реконструкция инфраорбитальных каналов у плотоядных терицидов по Татарину [5]. а – *Moschowaitzia vjuschkovi*; б – *Pertmocynodon suhkini*. Условные обозначения: mls – область прикрепления *m. levator labii superior*

Аналогичное цинодонтам формирование инфраорбитальных отверстий и обширной сети кровеносных сосудов на морде *Myosaurus* позволяет предполагать развитие сенсорных осязательных зон, которые по аналогии с современными млекопитающими могли быть покрыты вибриссами или вибриссоподобными образованиями. Такое предположение очень хорошо соответствует гипотезе М. Клювера [6] о насекомоядности *Myosaurus* в отличие от остальных растительноядных дицинодонтов. В пользу этой гипотезы говорят и необычно широкие глазницы, которые на 30% больше сходного по размерам примитивного дицинодонта *Eumodops*. Все эти факты позволяют отнести миозавра к мелким насекомоядным терицидам, которые вели сумеречный образ жизни. Необычный для дицинодонтов образ жизни этого животного вполне укладывается в рамки послекризисной экосистемы, существовавшей на территории Южной Африки в начале раннего триаса. Во время позднепермского кризиса были разрушены устойчивые прибрежные экосистемы речных пойм, а речная динамика и переработка берегов резко усилились [14], что в конечном счете привело к формированию узких и неустойчивых прибрежных экотонов с крайне обедненной фауной терицидов. В процессе этих перестроек, вероятно, и произошла диетарная переориентация и специализация мелких дицинодонтов, смогших на короткое время занять нишу мелких насекомоядных процинозухид, из которой они до конца раннего триаса были вытеснены более продвинутыми терицидами – мелкими тринаксодонами. Последние, помимо вибрисс, имели турбиналии, что свидетельствует о теплокровности [15] и соответственно большей активности в холодное время суток.

Появление осязательных зон на морде миозавра свидетельствует о том, что один из ключевых признаков млекопитающих – наличие вибрисс, появился конвергентно и почти одновременно во всех группах терицидов (рис. 3) в позднепермское – раннетриасовое время. Однако появление и закрепление этого признака в филогенетических линиях происходило не всегда, поэтому его наличие не говорит о настоящей млекопитаемости, кото

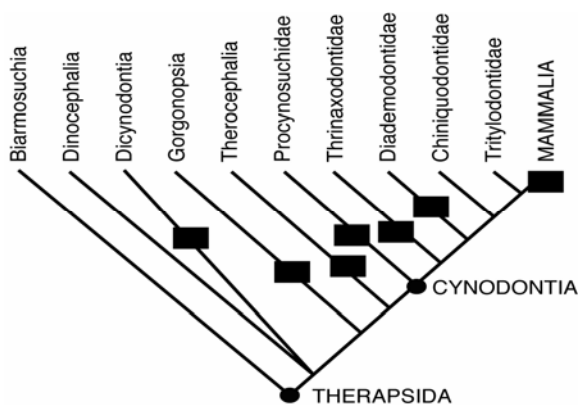


Рис. 3. Клатограмма зверообразных. Закрашенными прямоугольниками отмечены клады, в которых зарегистрировано развитие сенсорных зон и, возможно, вибрисс

рая сформировалась значительно позже в результате комбинации дополнительных «отработанных» ранее морфотипов.

Работа издана при поддержке РФФИ (грант 04-05-64695), Pal SIRP и Палеонтологической ассоциации Великобритании.

Библиографический список

1. Broili F. Haare bei Reptilien // Anat. Anz. 1941. Bd.92. P.62–68.
2. Brink A.S. Speculation on some advanced mammalian characteristics in the higher mammal-like reptiles // Paleontologia Africana. 1957. №4. P.77–96.
3. Watson D.M.S. On the skeleton of a bauriamorph reptile // Proc. of the Zoology Society of London. 1931. P.35–98.
4. Valen L. van. Therapsids as mammals // Evolution. 1960. №14. P.304–313.

5. Татаринев Л.П. Развитие системы губных (вибриссовых) сосудов и нервов у териодонтов // Палеонтологический журнал. 1967. №1. С.3–17.

6. Cluver M.A. The cranial morphology of the Lower Triassic dicyonodont *Myosaurus gracilis* // Annals of the South African Museum. 1974. №66. P.35–54.

7. Cosgriff J.W., Hammer R.H. New species of Dicyonodontia from the Fremow Formation // Antarctic Journal of the United States. 1979. V.14, №5. P.30–32.

8. Haughton S.H. Investigations in South African fossil reptiles and Amphibia Pat 10 Descriptive catalogue of the Anomodontia, with especial reference to the examples in the South African Museum // Annals of the South African Museum. 1917. №12. P.127–174.

9. Angielczyk K.D. Preliminary phylogenetic analysis and stratigraphic congruence of the dicyonodont anomodonts (Synapsida: Therapsida) // Palaeontologia Africana. 2001. №37. P.53–79.

10. King G.M. Anomodontia // Handbuch der Paläoherpetologie. Stuttgart, 1988. V.17. 175 p.

11. Surkov M.V., Benton M.J. The basicranium of dicyonodonts (Synapsida) and its use in phylogenetic analysis // Palaeontology. 2004. V.47, №3. P.619–638.

12. Татаринев Л.П. О формировании признаков млекопитающих у териодонтов // Палеонтологический журнал. 1965. №1. С.3–12.

13. Татаринев Л.П. К анатомии головы тероцефалов (сосуды, нервы и железы *Moshowaitsia*) // Там же. 1964. №2. С.72–84.

14. Smith R.M.H. Changing fluvial environments across the Permian Triassic boundary in the Karroo basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinction // Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1995. №117. P.81–104.

15. Hillenius W.J. Turbinates in therapsids – evidence for the Late Permian origin of mammalian endothermy // Evolution. 1994. №48. P.207–229.

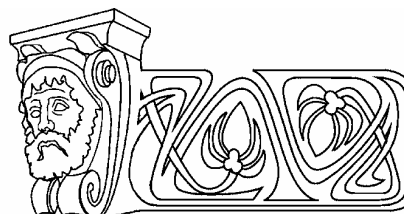
УДК 628.396+504.064.47

ИЗУЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В СВЯЗИ С ОБОСНОВАНИЕМ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ СОКОЛОВОГОРСКОГО ПОЛИГОНА ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМСТОКОВ

А.О. Токарский, О.Г. Токарский, Ю.В. Ваньшин

Саратовский государственный университет, кафедра гидрогеологии и инженерной геологии
E-mail: vanshin@sgu.ru

Получаемый при отработке Соколовгорского месторождения углеводородов объем попутных вод подлежит закачке в карбонатные коллектора палеозоя. Для обоснования размеров зон санитарной охраны (ЗСО) коллективом Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики была соз-



дана цифровая геологическая модель резервуара закачки, позволившая провести гидродинамическое моделирование и определить параметры ореола растекания. Учитывая анизотропию коллекторских свойств резервуара, к работам были привлечены специалисты кафедры инженерной геологии и гидрогеологии



Саратовского государственного университета. Имеющийся опыт и методические наработки позволили скорректировать распределение параметров проницаемости пластов с учётом трещиноватости.

Study of Neotectonic Fissuring in Connection with a Substantiation of Ecological Safety of Sokolovogorsky Burial Ground Disposal of Industrial Drains

A.O. Tokarsky, O.G. Tokarsky, Y.V. Vanshin

Passing waters received at improvement of Sokolovogorsky oil and gas field is subject of injection in the Paleozoic carbon-bearing collector. Digital geological model of the burial reservoir has been created to prove size of sanitary protection zones (ZSP) by the collective of NVNIIGG. This allowed carrying out hydrodynamic modeling and defining of parameters of spreading zone. Taking into account anisotropic properties of the reservoir, experts of chair of engineering geology and hydrogeology of the Saratov state university were involved in the project. Their experience and methodical approaches have allowed correcting distribution of permeability parameters of layers after taking fissuring into account.

Соколовгорская антиклиналь расположена на пересечении доживетского Рязано-Саратовского прогиба, мезозойской Ульяновско-Саратовской синеклизы и Присаратовского мегавала, представляющего собой крупную новейшую структурную форму. Такое центральное положение в пределах «Саратовского тектонического узла», сопровождавшееся разворотом простираний крутого крыла до 70° , по Ю.П. Боброву, предопределило сложную историю формирования структурного плана от начала возникновения складки в эйфельское время [1], перестройки в послебайосское время, и, наконец, формирование структуры на новейшем этапе тектонического развития [2, 3].

В новейшем структурном плане Соколовгорская антиклиналь входит в состав Елшано-Сергиевского вала, в пределах которого суммарная амплитуда новейших поднятий колеблется от 400 м (Соколовгорская антиклиналь) до 875 м (Елшано-Курдюмская антиклиналь).

Формирование Елшано-Сергиевского вала как новейшей структурной формы тесно связано с развитием в послеакчагыльское время крупной Елшано-Сергиевской флексуры, к приподнятому крылу которой приурочена Соколовгорская антиклиналь. Наиболее изученной является Елшано-Сергиевская флексура, представляющая собой крупную новейшую структурную форму, прослеживаемую от р. Медведица на западе до с. Генеральское на востоке. Амплитуда флексуры на участке, примыкающем к Соколовгорскому

поднятию в устье Глебучева оврага, по подошве баррема около 200 м, а в створе с вершиной горы Соколовой около 250 м.

По данным К.А. Машковича [1], Соколовгорское поднятие относится к подтипу «девонских» структур, отражённых в каменноугольных и мезозойских отложениях. Необходимо отметить, что поднятие чётко проявлено в современном рельефе – гора Соколовая с абсолютными отметками 150–170 м. Особенностью современного рельефа Соколовгорской антиклинали является развитие в её пределах «полуобращённого типа выраженности в рельефе, связанное с тем, что юго-восточная периклиналь и восточная половина структуры пространственно совпадают с поймой р. Волги (Волгоградское водохранилище), в которой располагается о-в Зелёный.

Суммарная амплитуда новейших положительных движений в пределах Соколовгорской антиклинали, с учётом денудационного среза и гипсометрического положения акчагыльской абразионной поверхности, оценивается в 390–430 м. Эта величина складывается из толщины уничтоженных денудацией верхнемеловых отложений (98–140 м), палеогеновых отложений (120–138 м) и современных абсолютных отметок водораздельной поверхности (150–167 м).

Соколовгорская антиклиналь чётко выделяется практически по всем морфометрическим показателям. На картах базисных и вершинных поверхностей 2-го и 3-го порядков – это сложный петлеобразный рисунок изобазит с малым заложением и повсеместное развитие скрытого остаточного рельефа высотой от 10 до 25 м (для западной части) и широкое развитие явного остаточного рельефа (о-ва Зелёный) (для восточной части структуры).

Существенной особенностью Соколовгорской антиклинали является то, что эта структура и в настоящее время представляет собой активно развивающееся поднятие, о чём свидетельствуют интенсивно проявляющиеся в её пределах современные экзогенные эрозионные, гравитационные и трещинообразовательные процессы.

Большинство долин в пределах структуры представлены V-образными промоинами 1-го, 2-го порядка, крутостенными прямоли-



нейными оврагами 3-го порядка и их отвершками (овр. Маханый, Сеча), которые следует рассматривать как основные линейменты, отражающие современную мегатрещиноватость, образующую своеобразную «решётку мегатрещиноватости», характеризующуюся сочетанием СВ-СЗ основных направлений. Характерной особенностью овражно-балочной сети в районе Соколовогорской структуры является врезание верховий в акчагыльскую абразионную поверхность, нередко приводящее к перехвату верховий, изрезанности водораздельного пространства между бассейнами Маханного и Глебучева оврагов (рис.1).

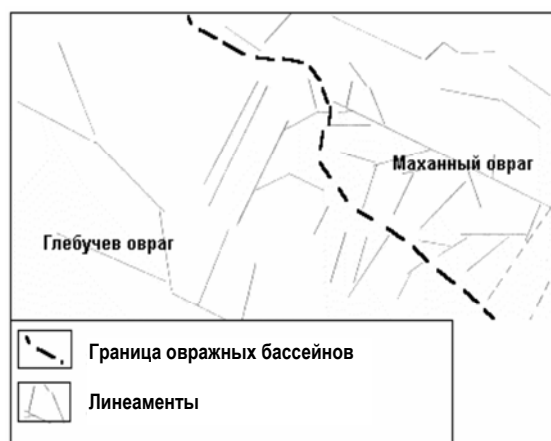


Рис.1. Схема линеаментов

Относительно развития гравитационных процессов следует отметить, что бровки отрыва и надолзневые уступы грандиозных оползней береговой зоны контролируются мегатрещиноватостью северо-восточного простирания, что особенно чётко проявляется в районе 1-го правостороннего отвершка (ныне засыпанного) Маханного оврага. В левом борту оврага, в его правосторонних отвершках и в верховье также наблюдаются небольшие оползневые цирки и оползневые тела, сложенные, как правило, альбскими отложениями.

Таким образом, наличие абразионной акчагыльской поверхности на абсолютных высотах 150–167 м, ярко выраженная эрозионная овражно-балочная сеть, характеризующаяся прямолинейностью (мегатрещиноватость), крутыми склонами и наличие перехватов на водоразделах, а также грандиозные

и локальные оползневые явления свидетельствуют о чрезвычайной активности Соколовогорской антиклинали на современном этапе. Интенсивная трещиноватость меловых и четвертичных отложений и своеобразная «решётка мегатрещиноватости», различная для юго-западного крыла, примыкающего к Елшано-Сергиевской флекуре, и для восточного крыла, большая часть которого в современном рельефе выражена долиной р. Волги, позволяют предположить блоковый характер новейших движений в районе Соколовогорской структуры.

Работы по определению преимущественных направлений трещиноватости проводились параллельно тремя независимыми способами. Во-первых, использовались материалы замеров трещин непосредственно в обнажениях, во-вторых, был применён линейментный анализ овражной сети, в-третьих, был проведён расчёт направления основных расколов по методике Е.П.Пермякова [4].

В пределах Соколовогорской антиклинали в 1966 г. С.А.Макаровым и О.Г.Токарским были проведены замеры трещиноватости меловых и четвертичных отложений. Обработка фактического материала в объёме 3500 замеров простирания трещин по 18 обнажениям коренных пород и линейментный анализ, выполненные в рамках настоящего отчёта, позволяют сделать следующие выводы:

1) суммарная роза-диаграмма трещиноватости (рис. 2, а) совпадает по основным параметрам с розой-диаграммой линейментов бассейна овра. Маханый (рис. 2, б, в);

2) при анализе трещиноватости горных пород и линейментов необходимо соблюдать бассейновый принцип анализа, т.е. проводить структурно-геоморфологическое и структурно-неотектоническое районирование: а) в случае однотипности распределения линейментов различных бассейнов их можно объединять и считать однородными по характеру трещиноватости; б) в случае резкого различия в распределении линейментов бассейны их следует отчленять друг от друга, считая, что они отражают различные структурные элементы (см. рис. 1);

3) структурно-неотектонический трещинный анализ на базе исследования линейментов позволяет сделать принципиально важные выводы о характере общей трещино-

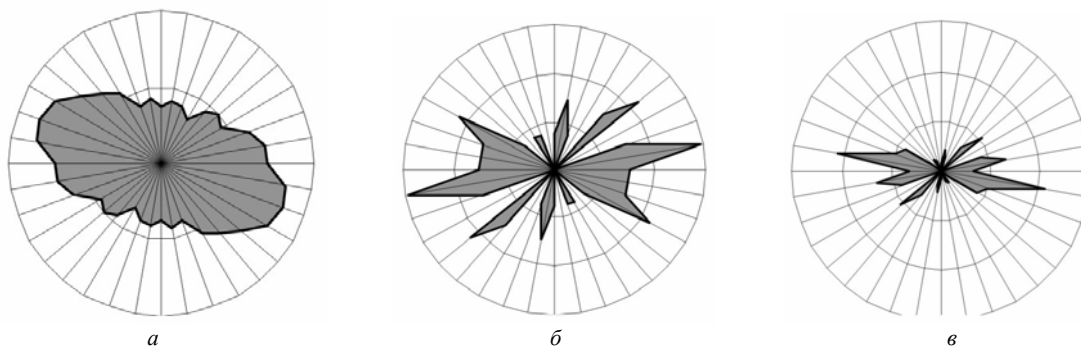


Рис.2. Роза-диаграмма простираний трещин четвертичных и нижнемеловых отложений (а), линейментов 2-го, 3-го порядков бассейна Маханного оврага (б) с учетом длины (в)

ватости массива горных пород и может служить основой для структурных построений по методике Е.П. Пермякова с учётом положения изучаемых объектов относительно структурных элементов;

4) выявленные закономерности взаимосвязи платформенной трещиноватости с тектоническим строением района позволяют на их основе производить не только качественную, но и количественную оценку параметров трещиноватости тех или иных территорий.

Последний вывод даёт возможность прямо рассчитать по данным трещиноватости характеристики и размеры отдельных

структурных элементов и решать обратные задачи по определению параметров главных расколов на основе имеющихся структурных построений. Как показывает практика, высокая для геологических построений достоверность (~85%) достигается при применении методических приёмов, разработанных Е.П.Пермяковым.

По данной методике были проведены расчёты возможных главных направлений развития трещин в пределах замкнутого контура по кровле задано-елецких и подошве евлано-ливенских отложений. Структурные параметры в обеих расчётных схемах (рис. 3)

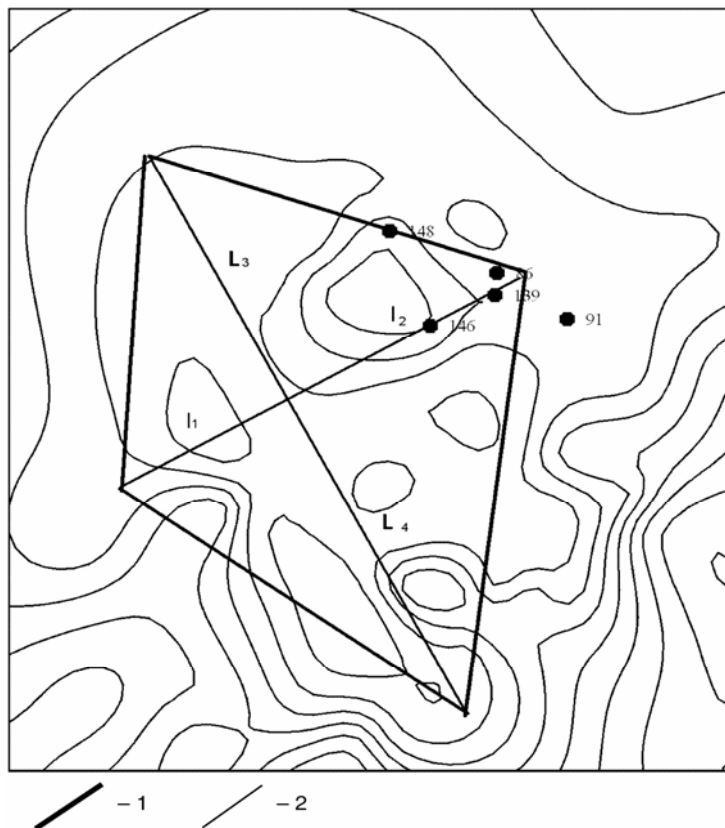


Рис. 3. Расчётная схема Соколовогорской структуры: 1 – линия генерализации свода структуры; 2 – оси структуры; линия генерализации свода структуры; оси структуры; • скважины

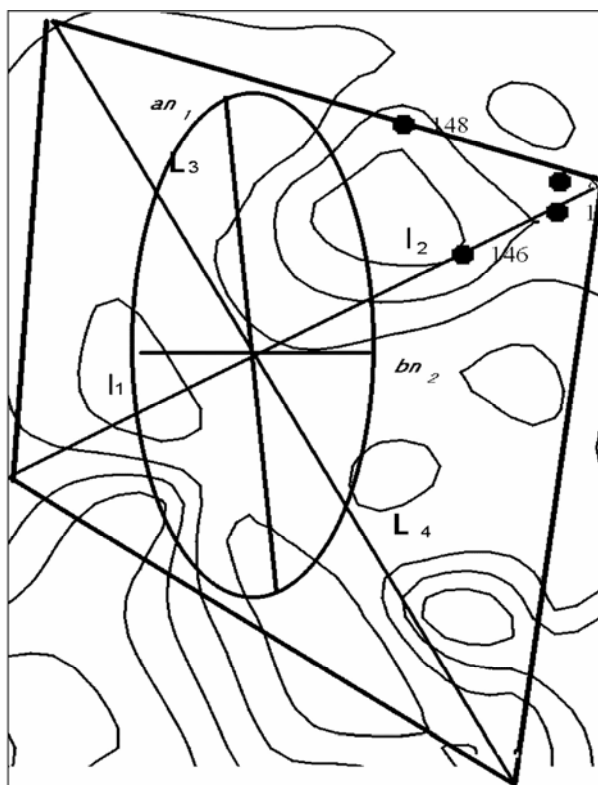


Рис. 4. Схема основных расколов для сводовой части Соколовогорской структуры (условные обозначения см. на рис.3)

сходные, поэтому приводятся осреднённые данные (данные сняты со схемы м-ба 1:25000).

$l_1 = 875$ м	$x = 45,7$	$\operatorname{tg}\beta = 0,98$
$l_2 = 1125$ м	$z = 35,5$	$\beta = 49,5^\circ$
$L_1 = 2000$ м	$y_1 = 46,7$	$a = 340,7^\circ$
$L_3 = 1125$ м	$y_2 = 35$	$b = 240,5^\circ$
$L_4 = 1500$ м	$\operatorname{tg}\alpha = 1,02$	$\alpha + \beta = 100,2^\circ$
$L_2 = 2625$ м	$\alpha = 50,7^\circ$	$n_1 = 121,4$
$H = 20$ м		$n_2 = 49,5$
$R^0 = 290^\circ$		

Величины an_1 и bn_2 определяют систему главных расколов для центра структуры. Для расчёта системы расколов в любом месте структуры вводится коэффициент положения, который выражается соотношением l/L , где l – расстояние данной точки от последней замкнутой стратоизогипсы, взятое последовательно в направлении, параллельном главным полуосям структуры (L), считая от структурного центра.

Данные расчётов позволяют сделать вывод о том, что основные трещинообразующие направления характеризуются следующими параметрами:

- по расчётной схеме азимут простирания главных расколов составляет 340° и 242° при $n_1 = 121$; $n_2 = 49$ (рис. 4);

- соотношение осей эллипса трещиноватости составляет 2, 5.

Выполненный расчёт подтверждается результатами линеamentного анализа, хорошо согласуется с замерахми тектонической трещиноватости в обнажениях и, по-видимому, полностью определяется новейшей блоковой структурой изученной территории, что предопределяет соответствующую анизотропию фильтрационных свойств массива горных пород, контролируя формирование ореола распространения закачиваемых промыслов.

Библиографический список

1. Машкович К.А. Методика поисков и разведки нефти и газа. М., 1961. 130 с.
2. Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов, 1967. 354 с.
3. Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья м-ба 1:500 000 / Под ред. Ф.И.Ковальского. Саратов, 1981.
4. Пермяков Е.П. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М., 1949. Вып.12(16). 215 с.



УДК 551.782.2 (47-924.8)

ОСНОВНЫЕ ИНФОРМАТИВНЫЕ ПРИЗНАКИ ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.А. Яночкина¹, Т.Ф. Букина¹, Е.Ф. Ахлестина¹, Н.Я. Жидовинов¹, А.В. Иванов²

¹ Научно-исследовательский институт естественных наук
Саратовского государственного университета,
отделение геологии

² Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии

E-mail: geoecologia@info.sgu.ru

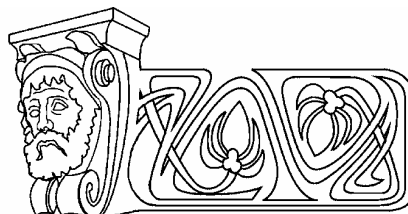
В статье рассмотрены информативные признаки фациально-генетических типов морских и континентальных отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. Их анализ показывает необратимые тенденции уменьшения хемогенных образований от перми вверх по разрезу и увеличение роли терригенно-карбонатного, сапропелевого, кремнисто-карбонатного биогенного осадконакопления.

Main Informative Characters of Facies-Genetic Types of the Late Phanerozoic Sediments from the South-East of the Eastern-European Platform

ZA. Yanochkina, T.Ph. Bukina, E.Ph. Akhlestina, N.Ya. Zhidovinov, A.V. Ivanov

Main informative characters of facies-genetic types of the Late Phanerozoic marine and continental deposits for SE of the Eastern-European platform are discussed. Their analysis has shown irreversible trends of decreasing of chemogenic formations from the Permian age to Recent as well as increasing of terrigenous-carbonate, sapropel and siliceous-carbonate biogenic sedimentation.

Многолетние комплексные исследования вещественного состава пород, проводимые авторами с применением гранулометрических, петрографо-минералогических, химико-спектральных, рентгеноструктурных и электронно-микроскопических анализов, позволили использовать при выделении генетических групп отложений более 60 признаков: текстурные и структурные характеристики пород, состав и особенности терригенных, карбонатных и кремнистых компонентов; диагенетические и палеогипергенные изменения песчано-алевритового материала и глинистой составляющей, наличие вулканокластики и др. Это, в свою очередь, дало возможность выявить основные информативные признаки морских, континентальных и переходных (от морских к континентальным) ге-



нетических групп осадков позднего фанерозоя [1–11].

Каждой генетической группе осадков присущи свои специфические черты, отражающие влияние тектонических и климатических факторов. Эти черты являются интегральной характеристикой всех процессов, участвующих в седиментогенезе и литогенезе осадочных толщ, формировавшихся в условиях аридного, семиаридного и гумидного климата.

Генетические группы отложений морских бассейнов седиментации

Морские образования, широко развитые на различных хроностратиграфических уровнях, представлены авандельтовыми прибрежными отложениями активного и мало-подвижного мелководья, заливов и лагун, открытого морского бассейна, удаленных от побережья относительно глубоководных и депрессионных участков моря. В каждой из этих групп выделяется ряд фаций, сочетание которых, а также вещественный состав однотипных разновозрастных осадков меняется во времени.

Для генетических групп отложений бассейнов ранней перми основными информативными признаками являются:

1) широкое распространение органо-карбонатных фаций, представленных биогермами, сложенными водорослями – тубифитами, колониями кораллов и биостромными строматолитовыми образованиями;



2) наличие значительного количества хемогенных образований: карбонатных, ангидритовых, галитовых;

3) кварцево-граувакковый или граувакково-аркозовый состав терригенного материала с устойчивой гранат-рутил-цирконовой ассоциацией тяжелых минералов;

4) хлорит-гидрослюдистый состав глинистых компонентов;

5) повсеместное развитие постседиментационных процессов: доломитизации водорослевых известняков, сохранивших реликтовые органогенные структуры, ангидритизации пород биогермного типа, реже стилолитизации.

Для **генетических групп осадков морского бассейна поздней перми**, связанного с раннеказанской трансгрессией бореальных вод, характерны следующие информативные признаки:

1) присутствие органогенных, органогенно-терригенных и известково-глинистых отложений активного мелководья с фауной брахиопод, пеллеципод, фораминифер и мшанок, характерных для водоемов нормальной солености;

2) наличие биохемогенных мелкозернистых, оолитовых и пелитоморфных известково-доломитовых образований, сохранивших реликтовые биоморфные структуры;

3) наличие тонкогоризонтальной слоистости в алевритово-глинистых и глинистых тонкодисперсных осадках, отражающих спокойную гидродинамику вод бассейна седиментации;

4) преобладание сероцветных окрасок над красноцветными за счет присутствия тонкодисперсного пирита.

Для **генетических групп осадков морского бассейна раннего триаса** (оленекский век) характерны следующие информативные признаки:

1) преимущественное развитие терригенных и терригенно-карбонатных отложений прибрежного мелководья при подчиненном значении карбонатных фаций открытого нормально-морского бассейна с фауной аммоноидей, остракод, двустворчатых моллюсков и рыб;

2) присутствие смешанных известково-песчано-алевритово-железисто-глинистых биотурбированных осадков иловых впадин;

3) наличие в прибрежных зонах известковых гравелитов, аналогичных «известняковым конгломератам», сложенным остатками голотуриеподобных организмов, распространенных в оленекском бассейне Мангышлака и Устюрта;

4) преобладание в наиболее удаленных от берега участках остракодово-кокколитовых известняков с реликтовыми кокколитовыми наноструктурами;

5) значительное преобладание среди глинистых минералов аллотигенного хлорита и гидрослюды;

6) локальное развитие диагенетического доломита и фрамбоидального пирита в участках, обогащенных сапропелевым органическим веществом.

Для **генетических групп осадков среднетриасового морского бассейна** (в период максимальной трансгрессии океанических вод, постепенного увлажнения и гумидизации климата) свойственны следующие черты:

1) преимущественное развитие солончато-водных морских терригенных и терригенно-карбонатных отложений прибрежного мелководья и значительное органогенное карбонатонакопление в открытом морском мелководье;

2) наличие пеллециподово-остракодовых известняков и рифогенных построек;

3) присутствие сгустково-комковатых известковых образований, возникших, по видимому, за счет переотложения суспензионными потоками комочков слабо литифицированного глинисто-известкового ила со дна водоема;

4) наличие прослоев ракушняковых «банок» в терригенных прибрежных осадках;

5) снижение в осадках активного мелководья полимиктовости алевритово-песчаного материала и степени его измененности;

6) преобладание среди глинистых минералов структурно «деградированных» гидрослюды и хлоритов;

7) появление значительного количества углефицированных органических остатков;



8) образование в восстановительных средах аутигенного пирита, а на геохимическом барьере пресных и соленых вод – барита;

9) наличие диагенетического кальцита и доломита.

Для **генетических групп осадков морских бассейнов средней и поздней юры** присущи следующие информативные признаки:

1) преобладание биогенного осадконакопления с подчиненным значением терригенного, выраженного в накоплении преимущественно глинистого и алевроитово-глинистого материала при низком темпе седиментации;

2) породообразующее значение кокколитофорид, фораминифер, участие в составе отложений остатков многочисленной морской фауны и особенно аммонитов, послуживших основой для стратификации и корреляции разрезов;

3) высокая концентрация в осадках сапропелевого органического вещества (волжский ярус), формировавшихся в условиях морского стагнированного бассейна;

4) полиминеральный состав (гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и др.), высокая интенсивность трансформации глинистого вещества, наличие каолинита и фрагментов кор выветривания, приносимых реками с выравненных участков суши;

5) олигомиктовый, локально-полимиктовый состав псаммитово-алевроитовых осадков;

6) периодическое появление лито- и витрокластического материала с признаками цеолитизации наиболее обогащенных этим материалом прослоев;

7) высокие концентрации слюд в осадках водоемов конечного стока;

8) низкое содержание акцессорных минералов, связанное как с незначительным поступлением терригенного материала, так и с отсутствием условий для естественного шлихования тяжелых фракций;

9) образование диагенетических аутигенных минералов: пирита в глубоководных фациях, сидерита – в мелководных (на геохимическом барьере слияния пресных и соленых вод), глауконита и фосфатов – в песчаных осадках прибрежного мелководья на фосфатном шельфе;

10) развитие раннедиагенетического процесса декарбонатизации исходно известковых осадков, определяемых по реликтовым кокколитоформным наноструктурам, что наиболее ярко выражено в алевроитовых глинах морского мелководья, опресненных участков и в осадках, обогащенных органическим веществом.

Для **генетических групп осадков раннемелового времени** информативными признаками являются следующие:

1) преобладание прибрежно- и мелководно-морских фаций, отсутствие угленосных образований и локально ограниченное проявление сапропеленакопления (апт);

2) терригенный характер прибрежно-мелководных и мелководно-морских осадков с возрастанием зрелости песчаного материала от олигомиктового в валанжинском веке до мономинерального кварцевого (в альбе);

3) исчезновение в составе осадков фрагментов кор выветривания в связи с их дезинтеграцией на путях транспортировки и в бассейнах с активной гидродинамикой;

4) увеличение роли монтмориллонита и незначительное содержание каолинита в комплексе глинистых минералов, обусловленное сменой физико-химических условий среды седиментации;

5) повышение содержания акцессорных минералов с локальным образованием в мелководно-морских осадках титан-циркониевых россыпей в результате естественного шлихования материала;

6) снижение интенсивности пиритизации осадков, низкий уровень сидеритизации при сохранении условий для формирования глауконита и фосфатов в прибрежной зоне;

7) декарбонатизация исходно известковых осадков опресненных заливов и морского мелководья на стадии раннего диагенеза как признак активной генерации сапропелевого органического вещества при неблагоприятных условиях его захоронения.

Для **генетических групп осадков морского бассейна позднего мела** информативными признаками являются следующие:

1) преимущественно биогенный характер карбонатных и кремнистых осадков всех фациальных зон;



2) породообразующее значение в известковых осадках прибрежного мелководья толстостенных моллюсков, главным образом пеллеципод (формирующих слои известняков в туроне–коньяке и устричные банки на разных уровнях); а в относительно глубоководных участках – планктонных фораминифер и кокколитофорид;

3) преимущественно радиоляриевый состав кремнистых осадков глубоководных участков морских бассейнов;

4) высокая зрелость песчано-алевритовых прибрежно-мелководных осадков, породообразующее значение в которых имеет кварц и устойчивый комплекс акцессорных минералов;

5) титан-циркониевая ассоциация акцессорных минералов алевритово-песчаных осадков мелководья, отмелей с образованием на отдельных временных уровнях значительных концентраций путем естественного шликования;

6) преимущественно монтмориллонитовый состав глинистых минералов в мелководных и относительно глубоководных зонах бассейнов;

7) смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюдистый состав глинистых минералов в осадках открытого мелководья (алевро-глино-песках, алевро-глино-силицито-известняках);

8) гидрослюдистый состав глинистых минералов песчаных осадков прибрежного и открытого мелководья;

9) присутствие пепловой витрокластике (особенно в составе сантонских алевритово-глинисто-кремнистых осадков), способствовавшей развитию кремниевого планктона и постседиментационному минералообразованию, в частности цеолитовому;

10) высокие концентрации глауконита в алевритово-песчаных осадках мелководья сеноманского бассейна, в алевритово-известково-глинисто-кремнистых осадках мелководья и углубленных участках сантон-маастрихтского бассейнов;

11) образование залежей и проявлений желваковых фосфоритов в гравийно-галечно-песчаных и грубопесчаных осадках прибрежного мелководья в бассейнах различных временных уровней;

12) наличие пластовых белых фосфоритов (вольскитов) в известковых биогенных осадках прибрежно-мелководных участков туронского (?) бассейна;

13) локальное ожелезнение песчаных осадков прибрежно-мелководных участков сеноманского и сантонского бассейнов с образованием линз и пластов железистых песчаников.

Для генетических групп осадков палеогена основными информативными признаками являются следующие:

1) более широкое, по сравнению с поздним мелом, распространение кремнистых осадков депрессионных участков морского бассейна;

2) породообразующее значение диатомовых водорослей;

3) присутствие пепловой витрокластике кислого состава в прибрежно-мелководных песчаных осадках (пролейская свита) и базальтового состава в алевро-глинисто-кремнистых осадках (вешенская свита) депрессионных зон палеоценовых бассейнов;

4) высокая зрелость и преимущественно кварцевый состав песков и алевритов прибрежных и мелководных частей бассейна;

5) титан-циркониевые ассоциации минералов с образованием высоких концентраций (россыпей) в алевритах и мелкозернистых песках активного морского мелководья с дифференцированным рельефом дна;

6) кианит-силлиманит-ставролитовая ассоциация минералов для средне- и крупнозернистых разностей песков прибрежного мелководья;

7) дифференцированное распределение глинистых минералов от преимущественно монтмориллонитовых глин относительно глубоководья к смешаннослойным монтмориллонит-гидрослюдистым алевритово-глинистым, алевритово-глинисто-песчаным осадкам открытого мелководья и гидрослюдисто-глауконитовым пескам прибрежного мелководья;

8) незначительное, по сравнению с поздним мелом, распространение известковых осадков с породообразующим значением планктонных организмов (фораминифер и кокколитофорид) в относительно глубоководных участках палеогенового морского бассейна субокеанического типа;



9) широкое проявление постседиментационных изменений осадков с образованием двух господствующих парагенезов – полиморфных модификаций кремнезема (по ряду: биогенный опал, вулканогенный материал – кремнистый, алюмо-кремнистый гидрогель – опал, кристобалит – кристобалит, тридимит – халцедон – кварц) и цеолитово-глинисто-кристобалитового парагенеза (кремнистый гидрогель + цеолиты + смектит, или глауконит + кристобалит);

10) локальное проявление постседиментационных процессов с образованием фосфоритовых залежей, глауконититов, линз и пластов железистых и кремнистых песчаников промышленного значения.

Для **генетических групп осадков неогена** основными информативными показателями являются следующие:

1) преимущественно терригенный характер осадков;

2) преобладание в прибрежно-мелководных участках сарматского, мэотического, понтического бассейнов известняков-ракушняка с фауной пелеципод, а в мелководно-морских – карбонатно-глинистых отложений;

3) олигомиктовый и мономиктовый состав песков и алевритов;

4) косая слоистость в песчано-алевритовых мелководных и прибрежно-мелководных осадках и горизонтальная тонкая – в глинистых относительно глубоководных;

5) гидрослюдистый состав с примесью хлорита мелководных глин и преимущественно монтмориллонитовый – относительно глубоководных;

6) циркон-рутил-гранат-турмалин-эпидотовая ассоциация минералов мелководных терригенных осадков;

7) наличие известкового кокколитового шлама, переотложенного из мела и палеогена, в известково-глинистых и карбонатных морских мелководных осадках (сармат, мэотис, понт);

8) присутствие в относительно глубоководных глинах гнезд пирита, а также мельниковита, возникающего в условиях недостаточности реакционно-активной сульфидной серы;

9) наличие сидерита в глинистых осадках мелководья и глауконита в алевритах и песках прибрежных зон.

Генетические группы континентальных и переходных (от морских к континентальным) отложений позднего фанерозоя

Континентальные отложения получили наибольшее развитие в поздней перми, раннем триасе, позднем триасе, ранней юре, поздней юре и неогене. На каждом уровне они характеризуются своеобразным набором фашиально-генетических групп и их вещественных характеристик.

Для **позднепермского – раннетриасового континентального осадконакопления**, проходившего в условиях засушливого аридного климата, при значительном развитии процессов механической дезинтеграции пород на источниках сноса характерны следующие основные информативные признаки:

1) присутствие полного генетического ряда фаций: золовых, делювиально-пролювиальных, озерных и аллювиальных со своими характерными особенностями;

2) полимиктовый состав и слабая измененность терригенных компонентов;

3) первичная красноцветность пород, связанная с наличием маловодных окислов железа;

4) незначительное содержание в породах органического вещества и углефицированных растительных остатков в связи со слабым развитием растительного покрова на окружающей суше и окислительными условиями среды седиментации;

5) гидрослюдисто-хлоритовый состав глинистых компонентов;

6) наличие в сохранившихся фрагментах красноцветных почв новообразований гидроокислов железа и минерализованных карбонатных нитевидных корней растений;

7) присутствие анальцима, возникшего в определенных геохимических обстановках за счет разложения пирокластике.

Для **поздетриасового – раннеюрского континентального осадконакопления**, проходившего в условиях гумидного климата и широкого развития кор выветривания на неплененизированной суше, характерны следующие информативные признаки:



1) широкое развитие генетических групп аллювиальных, озерных и озерно-болотных фаций;

2) преобладание олигомиктовых и присутствие в отдельных случаях мономинеральных кварцевых песчаных осадков, содержащих интенсивно измененные обломки пород и минералов;

3) преимущественно сероцветная окраска пород;

4) значительное содержание органического вещества и углефицированных растительных остатков вплоть до образования углистых прослоев, связанных с широким развитием растительного покрова на суше;

5) обязательное присутствие аллотигенного каолинита вместе с монтмориллонит-гидрофлюидными ассоциациями глинистых минералов как результат разрушения на источниках сноса зрелых кор выветривания;

6) появление аутигенного каолинита – показателя кислых сред, возникающих в условиях заболоченных озер;

7) присутствие пропластков сидерита, связанного с перераспределением железа в условиях углекислотного заражения придонных вод, а также конкреций сидерита и анкерита в сохранившихся фрагментах гумидных палеопочв.

Для **переходных фациально-генетических групп осадков среднеюрско-позднеюрского времени**, к которым относятся образования лагун и заливов, а также мелких озерно-болотных бассейнов на равнине, периодически заливаемой морем, характерны следующие информативные признаки:

1) высокие концентрации углистого вещества (аален, байос), накапливавшегося в условиях гумидного климата, и сапропелевого органического вещества (волжский ярус), формировавшегося в условиях постепенной аридизации климата;

2) декарбонатизация известковых компонентов осадков в опресненных участках бассейна;

3) кварцевый состав песчаного материала аллювиальных и авандельтовых образований (гнилушкинская свита);

4) присутствие в пелитовых фракциях авандельтовых песков фрамбоидального пирита, который формируется при насыщении

осадков морскими водами, содержащими сульфат-ион;

5) локальное развитие на островной суше красноцветных латеритных почв (Соль-Илецк), пронизанных ходами мелких червей, содержащих гиббсит, а также свободные формы алюминия.

В палеогене выделяются переходные фациально-генетические группы континентально-морских образований, представленных аллювиально-прибрежными авандельтовыми и пляжевыми отложениями. Для них характерны:

1) сложная косая разнонаправленная слоистость;

2) разнотельный состав песков с существенной примесью галечно-гравийного материала (в отдельных слоях до 40%) (верхнесаратовская подсвита, антиповская свита);

3) преимущественно кварцевый состав песка и гравия;

4) силлиманит-дистен-ставролитовая ассоциация аксессуарных минералов;

5) кварц-халцедоновый и фосфоритовый состав гальки в прослоях, обогащенных гравийно-галечным материалом;

6) насыщенность отложений флористическими углефицированными и окремнелыми остатками: детритом, листьями, обломками целых стволов древесины;

7) локальное проявление постседиментационных процессов в виде ожелезнения, окремнения, фосфатизации, сульфатизации осадков;

8) наличие в прибрежных зонах конденсированных слоев, обогащенных переотложенными фосфоритами;

9) континентальные отложения представлены рыхлыми галечниками и песками, формирование которых связано с перемывом местных пород.

Для **переходных фациально-генетических групп осадков неогена** свойственны лиманные и озерные песчано-алевритовые глины гидрослюдистого состава с рассеянными гнездами сидерита и прослоями кварцевых косо- и горизонтально-слоистых песков. В речных врезках формировались аллювиальные галечно-гравийные песчаные образования. Пески кварцевые разнотельные с грубой косой слоистостью. Галька представ-



лена кварцем, обломками кремней и известняков карбона и перми; обломками опок, песчаников, мела, мергелей из меловых и палеогеновых отложений.

Вышеизложенное свидетельствует о необратимых изменениях вещественных характеристик от древних осадков к современным, находя свое отражение в преобразовании генетических групп осадков и их объемов с общей тенденцией уменьшения роли хемогенных образований от перми вверх по разрезу. Наблюдается увеличение роли терригенно-карбонатного, сапропелевого, кремнисто-карбонатного биогенного осадконакопления с последующим переходом в неогене и эоцено-эоцено-эоцено к накоплению преимущественно терригенных осадков высокой зрелости. Практическая значимость исследований заключается в возможности использования вещественных информативных критериев при расчленении осадочных толщ изучаемого региона, разработки критериев межрегиональной корреляции разрезов, а также для прогноза полезных ископаемых.

Библиографический список

1. Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. О цеолитонности эоценовых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья // Геология, физико-химические свойства и промышленное применение цеолитов. Тбилиси, 1985. С.41–45.
2. Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Эоценовые пепловые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья (минер., петрогр., геохим.). Саратов, 1988. С.119–130. Деп. в ВИНТИ 21.09.88 г. №7068-В88.
3. Бондаренко Н.А. Минералого-петрографическая характеристика верхнемеловых пород Саратовско-Волгоградского междуречья Волги и Медведицы // Вопр. стратиграфии и палеонтологии. Саратов, 1980. Вып.5. С.89–107.
4. Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Суетнова Н.А. Наноструктуры как показатели диагенетических процессов в горючих сланцах Волжского бассейна // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар, 1987. С.128–129.
5. Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф. и др. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1997. №3. С.327–330.
6. Яночкина З.А. Информативные минералы и элементы триасовых отложений Саратовского Заволжья // Вопросы геологии и нефтегазоносности некоторых платформенных и складчатых областей. Элиста, 1972. С.99–114.
7. 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. С.123–127.
8. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Информативные признаки граничной зоны перми и триаса (Южн. Междуречье Урал-Волга) // Геологические науки – 99: Тр. Межвед. науч. конф. Саратов, 1999. С.54–57.
9. Яночкина З.А., Гуцаки В.А., Иванов А.В. и др. Литолого-фациальные особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы // Тр. НИИ геологии Сарат. гос. ун-та. Саратов, 2000. Нов. серия. Т.5. 114 с.
10. Яночкина З.А., Жидовинов Н.Я., Ахлестина Е.Ф. и др. Фациально-генетический анализ отложений палеобассейнов фанерозоя юго-востока Русской платформы // Там же. 1999. Т.1. С.33–43.
11. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф. и др. Наиболее значимые событийные уровни, выраженные в вещественном составе отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Саратов, 2004. Т.4, вып.1–2. С.63–79.