



ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.590.2

ИЗМЕНЕНИЯ ИНСОЛЯЦИИ, ВЫЗВАННЫЕ ВЛИЯНИЕМ ЛУНЫ

М.Б. Богданов, А.В. Катрущенко

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

Проведен анализ спектра мощности временного ряда приходящего к Земле потока излучения Солнца в предположении неизменности его светимости в интервале времени с 1700 по 2000 г. в области частот, связанных с движением Луны. В спектре ряда инсоляции, наряду с основным пиком с периодом синодического месяца $29^d.53$, проявляются также пики, соответствующие комбинационным частотам этого месяца с гармониками годичного периода обращения Земли. Амплитуда изменения инсоляции с периодом синодического месяца составляет 82.5 мВт/м^2 и приблизительно в два раза превышает максимальные амплитуды гармоник, связанных с планетными возмущениями.

Changes in the Insolation, caused by the Moon

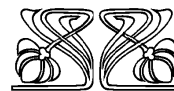
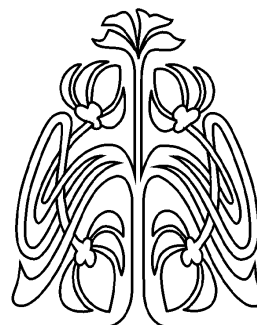
М.В. Bogdanov, А.В. Katrushchenko

The power spectrum of time series of the incoming to the Earth irradiance flux of the Sun under the assumption of the invariability of its luminosity in the time interval from 1700 through 2000 is analyzed in the region of frequencies, connected with the motion of the Moon. In the power spectrum of insolation, together with the basic peak with the period of synodic month $29^d.53$, are manifested also the peaks corresponding to the combination frequencies of this month with the harmonics of the annual period of the Earth. The amplitude of a change in the insolation with the period of synodic month equals 82.5 mW/m^2 and approximately two times exceeds the maximal amplitudes of the harmonics, which are connected with the planetary perturbations.

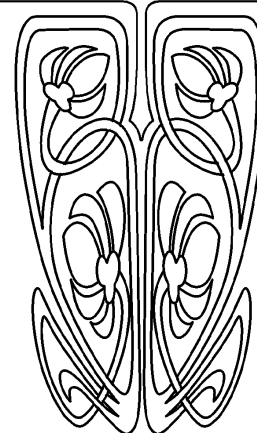
Введение

В последние годы возрос интерес к изучению проблемы влияния Луны на процессы, протекающие в глубинах Земли, ее атмосфере и гидросфере [1–3]. При этом определяющим является приливное воздействие Луны, способное вызывать изменения океанической циркуляции и влиять на характеристики регионального и глобального климата. Вместе с тем наличие спутника нашей планеты приводит и к изменениям инсоляции. Известно, что движение системы Земля – Луна происходит вокруг общего центра масс, не совпадающего с центром Земли. В свою очередь, этот центр в ходе годичного движения перемещается по орбите под действием притяжения Солнца, подвергаясь дополнительным возмущениям от планет Солнечной системы. В результате геоцентрическое расстояние от Солнца изменяется достаточно сложным образом, вызывая изменения величины основного климатического фактора – потока солнечного излучения. Наличие специфических обратных связей [4,5] делает глобальный климат весьма чувствительным к изменениям инсоляции.

В предыдущих исследованиях мы изучили короткопериодические изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли [6], а также совместным действием планетных возмущений с вариацией солнечной постоянной [7]. Целью настоящей работы является анализ изменений потока солнечного излучения, связанных с влиянием Луны.



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ





Расчет инсоляции и спектра мощности ее флуктуаций

Приближенная оценка влияния движения наблюдателя вокруг центра масс системы Земля – Луна на величину инсоляции может быть получена достаточно просто. Известно, что среднее расстояние этого центра масс от центра Земли составляет $\Delta r = 4650$ км. Поток излучения Солнца за пределами атмосферы на среднем расстоянии $r_0 = 1$ а.е. $= 149.6 \times 10^6$ км определяется солнечной постоянной Q . Используя для величины Q значение 1366.22 Вт/м², принятое в качестве космического абсолютного радиометрического эталона (SARR), получим амплитуду изменения инсоляции геоцентрического наблюдателя $\Delta I = Q(\Delta r/r_0)^2 = 84.9$ мВт/м². Очевидно, что такое изменение инсоляции будет происходить периодически с периодом, равным синодическому месяцу (промежуток времени между одинаковыми фазами Луны, $29^d.5306$). В фазе полнолуния мгновенная инсоляция будет на величину ΔI больше, а в новолунии – меньше среднего значения. Годичное движение центра масс системы Земля – Луна по эллиптической орбите, возмущаемой притяжением планет, также должно вызывать изменение геоцентрического расстояния Солнца, что, учитывая нелинейную зависимость потока от расстояния, должно приводить к наличию в спектре флуктуаций инсоляции гармоник комбинационных частот.

Для исследования проблемы с точностью современных численных методов небесной механики мы проанализировали поведение спектра мощности ранее вычисленного временного ряда

мгновенных значений инсоляции [6] с 1.01.1700 по 31.12.2000 г., содержащего 10994 отсчетов с дискретностью 10^d , в области лунных гармоник. Предварительно из ряда был вычтен вклад синусоиды с периодом, равным аномалистическому году (промежуток времени между двумя последовательными прохождениями Земли перигелия, $365.^d25964$), и его первой гармоники, имеющей период $182.^d62982$. Вновь использовался классический вариант цифрового спектрального анализа с расчетом спектра мощности $S(f)$ путем фурье-преобразования автокорреляционной функции [8]. При выбранном максимальном сдвиге автокорреляции в 9000 отсчетов для использованного корреляционного окна Ханна ширина спектрального окна составляет $\Delta f = 1.481 \times 10^{-5} d^{-1}$, число степеней свободы спектральной оценки равно 3, а длина 90% -го логарифмического доверительного интервала 1.35. График логарифма спектра мощности в интересующем нас диапазоне частот f от $0.02 d^{-1}$ до частоты Найквиста $0.05 d^{-1}$ приведен на рисунке. Вертикальным отрезком на этом рисунке показан логарифмический доверительный интервал. Совмещая середину доверительного интервала с основанием пиков в спектре мощности можно убедиться, что большинство наблюдаемых гармоник являются статистически значимыми.

Идентификация гармоник показана у вершин пиков на рисунке набором букв и цифр. Буква является первой буквой английского наименования небесного тела, а цифра определяет номер гармоники (ноль соответствует основному периоду). Таким образом, $L0$ – гармоника, соответствующая синодическому месяцу, а $L0 - E0$ – комбинаци-

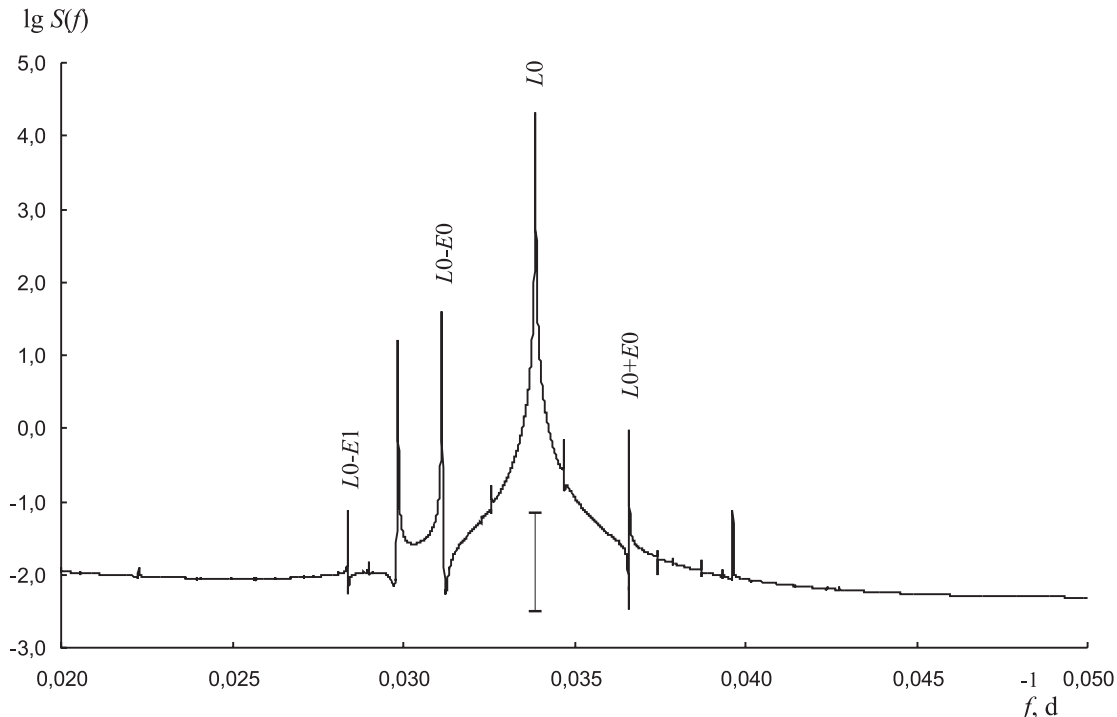


График логарифма спектра мощности временного ряда изменения инсоляции в области частот, связанных с движением Луны



онная гармоника, частота которой является разностью частоты синодического месяца и частоты, соответствующей аномалистическому году Земли. В качестве оценки амплитуды гармоники нами была взята величина

$$A(f_m) = \sigma \sqrt{2\Delta f(S(f_m) - S_0)}, \quad (1)$$

где σ – среднеквадратичное отклонение временного ряда равное 0.106430 Вт/м^2 , Δf – ширина спектрального окна, $S(f_m)$ – значение спектральной

плотности в максимуме пика, а S_0 – величина спектральной плотности у основания пика, оцениваемая как полусумма значений $S(f)$, измеренных слева и справа от пика. Если принять, что погрешность оценки амплитуды определяется неопределенностью уровня основания пика, то в качестве ее верхнего предела можно взять величину

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

Характеристики гармоник, возникающих в спектре мощности изменения инсоляции под влиянием притяжения Луны

$f, 10^{-2} \text{ д}^{-1}$	$T, \text{ д}$	$A(f), \text{ мВт/м}^2$	$\Delta A, \text{ мВт/м}^2$	Идентификация
2.8385	35.230	0.15	0.06	$L0 - E1$
2.9845	33.506	2.35	0.08	
3.1125	32.128	3.69	0.08	$L0 - E0$
3.3865	29.529	82.54	0.07	$L0$
3.6600	27.322	0.56	0.08	$L0 + E0$

Характеристики наиболее заметных гармоник приведены в таблице. Значения периодов T (в средних солнечных сутках) рассчитаны как величины, обратные измеренным частотам f . Как видно из таблицы, главной гармоникой в спектре ряда инсоляции является гармоника $L0$ с периодом синодического месяца. Ее амплитуда равна $82.54 \pm 0.07 \text{ мВт/м}^2$, что хорошо согласуется с полученной выше приближенной оценкой. Гармоника с номером 2 имеет частоту 0.029845 д^{-1} . Численно это значение совпадает с комбинацией частот $L0 - (E0 + M0)$, где $M0$ – частота, соответствующая синодическому периоду Марса 779.94 . Однако отсутствие в спектре гармоник, связанных с Юпитером и Венерой, возмущающее воздействие которых на движение системы Земля – Луна должно существенно превышать влияние Марса, вызывает сомнения в правильности такой идентификации.

Заключение

Применение современных численных методов небесной механики позволило дать ответ на вопрос о степени влияния Луны на изменение величины потока солнечной радиации. В рассчитанном спектре мощности временного ряда инсоляции обнаружен пик с периодом синодического месяца $29^{\text{д}}.53$, а также пики, отвечающие комбинационным частотам этого месяца с гармониками годичного периода обращения Земли. Амплитуда изменения инсоляции с периодом синодического месяца составляет 82.5 мВт/м^2 и приблизительно в два раза превышает максимальные амплитуды гармоник, связанных с планетными возмущениями [6].

Малая продолжительность синодического месяца приводит к тому, что изменения инсоляции, связанные с движением вокруг центра масс системы Земля – Луна, усредняются и не влияют на глобальный климат. Однако на интервале в несколько дней эффект может стать заметным.

Как и в случае планетных возмущений, он может быть учтен путем использования при расчетах прогноза погоды реальных величин инсоляции, соответствующих точным значениям расстояния Земли от Солнца.

Представляет большой интерес попытка обнаружить проявление лунной гармоники изменения инсоляции во временных рядах метеорологических величин. В случае достаточно продолжительных рядов наблюдений эту задачу можно надеяться решить с использованием цифрового спектрального анализа.

Библиографический список

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М., 1996. 188 с.
2. Wunsch C. Moon, tides and climate // Nature. 2000. V. 405. P. 743–744.
3. Treloar N.C. Luni – solar tidal influences on climate variability // Intern. J. Climatology. 2002. V. 22, № 12. P. 1527–1542.
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, October 27–29, 2004. P.1–16 (<http://arxiv.org/abs/physics/0411002>).
6. Богданов М.Б., Сурков А.Н. Короткопериодные изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 48–54.
7. Богданов М.Б., Катрущенко А.В., Сурков А.Н. Изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли и вариацией солнечной постоянной // Изв. Сарат. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2006. Т. 6, вып. 1. С. 3–9.
8. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения: В 2 т. М., 1972. Т.1. 316 с.



УДК 624.131.1 : 556.3

ПОКАЗАТЕЛЬ НАРУШЕННОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОД

А.М. Бондаренко

Саратовский государственный университет,
кафедра геоморфологии и геоэкологии
E-mail: bam54@list.ru

На основе использования многолетней информации о динамике уровней грунтовых вод предлагается статистический критерий изменчивости естественного режима грунтовых вод на урбанизированных территориях. Предлагаемый показатель целесообразно применять для построения карты нарушенности природного режима уровня грунтовых вод при моделировании потенциальной подтопленности территорий.

Environmental Disturbance of Ground Water Natural Circulation Mode

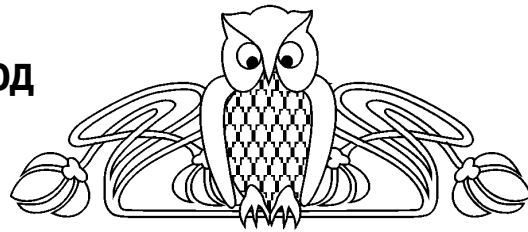
A.M. Bondarenko

Based on multi-year data about the changes in the ground water level a statistical criterion for the variability of ground water natural circulation mode in the urban lands is offered in this article. It is expedient to use the suggested value of environmental disturbance for making an inundation map of level environmental disturbance when simulating the land potential ground water inundation (waterlog).

Одним из отрицательных последствий инженерно-хозяйственной деятельности является подъем уровня грунтовых вод (УГВ) на урбанизированных территориях вследствие изменения водного баланса грунтовых вод. При подъеме УГВ, достигающем уровня выше критического, происходит подтопление зданий и сооружений, что приводит к изменению прочностных и деформационных свойств оснований фундаментов.

Для решения проблем, связанных с появлением и развитием подтопления, необходимо своевременное изучение комплекса данных природного и техногенного характера. При этом подвергаются анализу физико-географические условия, геологическое строение территории, наблюдения за УГВ на режимных скважинах, инженерное устройство территории, условия застройки и другие данные.

Далее необходимо выявить естественные и искусственные факторы и источники подтопления [1], которые учитываются при математическом моделировании потенциальной подтопленности территории. Нарушение естественного режима грунтовых вод вызывается различными причинами, в разной степени влияющими на развитие подтопления. Степень нарушенности естественных колебаний УГВ обусловлена различной застройкой города (от индивидуальной до многоэтажной), неравномерным распределением водонесущих



коммуникаций и соответственно пространственной и временной непредсказуемостью утечек из них, различной дренированностью территории. Иногда выявляется зависимость степени нарушенности от условий застройки территории, и это учитывается при соответствующем районировании. Однако тип застройки далеко не всегда является определяющим фактором степени нарушенности режима грунтовых вод.

При оценке потенциальной подтопленности наряду с приемами качественного анализа ситуации необходимо использовать количественный показатель (критерий) нарушенности, который позволил бы объективнее оценивать степень изменения режима грунтовых вод как в селитебной, так и в промышленной зонах.

Предлагаемый показатель нарушенности основывается на использовании многолетней информации о динамике уровней грунтовых вод. При этом анализу подвергаются все среднегодовые гидрографы, построенные по данным наблюдений на режимных гидрогеологических скважинах.

Фактическим материалом, определяющим степень нарушенности естественного режима, является не столько ряд значений среднегодовых УГВ, сколько ряд изменений (среднегодовых разностей), смежных в многолетнем ряду наблюдений:

$$\Delta H_i = H_{i+1} - H_i.$$

Характер изменчивости этих величин от года к году хорошо отражает влияние именно неприродных факторов подтопления. К тому же величина $\Delta H_{50\%}$, т. е. наиболее вероятной 50%-ной обеспеченности, дает приближенное представление о таком трудноопределимом параметре, как модуль грунтового питания в разных районах подтапливаемой территории.

Степень нарушенности режима УГВ находит свое отображение и во внутрирядной корреляции составляющих ряда разностей ΔH_i . В качестве характеристики при этом может быть применен коэффициент корреляции между разностями среднегодовых уровней смежных лет – $r_{i,i+1}$. В том случае, если нарушенность естественного режима грунтовых вод имеет систематический (не случайный) характер, этот коэффициент возрастает. В природных ненарушенных условиях залегания



грунтовых вод внутрирядная корреляция невелика либо отсутствует ($r_{i,i+1} = 0$).

Устойчивым и чувствительным показателем нарушенности естественных колебаний УГВ оказалось произведение, связывающее по модулю коэффициент внутрирядной корреляции $r_{i,i+1}$ и смежную разность среднегодовых уровней $\Delta H_{50\%}$:

$$N_r = |r_{i,i+1} \cdot \Delta H_{50\%}|.$$

Коэффициент корреляции между смежными членами ряда может быть определен из формулы для критерия случайности Неймана [2]

$$\delta = \frac{\sigma^*}{\sigma^2} = 1 - r_{i,i+1},$$

где соответствующие дисперсии по данным выборки равны

$$\sigma_*^2 = \frac{1}{2(n-1)} \sum_1^{n-1} (\Delta H_{i+1} - \Delta H_i),$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_1^n (\Delta H_i - \overline{\Delta H}).$$

Здесь $\overline{\Delta H}$ – средняя разность смежных среднегодовых уровней грунтовых вод в многолетнем ряду наблюдений на режимной скважине.

Значение $\Delta H_{50\%}$, входящее в формулу показателя нарушенности, целесообразно определять графически с эмпирических кривых обеспеченности разностей среднегодовых уровней. При незначительной асимметричности этих кривых можно принять $\Delta H_{50\%} = \Delta H$. Расчет обеспеченности рекомендуется вести по формуле С.Н.Крицкого и М.Ф.Менкеля [2].

При выделении районов с различной степенью нарушенности режима грунтовых вод можно использовать следующую градацию значений предложенного показателя:

- тип слабонарушенного режима – $N_r < 0.01$ м,
- тип нарушенного режима – $0,01 \leq N_r < 0.05$ м,
- тип весьма нарушенного режима – $N_r \geq 0.05$ м.

УДК 528.94:55(470.44)

ОПЫТ СОЗДАНИЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ НА ГЕОГРАФИЧЕСКОМ ФАКУЛЬТЕТЕ САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

В.З. Макаров, А.Н. Чумаченко, А.М. Дёмин, В.А. Гусев, А.В. Федоров, Ю.В. Волков, В.А. Данилов, А.С. Панкратьев

Саратовский государственный университет, лаборатории урбоэкологии и регионального анализа, геоинформатики и тематического картографирования
E-mail: gis@sgu.ru

В статье приводятся результаты многолетних работ по созданию многоцелевых и проблемно-ориентированных гео-

Сопоставление показателей нарушенности и динамики УГВ в черте города с показателями и графиками естественных изменений уровня за пределами города в аналогичных физико-географических условиях позволяет судить о приемлемости подобной типизации [3].

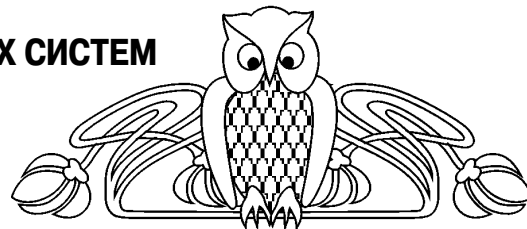
Точность выделения границ районов с применением показателя N_r зависит от равномерности и густоты использованной режимной сети скважин, т. е. от степени гидрогеологической изученности рассматриваемой территории.

Применение количественного критерия для оценки степени нарушенности уровня режима грунтовых вод позволяет объективнее и с большей достоверностью выявить факторы и источники подтопления. Кроме того, предлагаемый статистический критерий дает возможность математически формализовать районирование территории по степени нарушенности режима УГВ при использовании геоинформационных систем.

Карту нарушенности естественного режима УГВ, полученную на основе показателя нарушенности, целесообразно применять при моделировании потенциальной подтопляемости территории по соответствующим геофильтрационным схемам. При этом на разных этапах комплексного изучения подтопляемости грунтовыми водами строятся либо обновляются также и карты литологических комплексов, кровли водоупора, гидроизогипс, карты инженерного устройства, условий застройки.

Библиографический список

1. Абрамов С.К., Дегтярев Б.М., Дзекцер Е.С. и др. Прогноз и предотвращение подтопления грунтовыми водами территории при строительстве. М., 1978. 151с.
2. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Л., 1974. 424 с.
3. Бондаренко А.М., Мамаева С.А. Опыт комплексного изучения подтопляемости г. Павлодара грунтовыми водами // Инженерная геология. М., 1987, Вып. 5. С.78–83.



графических информационных систем (ГИС), выполненных в научно-исследовательских лабораториях географического факультета Саратовского государственного университета имени Н.Г. Чернышевского. Подробно рассмотрены структура и содержание комплексной муниципальной ГИС, специализированных ГИС по градозащите, ГИС по управлению национальным парком.



Experience of Creating GIS System at Geographical Faculty of the Saratov State University

V.Z. Makarov, A.N. Chumachenko, A.M. Demin, V.A. Gusev, A.V. Fedorov, Yu.V. Volkov, V.A. Danilov, A.S. Pankratiev

There are many years results working of creating multi-thematic and task-level geoinformational system (GIS) in this article. GIS were created in researchable laboratories of urboecology and regional analysis, geoinformatics and thematic mapping of geographical faculty of the Saratov State University. Structure and subjects of integrated municipal GIS, specify urbanecological GIS and special national park management GIS are carefully studied.

Введение

Цель данной статьи – осветить ряд проблем, связанных с разработкой и созданием комплексных и специализированных географических информационных систем (ГИС). В работе излагаются концептуальная основа, содержание и структурная организация проблемно-ориентированных и комплексных ГИС разного территориального масштаба и объектного содержания: от регионального уровня до уровня муниципального района, города или отдельного хозяйствующего или управляющего субъекта (национальный парк, областные и городские структуры по медицине и социальному развитию).

Рассматриваемые ниже ГИС были созданы за последние 14 лет в научно-исследовательских лабораториях урбоэкологии и регионального анализа, геоинформатики и тематического картографирования географического факультета Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского [1–7] для различных организаций, ведомств и служб, расположенных в Саратовской области.

Однако прежде чем излагать содержание выполненных конкретных ГИС-проектов, определим некоторые общие понятия в геоинформатике, в частности рассмотрим сущность ГИС и ГИС-технологий.

Основные понятия и определения

Географические информационные системы (геоинформационные системы, ГИС, ГИС-технологии) представляет человеко-машинный комплекс, создающий информацию двоякого рода – качественную, так называемую «атрибутивную», связанную с характеристикой субстантивных и временных свойств объектов, процессов и явлений, и пространственную информацию, отражающую размеры, конфигурацию и взаимное расположение объектов, процессов и явлений [8,9].

ГИС-технологии предполагают и осуществляют перевод любых характеристик геосистем в пространственные и атрибутивные базы данных, обеспечивают хранение, передачу, обработку

территориально распределенной информации. Поэтому в последние десятилетия в науке и практической деятельности, связанных с задачами территориального анализа, накоплением и обработкой любой территориальной информации в поисках закономерностей территориального упорядочения объектов, процессов и явлений на земной поверхности, появился новый и чрезвычайно эффективный инструмент – геоинформационные технологии и создаваемые на их основе географические информационные системы (ГИС).

ГИС – синтез компьютерных технологий и упорядоченных сведений о территории с целью их графической (картографической) визуализации, анализа, синтеза, моделирования, хранения, накопления и передачи информации для решения разнообразных задач по управлению территорией (акваторией).

По сути ГИС – это способ пространственного мышления, базирующийся на компьютерном картографировании, пространственных базах данных, их статистической обработке и моделировании [10]. В чем привлекательность, информационная и методическая сила географических информационных систем и технологий ГИС?

В условиях зарождающегося постиндустриального информационного общества, где информация становится важнейшим материальным, финансовым, политическим ресурсом, ГИС выступают как идеология и средство существования в информационном пространстве. Ныне можно с уверенностью сказать, что ГИС есть продукт информационного общества. Известно, что 70% всей информации имеет конкретный пространственный адрес. Большинство явлений, событий так или иначе территориально привязаны. Понять «пространство» – значит осознать свое место («toros») в окружающем мире и действовать в соответствии с особенностями местоположения.

Отсюда очевидно, что ГИС представляют наиболее эффективный способ территориального анализа, особенно комплексного территориального анализа, представляющего собой одно из важных направлений научного поиска в геосистемологии.

В чем причина быстрого распространения ГИС-технологий в разных областях управления и планирования территориального развития? Прежде всего, в *интегрирующем* потенциале ГИС. ГИС способны преодолевать информационные барьеры между различными ведомствами и службами [11], «высвечивать», делать визуально наглядной любую территориальную ситуацию.

Итак, ГИС – это способ территориального анализа и управления территорией, базирующийся на компьютерном картографировании, пространственных базах данных, их обработке и моделировании.

А.М. Берлянт и Е.А. Жалковский [12] выделяют три аспекта ГИС:



– «ГИС-производство» – создание аппаратных средств и программных продуктов для обеспечения управления и принятия решений (производственный аспект ГИС);

– «ГИС-технология» – сбор, хранение, преобразование, отображение и распространение пространственно-координированной информации (технологический аспект ГИС);

– ГИС как средство анализа, моделирования и изучения территориальных явлений, процессов, объектов (научно-исследовательский аспект ГИС).

Разумеется, в геосистемологии используются все три стороны, три аспекта ГИС-методологии, так как они неразрывно связаны общей информационной, производственной, исследовательской цепочкой.

Далее рассмотрим ряд примеров в построении специализированных и комплексных ГИС: *ГИС – муниципальный район; ГИС – городская территория, медико-географическая ГИС, ГИС – национальный парк* – как подсистем, создаваемых в рамках инновационного проекта, единой *ГИС – административная область*.

Содержание ГИС-муниципальный район

ГИС-муниципальный район была создана на основе топографической карты административного района масштаба 1:50000 открытого содержания и в контексте программы по созданию «Схемы территориального планирования развития муниципального района»*.

Базовая картографическая основа ГИС-муниципальный район состоит из нескольких десятков картографических слоев, таких как гидрография, зеленые насаждения, транспортная сеть, населенные пункты, административное деление и т.д.

Специальное (тематическое) содержание ГИС разработано в лаборатории урбоэкологии и регионального анализа географического факультета СГУ им. Н.Г. Чернышевского на основе разнообразных данных соответствующих ведомств Саратовской области и конкретного муниципального района.

Перечислим структуру атрибутивных и картографических баз данных ГИС-муниципальный район по тематическим блокам, включающим:

Раздел 1 – анализ и оценку географического и социально-экономического положения муниципального района в структуре Саратовской области.

Раздел 2 – анализ и оценку современного землепользования.

Раздел 3 – анализ и оценку природных условий и ресурсов, экологического состояния **муниципального района**. В разделе 3 рассмотрены:

3.1. Специфика природных условий. Ландшафтная структура территории. Состояние и оценка природных условий и ресурсов. Климатические и инженерно-геологические условия. Минерально-сырьевые ресурсы, водные ресурсы, земельные ресурсы, растительность. Особо охраняемые территории.

3.2. Экологическая оценка территории. Состояние воздушного бассейна, поверхностных и подземных вод, почв, растительности. Опасные природные и природно-антропогенные процессы и явления. Экологическое районирование территории по уровню экологического риска и возникновения чрезвычайных ситуаций.

3.3. Оценка природно-ресурсного и экологического потенциала территории для нужд сельского хозяйства, промышленности, строительства, рекреации, водопотребления.

3.4. Предложения по стабилизации и улучшению экологической обстановки в районе.

Раздел 4 – анализ и оценку современного состояния промышленности и сельского хозяйства, состоящих из рассмотрения:

4.1. Производственного комплекса. Оценки современного состояния, инвестиционной привлекательности, предложений по развитию.

4.2. Сельского хозяйства. Оценки современного состояния и прогноза развития.

Раздел 5 – анализ и оценку социально-демографических и расселенческих характеристик. Включает следующие подразделы:

5.1. Опорный каркас расселения, транспортная инфраструктура, оценка доступности, связности населенных пунктов

5.2. Динамика численности населения по населенным пунктам, демографические характеристики, занятость населения, миграция. Оценка демографической емкости территории.

5.3. Общественная инфраструктура: образование, здравоохранение. Торгово-бытовое обслуживание. Услуги связи. Современное состояние и предложения по размещению соответствующих объектов капитального строительства.

5.4. Состояние жилого фонда и обеспеченность инженерными сетями. Тенденции развития жилищного строительства.

Раздел 6 – оценку историко-культурного потенциала территории:

6.1. Анализ территориальной локализации и возможностей использования для развития туризма;

Раздел 7 – предложения по повышению качества жизни населения:

7.1. Мероприятия по реконструкции, развитию производственного комплекса.

7.2. Мероприятия по повышению качества жизни населения.

Раздел 8 – Создание пилотного проекта специализированной ГИС – территориальное планирование муниципальных образований административного района с дружественным интерфейсом на платформе MapInfo.

* Географы Саратовского университета совместно со специалистами проектного института «Саратовгражданпроект» участвуют в создании схем территориального планирования муниципальных районов Саратовской области.



Тематические слои картографической базы данных ГИС-муниципальный район включают:

1. *Карты современного состояния (обосновывающие карты):*

1.1. Карта использования территории муниципального района

1.2. Карта границ зон негативного воздействия объектов капитального строительства местного значения.

1.3. Карта границ территорий объектов культурного наследия.

1.4. Карта комплексной оценки территории района.

1.5. Космофотокарта.

1.6. Карта опасных природных и техногенных процессов и зон экологического риска.

1.7. Иные карты природного и социально-экономического содержания.

2. *Схемы предложений по территориальному планированию:*

2.1. Схема планируемого размещения объектов капитального строительства общественной инфраструктуры (образование и здравоохранение, торговля, общественное питание, бытовое обслуживание, связь).

2.2. Карта природоохранных мероприятий и предлагаемой сети особо охраняемых природных территорий.

Ныне разработана и апробирована базовая модель **ГИС - муниципальный район** при создании схем территориального развития Краснокутского, Татищевского, Балаковского муниципальных районов. Всего запланировано создание ГИС-территориального развития 32 муниципальных районов Саратовской области.

Структура и содержание экологической ГИС промышленного города (на примере крупных городов Саратовской области).

1.1. Информационная база городской ГИС

Источниками градоэкологической информации выступают фондовые материалы различных государственных, а ныне часто акционерных и даже частных предприятий, служб и ведомств. Эти ведомственные фонды (геологический, земельный, лесной, архитектурно-планировочный, экологический, госстатистики, медицинский и др.) содержат информацию за разные годы о характере, специфике различных процессов, объектов, явлений, их правовой и территориальной принадлежности.

Данные материалы хранятся в бумажном и электронном виде, в табличной, графической, картографической и текстовой формах. Они, как правило, разномасштабные, отличаются качеством, часто территориально не привязаны. Отсюда возникает одна из главных проблем организации специализированной градоэкологической ГИС – преодолеть ведомственные информационные барьеры при сборе исходной информации о территории города [11], сделать данную информацию равномасштабной,

синхронной и синтопной (т.е. «одноместной»), содержательно равнокачественной. Нужно найти, преобразовать, «переместить» имеющуюся информацию, территориально и хронологически ее привязать и разместить по тематическим слоям: геомному (горные породы, рельеф), мобиломному (климат гидрография), биотическому, биокосному (почвы) блокам ландшафтной подсистемы; геодемографическому, медико-географическому, социально-экономическому блокам демопопуляционной подсистемы; архитектурно-планировочному, производственно-территориальному, транспортно-коммуникационному блокам инженерно-технической подсистемы урбогеосистемы.

Фондовые, отраслевые, архивные данные, как правило, малодоступны, разрозненны, хранятся в бумажном виде. Их поиск и перевод в электронную форму представляет вторую существенную трудность применения ГИС в градостроении, и в частности в градоэкологии. Работа эта весьма трудоемка и дорогостояща.

Другим важным и все более доступным источником градостроительной информации становятся данные дистанционного зондирования городских территорий (ДЗГТ). Они поступают в результате аэрокосмической съемки земной поверхности с пилотируемых и беспилотных космических летательных аппаратов, самолетов, дельтапланов.

Все более эффективным в градостроении становится использование разнообразных космоснимков, получаемых с орбитальных комплексов как отечественных – «Ресурс», так и зарубежных – «Spot», «Landsat» и др. [13].

Космические снимки, выполненные в разных спектрах видимого излучения, как монохромические, так и мультиспектральные, позволяют решать разнообразные градоэкологические задачи. Назовем некоторые из них, решенные нами при изучении крупных городов Саратовской области:

– классификация городских земель по различным видам использования: жилая застройка разной этажности; промышленные площадки и промышленные зоны; пустующие земли; земли под гаражными городками, садово-огородными кооперативами; складские земли; сельскохозяйственные земли; нефтегазопромыслы; водные объекты; лесные земли; городские зеленые насаждения; транспортные коридоры и земли внешнего транспорта. По космическим снимкам высокого разрешения уточнялось (обновлялось) содержание топографических карт и создавалась функционально-экологическая модель городской территории – выявление, уточнение и классификация экологически опасных объектов, процессов и явлений природного, природно-техногенного и техногенного происхождения. В частности, анализ спектральных показателей космического снимка территории Саратова позволил определить участки активной линейной и плоскостной эрозии, зоны накопления твердого материала в устьевых частях



волжских протоков, границы древних и современных оползней, участки береговой абразии, линейно-ментные структуры, т.е. линейные спектральные аномалии, связанные с литоморфоблоковым строением территории Саратова;

– изучение и мониторинг территориального роста города, определение направлений и характера изменения землепользования путем сравнения функционально-экологической структуры города по данным космоснимков разных лет. В нашем случае был выполнен анализ космоизображений территории Саратова по снимкам 1996, 1999, 2006 гг. и выявлены изменения в структуре и характере землепользования за указанные годы.

Высокоточные (10 м и более) космические изображения городских и пригородных территорий имеют высокий интегрирующий потенциал, они «высвечивают» многие типы природных и инженерно-градостроительных рубежей-границ, показывают сетевые структуры, урбандшафтные таксоны, сетевые узлы, детериорирующие процессы и объекты.

Следует указать еще на одну важную особенность космоизображений при их сочетании с ГИС-технологиями – они могут быть растровой подложкой для векторного картографического содержания. В этом случае можно быстро уточнять и обновлять топографические карты.

Разумеется, кроме аэро-и космоизображений, главную и незаменимую информацию содержат топографические крупномасштабные карты города.

В градоэкологических исследованиях наиболее употребительны масштабы 1:2 000; 1:10 000; 1:25 000; 1:50 000 – все они содержат данные о рельефе города, зеленых насаждениях, водных объектах, городской застройке, инженерных коммуникациях, нарушенных землях и т.д. Карты указанных масштабов имеют закрытый характер, поэтому при их использовании необходимы руководствоваться требованиями, изложенными в соответствующих нормативных документах Госгеонадзора, Роскартографии, Законе РФ о государственной тайне.

Наша практика работы с топографическими картами указанных масштабов при их переводе в цифровую форму показала, что в градоэкологических, а конкретнее ландшафтно-градоэкологических работах на территории крупнейших городов (более 500 000 населения) достаточно масштаба карт 1:10 000, 1:25 000. Для крупных городов (до 500 000 жителей) удобны масштабы 1:2 000 и 1:10 000. Изучение отдельных урбандшафтных участков и их типов [5] требует масштаба 1:2 000.

Кроме топографических карт в качестве исходной информации для создания городской экологической ГИС необходимы тематические карты по уже названным подсистемам городской урбогеосистемы: природно-ландшафтной; инженерно-градостроительной; демопопуляцион-

ной. Цифровые тематические карты либо создаются заново на основе имеющихся бумажных карт, результатов полевых работ и информации, хранящейся в разных организациях и ведомствах, либо, что весьма редко, заимствуются. Топографические и тематические карты переводятся в электронную форму в растровом, растрово-векторном или векторном форматах.

Третьим существенным источником информации об экологическом состоянии городской территории являются полевые (натурные) исследования. Они могут быть комплексными и специализированными, охватывающими всю территорию города и пригород или отдельные урбандшафтные участки.

В процессе градоэкологических исследований территории крупных городов Саратовской области в лаборатории урбоэкологии СГУ были составлены следующие программы проведения комплексных ландшафтно-градоэкологических работ: «Экологический мониторинг Саратова (ЭМоС)»; «Ландшафтно-экологическое обследование территории города Балаково для создания экологического атласа»; «Ландшафтно-экологический анализ территории города Энгельса для подготовки экологического раздела Генерального плана города». В рамках указанных комплексных работ проводились микролиматические, геоморфологические, почвенные, фитоиндикационные, геоботанические, включая лесотаксационные, снегогеохимические и педогеохимические исследования, изучалась урбофункциональная структура, санитарно-гигиеническое состояние и социально-экологическая ситуация в урбандшафтных выделах. Кроме того, выполнялись отдельные отраслевые программы: мониторинг снежного покрова; эколого-геохимические исследования; медико-экологические исследования; инвентаризация и оценка нарушенных и неудобных земель Саратова; инвентаризация и оценка зеленых насаждений города.

В каждой из названных программ выполнялся комплекс инструментальных и визуальных наблюдений в пределах модельных площадок по профилям – трансектам и по ходу маршрутов. Применялся и анкетно-опросный метод. Важно подчеркнуть, что полевые обследования охватывали все основные урбандшафтные таксоны интегрированной делимитационной модели городской территории – ландшафтные «ячей», высотные ярусы, водосборные бассейны, «матрицы», «сети» и «пятна» разной «цветности», а также типы и виды урбандшафтных участков [5].

1.2. Структура городской ГИС. Принципы и содержание комплексного градоэкологического картографирования

Следующим этапом создания экологически ориентированной городской ГИС является создание электронных баз данных, являющихся основой любой ГИС. Полученная в процессе полевых и камеральных исследований информация упорядочивается в виде картографической базы данных

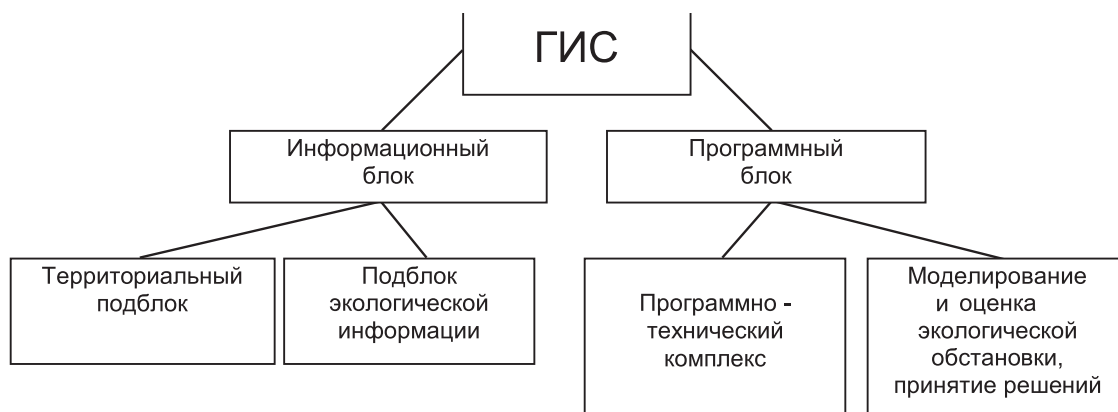


(КБД) и атрибутивной (непространственной) базы данных (АБД). При выполнении градозэкологических работ важно выделить оптимальные масштабы базовых карт. Как уже отмечалось выше, мы предлагаем для городов с населением от 200 000 до 1 000 000 человек базовые масштабы 1:50 000, 1:25 000; 1:10 000 и 1:2 000. Весьма необходима актуализация, т.е. проверка содержания карты на достоверность. Здесь важную роль играет свежая информация с аэро- и космоснимков. В лаборатории урбоэкологии СГУ и регионального анализа для актуализации базовых топографических карт городов Саратов и Балаково были выполнены как натурные обследования, так и дешифрирование аэро- и космоснимков высокого разрешения.

Картографическая информация хранится в КБД в растровом, векторном и растрово-векторном форматах. Наиболее удобны для хранения и передачи, а также геомоделирования и геоанализа векторный формат и сочетание растрового и векторного форматов. Последний вариант наиболее часто применяется при одновременном использовании векторной топокарты и растровой «подложки» аэро-или космоснимка. Данный прием позволяет уточнять и корректировать устаревшее содержание топографической базовой карты.

Важнейшими элементами ГИС-технологий являются ГИС-моделирование и приемы наложения различных тематических слоев карт (оверлей). Поэтому кроме базовых цифровых карт в КБД входят различные тематические карты указанных выше масштабов. Создание тематических карт – важнейший этап и конечный продукт градозэкологических исследований. Данное направление работ получило название автоматизированного картографирования [14].

Экологически ориентированная городская ГИС должна включать базовые цифровые топографические и тематические карты, отраслевые описания, цифровые космо-аэрофотоснимки, набор математических модулей, встроенных в операционную оболочку ГИС или интегрируемых в нее. Первоначальной задачей организации экологически ориентированной ГИС является сбор и перевод в электронную форму первичной информации, т.е. создание атрибутивной и картографической баз данных, это наиболее трудоемкая и дорогостоящая часть любой ГИС, составляющая по оценкам специалистов 70% общих временных и материальных затрат. Основные структурные элементы градозэкологической ГИС отражены на рисунке.



Структура экологически ориентированной ГИС

Процесс создания градозэкологической ГИС разбивается на три логических этапа:

- 1) этап автоматизированного составления отдельных карт градозэкологического содержания;
- 2) этап создания электронного экологического атласа города. Электронный экологический атлас представляет самостоятельный интерес и является законченным продуктом второго этапа градозэкологических исследований с использованием ГИС-технологий и в то же время служит промежуточным звеном при создании ГИС;
- 3) этап построения проблемно-ориентированной экологической ГИС.

Рассмотрим более подробно содержание работ на втором и третьем этапах.

Как уже отмечалось, в лаборатории урбоэкологии и регионального анализа созданы электронные экологические атласы Балаково, Са-

ратова, медико-экологический атлас «Туберкулез и окружающая среда Саратовской области»; «Атлас заболеваемости хроническим туберкулезом и бронхиальной астмой Саратовской области», монография-атлас «Медико-экологический анализ распространения злокачественных опухолей кожи в Саратове».

В процессе создания экологического атласа города в соответствии с обозначенными выше принципами были построены сотни цифровых карт, раскрывающих основные особенности природно-ландшафтной, инженерно-градостроительной и демопопуляционной подсистемы городской геосистемы.

Приведем нашу версию тематической структуры комплексного градозэкологического атласа, составляющего содержание КБД городской экологической ГИС:



А. Карты природные, относящиеся к оценке природно-ресурсного потенциала.

Карта ландшафтного районирования. Карта ландшафтно-типологическая. Карта геоморфологическая. Карта высотных ярусов рельефа. Карта речных бассейнов и водосборов крупных балок и оврагов. Карта экспозиций склонов и уклонов земной поверхности. Карта трещиноватости и локальных тектонических нарушений. Геологическая карта. Карта экзодинамических процессов. Почвенная карта. Карта структуры и состояния зеленых насаждений. Микроклиматическая карта. Карта проветриваемости воздушного бассейна. Инженерно-геологическая карта. Гидрогеологическая карта. Карта гидрографической сети (водоемы и водотоки).

Ретроспективные градоэкологические карты.

Карта восстановленного рельефа (восстановленной эрозионной сети). Карта восстановленного растительного покрова. Карта восстановленного почвенного покрова. Карта восстановленной гидрографической сети.

Б. Карты функционального использования городских земель и оценки их экологического потенциала.

Карта городского землепользования (современное состояние). Карта экологически негативных матриц, пятен и сетей. Карта жилой застройки. Карта общественной застройки. Карта неудобных и неиспользуемых земель. Карта сельскохозяйственных земель.

В. Карты оценки антропогенной преобразованности и экологического потенциала природно-ландшафтных выделов.

Синтетическая карта районирования природно-ландшафтных ячеек по показателю индекса урбогенеза (индекс преобразованности городской среды). Карта эконегативных и экопозитивных сетей-коридоров. Карта эконегативных и экопозитивных узлов.

Г. Инвентаризационно-оценочные карты источников экологического риска.

Карта потенциально опасных промышленных площадок с хранением ядовитых, взрыво- и пожароопасных веществ. Карта локализации наиболее вредных предприятий – природопользователей (большие объемы выбросов, токсичные вещества). Карта свалок бытового и строительного мусора, мест сбросов коммунальных и промышленных вод, расположения иловых площадок, промышленных и коммунальных отстойников, захламленных участков, отстойников, подтопленных и заболоченных участков, мест произрастания аллергенных растений, участков, где имеются животные, птицы и насекомые, способные переносить возбудителей опасных болезней. Зоны и участки превышения санитарных норм напряженности электромагнитных полей (линии ЛЭП, зоны действия электротранспорта, радио- и телепередатчиков, радаров и пр.). Карта интенсивности транспортных потоков.

Д. Карты оценки природных и техногенных факторов, усиливающих или ослабляющих экологический риск.

Карта геохимически открытых, полужакрытых и закрытых местоположений. Карта сорбционных характеристик почв, способствующих накоплению или удалению загрязняющих веществ. Карта, оценивающая соотношение «запечатанных» и открытых участков (отношение площади асфальтовых и других покрытий к общей площади территории). Карта потенциальной способности самоочищения водотоков и водоемов.

Е. Карты загрязнения окружающей природной среды.

Е.1. Карты загрязнения снегового покрова.

Превышение значений фоновых показателей содержания химического элемента. Районирование территории по показателю Z_c .

Е.2. Карты загрязнения почвы.

Превышение значений ПДК химического элемента. Районирование территории по показателю Z_c .

Е.3. Загрязнение поверхностных вод.

Превышение показателей ПДК по химическим элементам и соединениям.

Е.4. Оценка выпадений пыли из атмосферы на единицу площади в единицу времени.

Пылевая нагрузка на урбандшафтные участки селитбы (УЛУСы) и экологически уязвимые объекты.

Е.5. Оценка суммарной поллютометрической нагрузки на урбандшафтные участки. Районирование территории по уровню поллютометрической нагрузки. Выделение ареалов острых экологических ситуаций, зон и участков экологического риска.

Ж. Социально-экологические карты, оценивающие демографические, медико-географические, социальные показатели реципиентов экологического риска – городских жителей. Анализ выполняется по УЛУСам.

Демографические карты. Карта плотности населения по УЛУСам. Карта возрастного состава населения УЛУСов.

Ж.1. Социально-географические карты.

Карта доступности городского транспорта. Карта обеспеченности УЛУСов детскими дошкольными и школьными учреждениями. Карта обеспеченности УЛУСов медицинскими и оздоровительными учреждениями. Карта преступности. Карта оценки изношенности жилого фонда. Карта комплексной оценки экологического состояния УЛУСов. Типология УЛУСов по комфортности проживания.

Ж.2. Медико-географические карты.

Карта рождаемости и смертности. Карта заболеваемости разными болезнями.

З. Синтетические карты градоэкологического содержания.

Карта комплексной экологической оценки морфотипов городской территории (степень ан-



тропогенной нарушенности, величина экологического потенциала, наличие детериорирующих условий и факторов, поллютометрический индекс, уровень популяционного здоровья (для морфотипов жилой застройки)). Районирование городской территории по комфортности проживания и наличию мелиорирующих и детериорирующих объектов, факторов и процессов.

И. Прогнозно-рекомендательные карты.

Карта реконструкции зеленой зоны и создания системы зеленых насаждений (проект). Карта реконструкции транспортных магистралей и основных сетей эконегативного характера. Карта реконструкции и ликвидации основных детериорирующих объектов – свалок, «грязных» промышленных производств.

В информационный блок градоэкологической ГИС входят:

- цифровые карты основных масштабов: 1:2000; 1:10000; 1:25000; 1:50000;
- цифровые мультиспектральные космоснимки высокого разрешения (4, 10 и 20 м) системы;
- цифровые тематические карты, созданные в ходе выполнения экологических программ.

Создание информационно-справочной градоэкологической ГИС является третьим логическим этапом реализации результатов градоэкологических исследований. Опыт построения градоэкологических ГИС в Саратове, Балаково показал, что градоэкологическая ГИС может и должна стать важным интегрирующим звеном между «субъектами» экологической информации и властными структурами города, послужить необходимым элементом в организации муниципальной ГИС, повысить эффективность анализа и представления информации, принятия управленческих решений.

Общая структура и программное обеспечение ГИС-национальный парк «Хвалынский»

Основным назначением *ГИС-национальный парк «Хвалынский»* является информационная поддержка принятия решений в системе управления парком, а также обеспечение доступа всех пользователей ГИС к специализированным базам данных.

При разработке структуры ГИС-НП «Хвалынский» [7] учитывались следующие требования:

а) модульность отдельных её частей, включающих по меньшей мере три относительно самостоятельных модуля: полнофункциональную ГИС для сопровождения научно-исследовательских работ, в том числе мониторинговых наблюдений; учебную ГИС для обеспечения образовательного и воспитательного процесса на разных уровнях; справочно-информационную ГИС (ГИС – электронный гид), предназначенную для туристов и отдыхающих в национальном парке и Хвалынском рекреационном районе;

б) интеграция ГИС-НП «Хвалынский» в структуру ГИС-Хвалынский район и ГИС-Саратовская область;

в) учет специфики природных условий и антропогенной составляющей территории парка и охранной зоны (расчлененный рельеф, пестрая литология, обширность территории буферной зоны, наличие исторического города в охранный зоне и др.).

Главными целями ГИС-НП «Хвалынский» стали:

- организация информационной базы научно-исследовательского модуля, сочетающей атрибутивные и картографические характеристики природных комплексов национального парка, их состояния, динамики и хозяйственной нагрузки в различных функциональных зонах;

- наполнение баз данных рекреационно-туристического и учебного модулей, содержащих информацию о природных особенностях парка, историко-культурных достопримечательностях, инженерной инфраструктуре и туристском обслуживании Хвалынского рекреационного района.

В состав геоинформационной системы входят банк данных (система баз данных), программно-аппаратный комплекс, блок моделирования, методики и технологии обработки и представления данных средствами ГИС.

В ГИС-НП «Хвалынский» тематическая информация распределяется по следующим блокам: общая информация о парке, характеристика функциональных зон, охранный зоны, специфика географического положения.

В *научно-исследовательский модуль* вошла следующая информация:

- природные особенности и характерные ландшафтные урочища и местности;
- история заселения и хозяйственного освоения Хвалынского рекреационного района;
- деятельность парка: научные исследования и результаты; эколого-просветительская работа; организация отдыха и туризма; хозяйственная деятельность; другие направления.

В *справочно-информационном модуле* размещена информация для отдыхающих:

Исторические места: памятники, музеи, визит-центр, археологические раскопки.

Отдых: кемпинг, вольеры, туристические тропы, рыбалка, лодочный спорт, верховая езда, видовые площадки, зимние виды отдыха.

Обслуживание: туристская и инженерная инфраструктура, расписание транспорта, гостиницы.

ГИС-национальный парк «Хвалынский» реализована в среде MapInfo.

Заключение

Накопленный опыт по разработке многоцелевых и специализированных ГИС позволяет вплотную подойти к созданию комплексной ГИС-Саратовская область. Организация многоцелевой, многоуровневой полномасштабной геоинформационной системы *ГИС-Саратовская*



область с модулями «область – административный район – город», связывающей воедино отраслевые информационные ресурсы муниципальных районов, городов области и отдельных территорий региона, будет иметь важное социально-экономическое, рекреационное, природоохранное значение.

Сведенные в единую географическую информационную систему картографические, аэро-и космические, статистические и текстовые материалы создадут условия для объективной и комплексной характеристики территориальных структур и процессов на территории Саратовской области, возможность непрерывного мониторинга экономической, социальной, демографической, экологической ситуаций в регионе, разработки сценариев территориального развития как области, так и муниципальных районов.

Полномасштабная геоинформационная система Саратовской области, включающая самую разнообразную тематическую информацию, станет основой для создания многочисленных научно-справочных, коммерческих, учебных и специальных картографических продуктов.

Библиографический список

1. Макаров В.З., Пролеткин И.В., Чумаченко А.Н. От комплексных градоэкологических исследований к разработке городской ГИС // ГИС-Обозрение. Муниципальные геоинформационные системы. Спец. вып. 1995. С.1–3.
2. Макаров В.З., Пролеткин И.В., Чумаченко А.Н. Применение ГИС-технологий в ландшафтно-экологическом изучении городской территории // Современные информационные технологии в урбанистике, градостроительстве и региональном планировании. М., 1997. С.156–160.
3. Макаров В.З., Пролеткин И.В., Чумаченко А.Н. Развитие геоинформационного направления в Саратовском государственном университете // Инф. бюл. ГИС-Ассоциации. 1999. №5 (22). С. 40–41.
4. Макаров В.З., Пролеткин И.В., Чумаченко А.Н. Балаково – геоинформационный полигон в Саратовской области // Инф. бюл. ГИС-Ассоциации. 1999. №5 (22). С. 35–38.
5. Макаров В.З. Ландшафтно-экологический анализ крупного промышленного города. Саратов, 2001. 176 с.
6. Макаров В.З., Новаковский Б.А., Чумаченко А.Н. Эколого-географическое картографирование городов. М., 2002. 196 с.
7. Макаров В.З., Чумаченко А.Н., Савинов В.А., Данилов В.А. Национальный парк «Хвалынский»: ландшафтная характеристика и географическая информационная система / Под ред. В.З.Макарова. Саратов, 2006. 148 с.
8. Кошкарёв А.В., Тикунов В.С. Геоинформатика. М., 1993. 213 с.
9. Геоинформатика: Толковый словарь основных терминов / Под ред. А.М.Берлянта и А.В.Кошкарёва. М., 1999. 204 с.
10. Данджермонд Джек. ГИС помогает управлять нашим миром // ArcReview. Современные геоинформационные технологии. 2006. № 1 (36). С.1–4.
11. Тикунов В.С., Цапук Д.А. Устойчивое развитие территорий: картографо-геоинформационное обеспечение. М.; Смоленск, 1999. 176 с.
12. Берлянт А.М., Жалковский Е.А. К концепции развития ГИС в России // ГИС-Обозрение. Весна – 96. 1996. С.7–12.
13. Гарбук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М., 1997. 296 с.
14. Сербенюк С.Н. Картография и геоинформатика – их взаимодействие. М., 1990. 153 с.

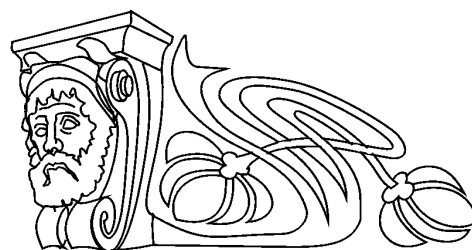
УДК 551.509.312+551.509.314

ОСОБЕННОСТИ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ ПРИ ПЕРЕПАДАХ СРЕДНЕЙ СУТОЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

С.В. Морозова, Е.А. Полянская, Г.А. Пужлякова

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

Рассматривается вопрос о связи резких перепадов средней суточной температуры воздуха различной интенсивности с выпадением осадков. Предполагается использовать найденную зависимость для уточнения содержания прогнозов колебаний средней суточной температуры воздуха в течение месяца для территории Саратовской области.



Peculiarities of Precipitation at Various Changes of Average Daily Air Temperature

S.V. Morozova, E.A. Polyanskaya, G.A. Puzhlyakova

The question of connection between various of intensity sudden changes of average daily air temperature and precipitation is considered. It is supposed to use the found dependence for specification of forecasts of average daily air temperature within a month for the territory of Saratov region.



В Саратовском университете на кафедре метеорологии и климатологии разработана региональная модель долгосрочного прогноза резких колебаний температуры воздуха в течение месяца с месячной заблаговременностью [1–3]. Модель предполагает комплексное использование принципа «эталонного» поля, метода «плавающего» аналога, квазидвухмесячной периодичности атмосферных процессов. С 2005 г. по этой модели на кафедре метеорологии регулярно составляются текущие прогнозы резких перепадов средней суточной температуры воздуха с месячной заблаговременностью. Общая оправдываемость таких прогнозов составляет 65–70%. Поскольку Саратовская область расположена в зоне недостаточного увлажнения и является аграрным регионом, то сведения о перепадах температуры желательно пополнить сведениями о режиме осадков. Поэтому следует рассмотреть, как часто перепады средней суточной температуры воздуха различной интенсивности сопровождаются выпадением осадков. Это оказывается необходимым для уточнения содержания прогнозов колебаний средней суточной температуры воздуха в течение месяца для территории Саратовской области.

Известно, что перепады средней суточной температуры воздуха обычно происходят при перемещении через территорию атмосферных фронтов и часто сопровождаются выпадением осадков. По исследованиям Е.А.Полянской [4] 70% выпадающих в Саратове осадков связаны с циклонической деятельностью на атмосферных фронтах.

Исследование проведено для летних месяцев на материале 1971–2000 гг. Исходным материалом послужили ежедневные данные о суточном количестве осадков и средней суточной темпе-

ратуре воздуха. Из всех осадков выбирались те, суточное количество которых было больше или равным 3,5 мм. Под перепадами средней суточной температуры воздуха понимались такие ее колебания, при которых изменение средней суточной температуры происходило на 3°C и более, продолжавшееся не менее двух дней. Если перепад температур происходил в сторону повышения, то это считалось волной тепла, если в сторону понижения – то волной холода. Все волны делились на интенсивные (перепад средней суточной температуры составлял больше 10°C), средние (изменение средней суточной температуры происходило на 5–10°C) и слабые волны (перепад температур от 3 до 5°C). Всего за летний период исследовано 370 волн, из которых 186 теплых и 184 холодные.

В каждом месяце (июнь, июль, август) определялось число случаев выпадения осадков при волнах тепла и холода. Причём если осадки выпадали на фоне повышения температуры или в день максимума, то они относились к волне тепла. Если осадки выпадали на фоне понижения температуры или приходились на день наибольшего ее падения, то они относились к волне холода. В результате анализа выявлено, что 80% всех выпадающих осадков исследуемой величины связаны с волнами холода и только 20% с волнами тепла. При волнах холода осадки выпадали за 1–2 дня либо непосредственно в день наибольшего похолодания. При волнах тепла осадки могли отмечаться на всем протяжении волны. Укажем, что средняя продолжительность холодных волн летом составляет 2–3 дня, теплых – 4–5 дней.

Результаты расчетов повторяемости волн холода и тепла, сопровождающихся осадками, представлены в табл. 1 и табл. 2 соответственно.

Таблица 1

Повторяемость волн холода, сопровождающихся осадками

Месяц	Повторяемость волн					
	Слабые		Средние		Интенсивные	
	Всего, число случаев	С осадками, %	Всего, число случаев	С осадками, %	Всего, число случаев	С осадками, %
Июнь	21	67	40	58	17	71
Июль	22	73	52	52	11	46
Август	23	26	47	43	18	56

Таблица 2

Повторяемость волн тепла, сопровождающихся осадками

Месяц	Повторяемость волн					
	Слабые		Средние		Интенсивные	
	Всего, число случаев	С осадками, %	Всего, число случаев	С осадками, %	Всего, число случаев	С осадками, %
Июнь	21	5	40	23	27	23
Июль	28	29	45	23	15	33
Август	34	24	53	11	4	25



Летом около половины всех волн холода (см. табл. 1) сопровождается осадками, но в отдельные месяцы повторяемость «дождливых» волн холода существенно различается при перепадах средней суточной температуры различной интенсивности. Так, наиболее часто интенсивные волны холода сопровождаются осадками в июне (71%) и около половины в июле и августе (см. табл.1). Волны холода средней интенсивности сопровождаются осадками во все летние месяцы примерно в половине случаев. Слабые же волны наиболее часто сопровождаются осадками в июле (73%), несколько меньше в июне (67%) и совсем редки осадки на фоне волны холода в августе (всего 26%).

Летом (см. табл. 2) осадками сопровождается очень малое количество теплых волн, только 20% от их общего числа. Однако по месяцам повторяемость дождливых волн различной интенсивности неодинакова. Так, в июне при слабых волнах тепла осадков практически не выпадает (5%). Из средних и интенсивных волн осадками сопровождается примерно четверть. Дождливые волны тепла в июле составляют примерно треть от всех волн в этом месяце. В августе меньше всего осадков выпадает на фоне волн тепла средней интенсивности (10%). Из слабых и интенсивных волн тепла дождливые составляют четверть.

Осадки, выпадающие при перепадах среднесуточной температуры, очевидно, имеют фронтальный характер. Однако за исследуемый период

УДК 911.2(282.247.41)

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОЙМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ВОЛГИ В РАЙОНЕ САРАТОВА

М.Ю. Проказов

Саратовский государственный университет,
кафедра физической геологии и ландшафтной экологии
E-mail: mp37@mail.ru

Статья посвящена истории изучения пойменных ландшафтов Волги в районе Саратова. В работе используются материалы исследований поймы Волги, собранные разными учеными в течение XX века. Выделены исторические периоды исследования Волги в районе Саратова. Основное внимание в статье уделено прикладным исследованиям, направленным на выявление ландшафтных характеристик волжской поймы, структуры и динамики пойменных геосистем.

History of Studying of Water-Meadow Landscapes of the Volga River in Saratov Area

M.Yu. Prokazov

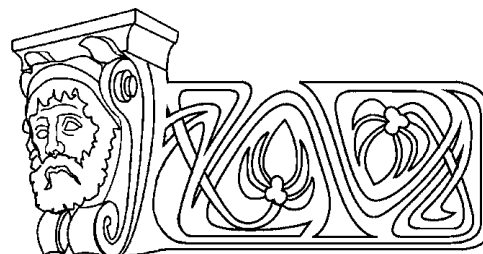
Article is devoted to a history of studying of water-meadow landscapes of the Volga river in Saratov area. Various stages in research of the river are viewed here. There is made an attempt of selection of the information, touching a problem from the landscape-ecological point of view. The main attention in the article is given to applied researches,

осадки указанных величин выпадали и на фоне слабых колебаний среднесуточной температуры воздуха ($<3^{\circ}\text{C}$). Таких случаев отмечено за летний период в июне 10, в июле – 9 и в августе – 8. Эти осадки, по-видимому, относятся к внутримассовым.

Полученные закономерности выпадения осадков при различных перепадах среднесуточной температуры воздуха предполагается использовать для дополнения прогноза резких колебаний среднесуточной температуры воздуха для месяцев летнего периода.

Библиографический список

1. Морозова С.В., Полянская Е.А., Пужлякова Г.А., Фетисова Л.М. К вопросу обобщения гидрометеорологической информации // Изв. Саратов. ун-та. 2004. Т. 4, вып. 1–2. С. 157–161.
2. Морозова С.В., Полянская Е.А., Пужлякова Г.А., Фетисова Л.М. Региональная модель долгосрочного прогноза резких изменений температуры воздуха с месячной заблаговременностью (статья) // Изв. Саратов. ун-та. 2004. Т. 4, вып. 1–2. С. 195–198.
3. Морозова С.В., Полянская Е.А. К вопросу регионального моделирования хода элементов погоды в течение месяца // Актуальные проблемы земледелия. Саратов, 2005. С. 173–177.
4. Полянская Е.А. Синоптические процессы и явления погоды Нижнего Поволжья. Саратов, 1986. 208 с.



the character of their realization, purposes of scientists who were engaged in studying of the Volga during different years. In the end of this work conclusions on necessity of modern researches are drawn, their purposes and orientation are defined.

Уникальная природа волжской поймы в районе Саратова привлекала внимание ученых на протяжении многих лет. XX в. стал определяющим в судьбе реки. Именно в этот период Волга стала объектом многоплановых научных исследований. В то же время облик реки значительно изменился вследствие масштабных антропогенных преобразований. Волга, которую изучали ботаники, зоологи, ландшафтоведы, климатологи на протяжении первой половины прошлого столетия, стала совершенно «другой рекой» для ученых-исследователей после 1958 г., когда было завершено строительство Волгоградской ГЭС. Созда-



ние Волгоградского водохранилища определило необходимость обновления значительной части картографического, зооботанического, микроклиматического материалов.

Цель данной статьи – определить различные этапы изучения поймы Волги, оценить изменение характера исследований реки, их методов и направленности в течение XX века. Анализ опубликованных материалов разных лет, их систематизация и генерализация – основные задачи, которые решались в ходе работы над статьей.

В 1900 г. благодаря содействию Саратовского общества естествоиспытателей и любителей естествознания была организована Волжская биологическая станция, перед которой поставили задачу изучить природу Волги в обозначенном районе, уделить основное внимание биологии и видовому составу рыб и микроорганизмов реки [1]. В течение последующих лет цели и задачи ученых, работавших на биологической станции, во многом расширились и определили комплексность проводимых исследований.

Биологические станции впервые возникли во второй половине XIX в. на озерах зарубежной Европы и содействовали формированию новой науки – лимнологии. Первая речная биологическая станция появилась в 1894 г. в штате Иллинойс (США) на одноименной реке [1]. Волжская биологическая станция в Саратове стала первой в своем роде на территории Европы [1]. С её появлением изучение Волги поднялось на новый, значительно более высокий научный уровень. Несмотря на то что исследования, проводимые станцией, носили в основном биологический характер, недостаток информации о Волге в других научных дисциплинах заставил ученых применить комплексный подход к изучению реки. Этот существенный момент сделал итоги почти 25-летней деятельности станции ценным источником общегеографической информации и ландшафтных характеристик волжской долины в районе Саратова.

В течение многих лет публиковались отчеты о деятельности Волжской биологической станции, анализируя которые можно проследить ход работ и развитие научных идей ее сотрудников. В разные годы на станции работали биологи В.П. Зыков, В.И. Мейснер, П.Н. Быстрицкий, А.С. Скориков, Е.Н. Болохонцева и др.

По итогам первого года работы станции был составлен отчет, в котором, помимо описания различного биологического материала, собранного станцией, приводится и ряд экологических, хозяйственных, экономических и некоторых других проблем Волги того периода: хищническое истребление мальков (в особенности стерляди), устройство рыбных кладбищ, загрязнение реки нефтью, отсутствие правильного надзора за рыбопромышленниками, рыбные паразиты [1]. В отчете за 1902 г. дан краткий физико-географический очерк р. Волги у Саратова. Его составил В.И. Мейснер по таким материалам, как статья «Волга»

Л.Е. Белявского в энциклопедическом словаре Брокгауза и Эфрона, статья Германа «Физические очерки Саратовской губернии» (Труды Саратовского общества естествоиспытателей и любителей естествознания, т. 2, вып. 4), «Россия – полное географическое описание нашего отечества» [2]. В очерке дается гидрологическая характеристика реки, описывается геологическое строение территории, по которой течет Волга, приводятся метеорологические показатели. Структуру и характер изложенного в очерке материала может наглядно продемонстрировать нижеследующая выдержка: «...главной отличительной чертой Волги от рек Западной Европы является именно эта медленность течения (около 6-ти верст в час), обуславливаемая равнинностью страны и небольшой сравнительной высотой истока... Почти на всем протяжении своем Волга протекает по легкоразмываемым породам пермской (песчаники, рухляки, известняки), меловой (мел, песчаник, глины), и третичной (пески, песчаники, кремнистые глины) систем» [2, с.12]. Интересна интерпретация влияния силы Кориолиса на формирование волжских берегов: «Размывание правого берега совершается, согласно закону Бэра, энергичнее, причем отмытые части уносятся в громадном большинстве случаев к левому берегу или по течению вниз, а сама река мало-помалу перемещается к размываемому правому берегу. В некоторых случаях это явление в своей второй стадии получает другой характер, что наблюдается как раз в рассматриваемой области – у Саратова – а именно: река, размывая правый берег, отлагает отмытые частицы тут же возле него, а потому, в конце концов, получается, что главное течение отошло к левому берегу, а у правого осталось лишь побочное – воложка» [2, с.12,13]. Далее следует описание метеорологической обстановки рассматриваемой местности. В частности, говорится, что «... свободной ото льда Волга под Саратовом бывает 235 дней в году» [2, с.13], и приводится весьма интересное описание режима реки: «...прибыль воды бывает настолько значительна, что поднимает уровень реки на 18–20 аршин (12–14 м) против межи. Все мели, песчаные острова и значительная часть левого лугового берега в это время затоплены, быстрота течения увеличивается почти вдвое против межени, и Волга представляется почти необозримой равниной воды, быстро несущей с собой массы минеральных взвешенных остатков и органического детрита. Все старицы, ильмени (береговые озера) – все сливается под одно с Волгой. Лишь два острова никогда совершенно не затопляются рекой: Зеленый, или Беклемишев, находящийся немного выше Саратова, и Ильинский, или Казачий, лежащий против нижнего конца города. Такова Волга в половодье... Уже в июле (вторая половина) Волга течет в своих берегах – стала на межень, как говорят волжские жители. В эту пору саратовская Волга представляет довольно безотрадную картину: громадная площадь желтых



песчаных наносов представляется глазам зрителя, сама же река как-то теряется среди этой песчаной пустыни...» [2, с.13,14]. Как видно из приведенной цитаты, современная Волга лишь весьма отдаленно напоминает незарегулированную, ведущую себя согласно законам природы, а не прихотям человека, великую русскую реку. Далее в рассматриваемом очерке В.И. Мейснера говорится о проблемах судоходства на Волге в засушливые летние месяцы, о составе дна реки: «... в громадном большинстве случаев оно песчаное и лишь в заливах и старицах поверх песка отлагается более или менее толстый слой ила. У городского берега дно загрязнено всевозможными органическими остатками» [2, с.15]. «Краткий физический очерк р. Волги у Саратова» В.И. Мейснера предоставляет важную информацию о жизни реки того времени и позволяет сравнивать Волгу прошлых лет с нынешними Волгоградским и Саратовским водохранилищами.

В течение следующих лет работы биологической станции делаются попытки привлечь к исследованиям специалистов других областей знания. Интересна цитата из отчета по итогам 1903 года: «...станция отнюдь не безразлично относится к исследованиям другого характера, она также считает своей обязанностью, по мере сил, быть полезной и в этом направлении. Кроме того, свободные у себя места она охотно предоставляет для работы лицам, желающим познакомиться с природой, понаблюдать жизнь в воде, как отдых от обычных занятий...» [3, с. 9].

В 1905 г. станция начинает проводить исследования пойменных озер Волги. Так, В.И. Мейснер пишет в отчете 1908 г. о пойменных волжских озерах: «Если мы бросим взгляд на план р. Волги, приуроченный к меженному времени, то увидим, что все острова и весь пойменный берег, заливаемые в весеннее время водами реки, усеяны многочисленными озерами всевозможной величины и формы. Во время весеннего водополья все эти озера заливаются волжской водой и прекращают свое самостоятельное существование, сливаясь под одно с Волгой и отдавая ей большую часть своей фауны. Со спадом воды эти озера снова начинают свою самостоятельную жизнь, продолжаящуюся до следующей весны, а для некоторых – вследствие высыхания – и того меньше. За этот период их самостоятельной жизни, жизни совершенно отличной от самой реки, в них развивается в громадном большинстве случаев богатейшая фауна» [4, с.1–3]. Далее описываются трудности, с которыми ученые столкнулись при изучении островных озер: «... приходилось прибегать к способу, с прелестями которого мы познакомились еще в 1903 г. и о котором в своем отчете упоминает А.С. Скориков – это перетаскивание лодки без всяких приспособлений, волоком или на плечах, иногда на довольно значительные расстояния» [4, с.2]. Характеристика исследованных озер наглядна, точна и, можно сказать, детальна.

При их описании приводятся данные о характере дна, в основном песчаного, покрытого слоем ила, температурного режима (фиксировалась температура верхнего слоя воды, равная 29,4°C), рассматривается жизнь озер в паводок и межень, большое внимание уделяется их флоре и фауне. В 1905 г. изучается Усть-Курдюмский затон, предпринимается 35 маршрутов в различные участки Волги в районе Саратова на принадлежавшем станции катере «Натуралист». В отчете за 1905 г. также говорится об актуальности экспедиционного способа исследований [5].

Необходимо отметить личные наблюдения сотрудников станции, дневники экспедиций. Несмотря на то что в большинстве своем эти материалы носят описательный характер, благодаря им можно представить особенности природы и ландшафтов Волги тех лет. Так, все тот же В.И. Мейснер описывает «блуждание» коренного течения Волги у Саратова, которое благодаря особенностям характера протекавших в 1900 г. русловых процессов, переформированию песчаных наносов и проток напротив города стало протекать у противоположного Саратову левого берега [2].

Деятельность станции в 1905–1913 гг. интересна тем, что в этот период делаются попытки проведения первых топографо-геодезических работ на исследуемой территории. В 1907 г. проводится мензуральная съемка пойменных озер, уделяется много внимания разработке планов реки. В основу карты-плана Волги в районе деятельности станции (от Увека до Усть-Курдюма), представленной в отчете за 1908 г., был положен план реки ведомства путей сообщения съемки инженера А.Е. Маркова 1903 года. В отчете говорится, что «этот план в районе островов Рябишина, Котлубани и Тотинского был дополнен маршрутно-глазомерной съемкой, произведенной в 1905 и в 1908 годах» [4, с.3]. Таким образом, ученые пытались восполнить пробелы в предыдущих исследованиях и придать своей работе более разноплановый характер. В то же время проводятся исследования волжских затонов, более подробно описывается характер течения реки, ее донных отложений, режима. К тексту отчетов прилагаются планы пойменных озер и исследуемых участков Волги, фотографические изображения.

Станция проработала до середины 20-х гг. прошлого века и оставила после себя богатейший научный материал, обеспечив базу для дальнейших исследований Волги. За время своей работы сотрудникам станции удалось собрать коллекцию представителей фауны реки, подробно описать видовой состав рыб и микроорганизмов Волги в районе Саратова и в целом дать представление о природе реки начала прошлого века.

В советский период исследования ученых были направлены на изучение хозяйственного потенциала реки. Обсуждалась и притворялась в жизнь идея формирования проекта «Большая



Волга» [6]. Научные или, точнее будет сказать, хозяйственные планы, разработанные в 30-е гг., начинают осуществляться в послевоенное время. Для обеспечения региона электроэнергией строятся Волгоградская и Саратовская ГЭС; потребность сельского хозяйства в увеличении площадей орошаемых земель обеспечивают созданные водохранилища, от которых отводится сеть каналов в наиболее засушливые территории. Строительство каскада волжских водохранилищ коренным образом преобразовало самую большую реку Европы. Ученые давали множество оптимистических прогнозов о дальнейшей судьбе реки, о восстановлении ее природных функций [7], но, к сожалению, они не сбылись. Проблемы, характерные для водохранилищ, не обошли стороной и образованное в 1958 г. «Сталинградское море». По истечении нескольких лет появилась необходимость оценить те изменения в природе, которые явились следствием зарегулирования стока Волги, и уточнить научные данные, лежащие в основе прогнозирования ближайших и отдаленных последствий сооружения водохранилищ [8]. Осуществлению этой задачи были посвящены комплексные экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ.

Проводимые в 70-х гг. XX в. комплексные экспедиции были направлены на решение целого ряда проблем и вопросов, возникших после формирования Волгоградского водохранилища. Участие в них принимали ученые различных специальностей: метеорологи, геоморфологи, почвоведы, гидробиологи, ботаники и зоологи [8]. Для автора данной статьи наибольшей ценностью представляет именно прикладная направленность исследований в тот период. В этом плане наиболее интересны работы климатологов СГУ С.А. Волкова, Е.В. Ишерской и Э.Ф. Скоробогатовой по характеристике климатических показателей в районе водохранилища [8, 9], а также работы геоморфологов СГУ Г.И. Леонтьева и Л.В. Деева по изучению морфологии преобразованной поймы [8–12]. В своих статьях, посвященных микроклиматическим характеристикам озеровидных расширений, режиму подтопленных островов водохранилища, и других работах С.А. Волков приводит целый ряд экспедиционных данных, полученных в ходе личных исследований. Помимо графиков суточного хода температур воды и воздуха, распределения влажности воздуха у поверхности водохранилища Волковым приводится описание маршрутов с их планами, даются общие характеристики изучаемой местности [8]. Интересны статьи Г.И. Леонтьева и Л.В. Деева, посвященные морфологическим процессам на территории Волгоградского водохранилища [11]. Авторы анализируют ход русловых и эоловых процессов, гидролого-морфологические показатели Саратовско-Марковского расширения водохранилища, сопровождая текст различными схемами, таблицами, фотоматериалами и рисунками, иллю-

стрирующими ход описываемых преобразований поймы. Можно привести некоторые выводы из их статей: «...несмотря на преобладающий размыв внешней части левобережных островов, их пойменная часть нарастает как в плане, так и в высоте. Значительное количество наносов от размыва островов отлагается в пойменном мелководье. Вследствие зарастания островов количество песка, поступающего вглубь поймы эоловым путем, в настоящее время уменьшилось... На один метр длины берега данного района ежегодно в водохранилище поступало около 20 м³, а выносилось около 10 м³ эолового материала. Приведенные величины, несмотря на их приближенность, показывают, что эоловые процессы могут играть существенную роль в различных сторонах жизни водохранилища, и в частности в отрицательной составляющей его баланса заиления, до сих пор не учитываемой при исследовании. Поэтому при комплексных исследованиях на водохранилищах и больших реках эоловым процессам должно быть уделено большее внимание, чем это было сделано за последние годы» [11, с.34].

Анализируя содержание трудов комплексной экспедиции, публиковавшихся в течение нескольких лет и отражавших итоги различных исследований, прослеживается их общегеографическая направленность.

Экспедиционный метод позволил ученым наглядно описать различные характеристики Волги, отразить реальную ситуацию на реке, выделить возникшие проблемы и тенденции развития пойменных ландшафтов. Стало очевидно, что пойма претерпела значительное преобразование. Поверх затопленной огромной территории стали формироваться природно-антропогенные ландшафты, скорость течения реки уменьшилась более чем в два раза, изменились ход русловых процессов, видовой состав флоры и фауны, микроклиматические показатели. Суммируя результаты наблюдений ученых можно представить структуру ландшафтов преобразованной волжской поймы, которые на тот момент продолжали свое формирование. По прошествии двух десятилетий после строительства Волгоградской ГЭС прогноз ученых о формировании уровня равновесия и прекращении абразии не оправдался. Более того, обострились экологические и социальные проблемы на территориях, прилегающих к водохранилищу, экономическая же выгода от его образования и в настоящий момент ставится под сомнение. Тем не менее в трудах комплексных экспедиций практически нет работ, непосредственно описывающих пойменный ландшафт, работ, которые могли бы показать общую картину преобразованных, а некоторые ученые считают и «уничтоженных» пойм.

Комплексные экспедиции по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ, безусловно, сыграли важную и заметную роль в исследовании Волги, но прошло уже более четверти века с момента их завершения, что, учитывая



сложность и динамичность аквальных геосистем, определяет необходимость обновления полученных в ходе экспедиционных работ данных [13].

В 80-е гг. XX в. исследования Волги не прекращались, но носили уже менее масштабный характер. С началом 90-х гг. социально-экономическая ситуация в стране не способствовала развитию науки, что в значительной степени затрудняло организацию и проведение каких-либо исследований реки. Таким образом, назрела необходимость новых исследований поймы Волги [13]. В настоящее время вряд ли стоит надеяться на организацию экспедиций, подобных проходившим в 70-е гг., но все же проблемы современного состояния волжской поймы в районе северной части Волгоградского водохранилища не могут оставаться в стороне от научных исследований. Озеровидное расширение Волгоградского водохранилища в акватории от г. Саратова до г. Маркса, так называемая «Красноярская пойма», с множеством островов, проток, затонов, озер и песчаных кос во многом сохранило черты «старой Волги». Эти безусловно уникальные ландшафты являются интереснейшими объектами для исследователя-географа. Опираясь на картографический материал разных лет и возможности современных ГИС-технологий, используя ландшафтный подход и опыт предыдущих исследователей, можно добиться значительных результатов в изучении пойменных геосистем Волги в районе Саратова.

Подводя общий итог, отметим, что исследования Волги в районе Саратова носили различный характер в зависимости от задач, ставившихся перед учеными. Можно выделить 4 этапа исследований:

- первый, длившийся с начала XX в. и до 1917 г., – был посвящен в основном изучению биологического разнообразия реки. Были сформулированы первые научные описания поймы, проводились базовые топографические работы на акватории Волги в районе Саратова;

- второй относится к довоенному времени (30-е гг.) и первым десятилетиям после Великой Отечественной войны и характеризуется в основном исследованием хозяйственного потенциала реки, масштабным преобразованием ее природы;

- третий период – 70-е – начало 80-х гг. – время комплексных экспедиций, направленных на оценку антропогенных преобразований, вызванных зарегулированием Волги;

- четвертый – конец 80-х – 90-е гг. – активность исследовательской работы по изучению поймы резко снижается, сами исследования носят разрозненный характер.

Очевидно, что следующий период изучения поймы Волги должен носить природоохранный характер, а научную деятельность следует направить на выявление наиболее сохранившихся пойменных ландшафтов, определение оказываемой на них антропогенной нагрузки и формулировка основных мер по их защите.

В 2008 г. с момента образования Волгоградского водохранилища пройдет уже 50 лет. Некоторые исследователи считают, что этого времени вполне достаточно для завершения формирования его облика, другие, напротив, утверждают, что такой период времени незначителен и процессы, вызванные зарегулированием реки, еще не завершились. В любом случае, чтобы подтвердить или опровергнуть ту или иную гипотезу, дать характеристику современного состояния пойменных ландшафтов, определить тенденции в их развитии и меры, необходимые для их охраны, следует продолжить исследования Волги.

Библиографический список

1. Отчет о деятельности Волжской биологической станции за летние месяцы 1900 г. // Тр. Волжской биологической станции. Саратов, 1900. Т.I, вып.1. С. 1–5.
2. Отчет о деятельности Волжской биологической станции за лето 1901 г. // Тр. Волжской биологической станции. Саратов, 1902. Приложение к Т.II. С. 12–15.
3. Отчет о деятельности Волжской биологической станции за лето 1902 г. // Тр. Волжской биологической станции. Саратов, 1903. Т.II, вып.1. С. 9.
4. *Мейснер В.И.* Гидробиологические очерки некоторых поемных озер долины реки Волги у Саратова // Тр. Волжской биологической станции. Саратов, 1909. Т.IV, вып.5. С. 1–3.
5. Отчет о деятельности Волжской биологической станции за 1905 г. // Тр. Волжской биологической станции. Саратов, 1906. Т.III, вып.1, С. 3.
6. Проблемы Волго-Каспия // Тр. ноябрьской сессии 1933 г. Л., 1934. С. 638.
7. *Горцев В.И.* Преобразование волги // Сельское хозяйство Поволжья. 1960. №5 (ж). С. 24–27.
8. Тр. комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / Под ред. А.С.Константинова. Саратов, 1970. Вып. 1. 131 с.
9. Тр. комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / Под ред. А.С.Константинова. Саратов, 1973. Вып. 3. 147 с.
10. Тр. комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / Под ред. А.С.Константинова. Саратов, 1975. Вып. 4. 144 с.
11. Тр. комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / Под ред. А.С.Константинова. Саратов, 1976. Вып. 6. 96 с.
12. Тр. комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / Под ред. А.С.Константинова. Саратов, 1979. Вып. 8. 104 с.
13. *Проказов М.Ю.* Изучение пойменных геосистем Волгоградского водохранилища // Развитие физической географии и ландшафтной экологии в Саратовском университете: Сб. науч. тр. Саратов, 2005. 171 с.



УДК 551.50.63

АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОСТИ ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ ПО МЕЖФАЗНЫМ ПЕРИОДАМ ОНТОГЕНЕЗА

С.И.Пряхина, Ю.А.Скляр, М.Ю.Васильева¹,
Ю.Н.Фридман, А.В.Белоцерковская

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

¹ Кафедра геоморфологии и геоэкологии.
E-mail: geogr@sgu.ru.

Анализ ежедневного метеорологического материала за 34-летний период позволил выявить некоторые закономерности температурно-влажностного режима по основным фазам развития яровой пшеницы в Саратовской области. Была найдена корреляционная зависимость между урожайностью и продолжительностью вегетационного периода.

Проведенные исследования повышают возможность рационального использования природных ресурсов данного региона.

Agricultural and Meteorological Conditions of Spring Wheat Productivity Formation in Ontogenesis Interphase Periods

S.I. Pryakhina, Yu.A. Sklyarov, M.Yu. Vasilieva,
Yu.N. Fridman, A.V. Belotserkovskaya

Daily meteorological data analysis for a 34-year period revealed some general rules of temperature and humidity conditions during the main phases of spring wheat development in Saratov Region. The correlation dependence between the crop capacity and vegetation period duration was found.

The researches improve the possibility of resources conservation in this region.

Поволжье является одним из наиболее крупных районов страны по возделыванию яровой пшеницы. В Саратовской области посевные площади под яровой пшеницей составляют около 600 тыс. га.

Возделывание яровой пшеницы в Саратовской области связано с большими трудностями. Основной причиной снижения урожайности яровой пшеницы является засуха. Отечественная физиология много сделала для изучения устойчивости пшеницы к неблагоприятным факторам среды и путей ее повышения. Задача физиологов – определить лучшие сорта по зонам, сочетающие высокую продуктивность с устойчивостью к неблагоприятным факторам.

Яровая пшеница – однолетнее растение. Продолжительность жизни от посева до созревания колеблется у нее от 80 до 120 дней. Реализация генетической программы развития, определяемой наследственностью сорта, сопровождается как скрытыми биохимическими, так



и видимыми морфологическими изменениями в растении.

Развитие яровой пшеницы сопровождается формированием новых органов и частей растения, их физиологическими и биохимическими изменениями. Эти изменения становятся возможными лишь в том случае, если развитие растений происходит в соответствии с их генетической программой, для реализации которой необходимо определенное сочетание внешних условий.

Почвенно-климатические условия области позволяют возделывать зерно яровой пшеницы, отличающееся высокими показателями качества, что всегда ценилось на мировом рынке. Несмотря на высокую приспособляемость яровой пшеницы к среде обитания, возделывание ее связано с вполне определенными требованиями к климату и почвенному покрову.

Благодаря исследованиям Н.И. Вавилова было отмечено, что большинство возделываемых сортов яровой пшеницы в нашей стране произошло от диких форм пшениц горных районов, где погодные условия отличаются большой изменчивостью. Поэтому сформированный тип пшеничного растения быстро приспосабливается к меняющимся условиям среды обитания. Академик Н.И.Вавилов, всесторонне изучая пшеничное растение и хорошо зная климат районов произрастания этой культуры, назвал в свое время Саратов «столицей пшениц» [1].

Яровая пшеница среди зерновых культур является главной продовольственной культурой. На ее долю приходится 54% валового сбора зерна пшеницы в нашей стране [2].

Самый распространенный на земном шаре вид яровой пшеницы – мягкая. Она обладает большой пластичностью и возделывается во многих районах нашей страны.

Ареал распространения твердой пшеницы ограничен как почвенными, так и климатическими условиями. В России она высевается в основном в зонах черноземных и каштановых почв степных районов, занимая до 10% посевных площадей яровой пшеницы. Твердая пшеница в период созревания требует повышенных температур, поэтому с продвижением на север она сильно задерживается в развитии. Из-за повышенной влаголюбивости в первой половине вегетации затрудняется продвижение твердой пшеницы в районы с засушливой весной.



На образование зерна пшеницы определенного качества влияют в большой степени климатические условия, продолжительность вегетационного периода, условия минерального питания и биологические особенности сортов.

В нашей области наиболее широко распространены такие высокопродуктивные сорта яровой пшеницы, как Саратовская 29, Саратовская 62, Альбидум 43, Лютесценс 758, Мелянопус 69. В 1979 г. сортами селекции НИИСХ Юго-Востока было засеяно в стране около 67% яровых посевов [3].

Начало сева пшеницы лимитируется не только температурой, но и физической спелостью почвы, которая наступает в третьей декаде апреля. Сроки сева совпадают с устойчивым переходом температуры воздуха через 8–10°C, а температура почвы на глубине 10 см прогревается в среднем до 8–9°C. Запасы продуктивной влаги в пахотном слое (0–20 см) к моменту сева в большинстве районов составляют 30–40 мм и могут быть оценены как удовлетворительные.

С.А.Вериго, Л.А.Разумова на основании обобщения материалов сети гидрометеорологических станций установили, что в период кушения при влажности пахотного слоя почвы менее 10 мм отмечается ухудшение состояния посевов. Если же запасы влаги повышаются до 30 мм и более, то состояние посевов улучшается. Согласно критериям С.А. Вериго, полноценный налив зерна яровой пшеницы проходит при запасах влаги в слое 0–100 см около 80 мм [4].

Анализируя результаты наблюдений за расходом почвенной влаги в различные по метеорологическим условиям годы, можно сделать некоторые общие выводы.

В начальный период роста, до выхода растения в трубку, яровая пшеница расходует влагу из верхних слоев почвы не глубже 50 см. Воду с глубины 50–100 см пшеница может использовать лишь после выхода в трубку, а с глубины более 100 см – после начала колошения.

Расход воды по периодам роста пшеницы зависит от характера погоды вегетационного сезона, но, как правило, максимальное иссушение почвы имеет место со времени выхода растений в трубку до молочной спелости, т. е. во время наибольшего накопления вегетативной массы и налива зерна. Дозревать зерно может и при ограниченных запасах влаги в почве.

Неглубокое промачивание почвы осенними и зимними осадками создает между верхними и нижними слоями почвы сухую прослойку, трудно преодолимую в сухие годы для корневой системы, вследствие чего растения не могут использовать влагу глубинных слоев (100–150 см), которая далеко не каждый год полностью извлекается предшествующей культурой.

В большинстве лет вегетация яровой пшеницы на территории Саратовской области проходит при недостаточных запасах почвенной влаги, что

делает посевы зависимыми от летних осадков, а в южных районах почва промачивается настолько слабо, что рациональное земледелие невозможно без орошения.

Отличительной особенностью яровой пшеницы от других зерновых культур являются сравнительно медленные темпы роста ее в начале вегетации. У яровой пшеницы сильно растянут период посев-появление вторичной корневой системы. Это делает ее очень чувствительной к неблагоприятным условиям весеннего сезона. Она хуже других яровых культур сопротивляется сорнякам, сильнее повреждается вредителями и болезнями.

Всходы яровой пшеницы появляются на 12–14-й день после сева. В годы с холодными и сухими веснами появление всходов задерживается до 22–28 дней. При поздних сроках сева растения начинают свое развитие при повышенных температурах. Как установлено многими исследователями, корневая система при высоких температурах и недостатке влаги в почве развивается слабо. При посеве позже многолетних сроков на 10 дней урожай снижается на 25–30%, так как ко времени поздних сроков сева почва теряет большое количество влаги. Поздние посеы значительно сильнее, чем ранние, страдают от вредителей, поэтому для повышения урожайности необходимо обеспечивать ранние сроки сева данной культуры.

Кушение яровой пшеницы на большей части территории Саратовской области наступает на 17–19-й день после всходов. В годы с недостаточными запасами влаги в пахотном слое почвы кушение посевов бывает очень неравномерным и сильно затягивается до 30–35 дней (1945, 1951, 1962 гг.), в отдельные годы (1957, 1961, 1975 гг.) из-за недостатка влаги посеы не кустились совсем. В 1957 г. по станции Саратов за апрель, май, июнь выпало 27 мм осадков, а в 1975 г. за те же месяцы выпало 19 мм. Средние суточные температуры воздуха в период кушения составляют 14–16°C, в отдельные годы температура повышается до 20–23°C (1948, 1957, 1975, 1984 гг.), что приводит к быстрой потере влаги из верхних слоев почвы.

В период всходы-кушение происходит закладка колосков в колосе. В этот период растения сильно реагируют на температурные условия и увлажнение почвы. Чем ниже температура и выше влажность почвы, тем больше образуется колосков. Влага потребляется в основном из пахотного слоя, так как растения еще слабо развиты.

Колошение яровой пшеницы на большей части области наблюдается в третьей декаде июня. Несколько раньше посеы выколашиваются в южной части области. Наиболее раннее колошение (10–15 июня) отмечено в сухие и теплые годы (1959, 1962, 1972, 1984). В дождливые холодные годы (1963, 1976) колошение в большинстве районов задерживалось до



5–10 июля, а в юго-восточных районах области – до 1–5 июля.

С развитием надземной массы растений увеличивается расход влаги из почвы, который усиливается суховейными явлениями. Так, в северной части области в течение июня наблюдается в среднем 4–5 суховейных дней, а в южной – число их увеличивается до 9–12. В отдельные годы (1957, 1972, 1975) число дней с суховеями достигало 19–24.

Средняя температура воздуха за период кущение–колошение составляет 17–19°C, в отдельные годы она повышается до 23–25°C, что при недостатке влаги в почве крайне отрицательно сказывается на состоянии растений. Осадки в этот период имеют решающее значение для пополнения запасов влаги. В период кущение–колошение происходит формирование цветков. Количество завязей, образующихся после опыления, в значительной мере определяет количество зерен в колосе. В этот период растения испытывают наибольшую потребность во влаге и получают ее из слоев почвы глубиной 1 м и более. Засуха в этот период представляет наибольшую опасность для урожая.

Период колошение – молочная спелость является ответственным в жизни яровой пшеницы. Проведенные расчеты показали, что максимальной урожайности яровой пшеницы соответствует продолжительность периода 23–26 дней. Влажная погода с продолжительностью периода более 26 дней приводила к снижению урожайности (2000 г.). С другой стороны, жаркая погода с резкими перепадами температуры и влажности воздуха вела к стерильности цветков и пустоколосице. Например, в 2005 г. в хорошо развитых посевах, обещавших высокий урожай, резкое повышение температуры воздуха в июне вызвало повреждение пыльцы и пустоколосицу, вследствие чего урожайность пшеницы оказалась ниже 1,0 т/га.

Агрометеорологические факторы влияют на темпы развития растений, время наступления фенологических фаз и продолжительность вегетационного периода в целом. Вегетационный период – величина непостоянная, она варьируется как в географическом разрезе, так и по годам. Продолжительность вегетационного периода и даты наступления основных фаз развития яровой пшеницы зависят от температуры, количества осадков и географической широты, обуславливающей продолжительность дня. В связи с этим колебание по годам продолжительности вегетационного периода может быть довольно значительным. По наблюдениям авторов и данным НИИСХ Юго-Востока, продолжительность периода посев – полная спелость изменяется от 85 до 113 дней.

Короткий вегетационный период в 1995 г. (85 дней) был связан с установившейся засухой. Температура воздуха в период посев – полная

спелость была выше нормы на 2,3°C, а осадков выпало всего 35% от нормы. При пониженной температуре (18,2°C) и обильных осадках в 1990 г. длина вегетационного периода составила 113 дней.

Анализ данных показал, что продолжительности вегетационного периода менее 90 дней соответствуют температура воздуха выше 21°C и осадки около 85 мм; от 90 до 100 дней – температура до 19–20°C и осадки 170 мм; вегетационному периоду более 110 дней – температура ниже 18°C и осадки более 240 мм.

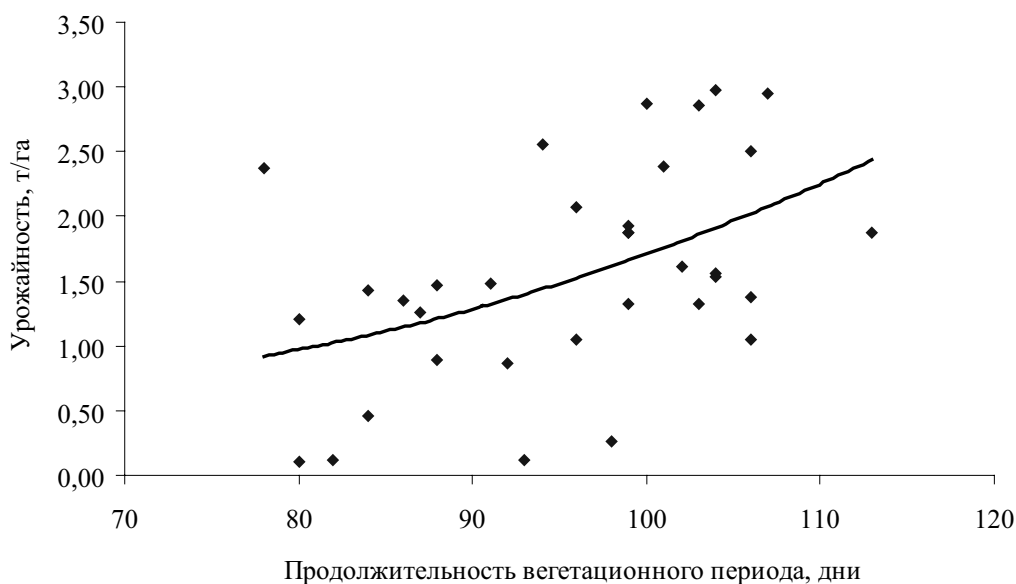
Высокие температуры летнего периода в большинстве случаев приводят к ускоренному прохождению всех этапов органогенеза, что отрицательно сказывается на формировании и развитии репродуктивных и генеративных органов, вследствие чего урожайность яровой пшеницы снижается. С другой стороны, благоприятные условия (пониженная температура и удовлетворительная влагообеспеченность), складывающиеся при прохождении основных этапов органогенеза, способствуют получению высокого урожая. В первом случае примером может служить 1998 г., когда сокращение продолжительности вегетационного периода, вызванное повышенной температурой и недостатком осадков, привело к сокращению темпов прохождения основных этапов органогенеза и резкому снижению урожайности. Во втором – 2003 г., когда агроклиматические условия обеспечили оптимальное прохождение всех этапов органогенеза и высокий урожай.

Нами установлена зависимость между урожайностью и продолжительностью вегетационного периода пшеницы, которая подтверждает, что несмотря на умеренность корреляционной связи (коэффициент корреляционного отношения $\eta = 0,47 \pm 0,12$), темпы роста и развития пшеницы непосредственно влияют на ее продуктивность. В большинстве лет наибольшая урожайность яровой пшеницы (более 2,0 т/га) наблюдается при продолжительности вегетационного периода 100–110 дней (рисунок).

По всей видимости, такая продолжительность вегетационного периода способствует оптимальному (равномерному) прохождению всех этапов органогенеза, хорошему развитию культуры.

Отклонение продолжительности вегетационного периода от оптимального ведет к понижению урожайности. Снижение урожайности при длине вегетационного периода более 110 дней обычно связано с холодным и дождливым летом, когда растения в большей степени повреждаются вредителями и болезнями.

Таким образом, погодные условия, оказывая влияние на продолжительность вегетационного периода и темпы прохождения основных фаз развития яровой пшеницы, предопределяют ее урожайность.



Зависимость урожайности яровой пшеницы от продолжительности вегетационного периода

Проведенный анализ позволил выявить некоторые закономерности формирования продуктивности яровой пшеницы по отдельным межфазным периодам ее развития. Исследования в данном направлении способствуют более эффективному использованию природных ресурсов территории при возделывании яровой пшеницы. Полученные данные могут быть использованы как показатели контроля за состоянием растений и для принятия решений в процессе возделывания данной культуры.

Библиографический список

1. *Вавилов Н.И.* Мировые ресурсы хлебных злаков. М., 1964. 123 с.
2. *Константинов А.Р., Зоидзе Е.К., Смирнова С.И.* Почвенно-климатические ресурсы и размещение зерновых культур. Л., 1981. 264 с.
3. *Десярева Г.В.* Погода, урожай и качество зерна яровой пшеницы. Л., 1981. 216 с.
4. *Вериго С.А., Разумова Л.А.* Почвенная влага. Л., 1973. 327 с.

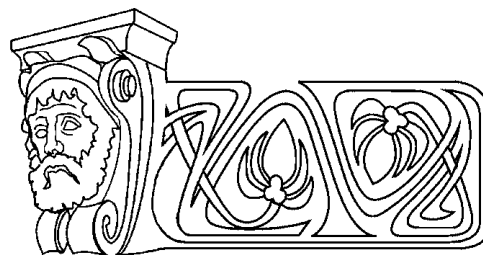
УДК 911.3(470.44)

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРОДСКОГО НАСЕЛЕНИЯ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ (этнический аспект)

С.В. Уставщикова

Саратовский государственный университет,
кафедра экономической географии
E-mail: Reena1@yandex.ru

В статье рассмотрены изменения в демографической структуре городского населения Саратовской области (в частности, населения больших городов) за период 1989–2006 гг. Дается социально-экономическая характеристика населения по таким показателям, как образование, источники средств к существованию, положение в занятии, виды экономической деятельности. Анализ осуществляется по материалам Всероссийской переписи населения 2002 года. Рассматривается этнический аспект.



Structural Characterization of Saratov's Region Citizens (Ethnic Aspect)

S.V. Ustavshchikova

The changes in demographic structure of Saratov's region citizens (particularly the population of big cities) from 1989 to 2006 y. were examined in the article. Socio-economic characterization of region's citizens was given by such indexes as: education, paycheque, work status and kinds of economic activity. In the article census information (2002 y.) was used. Ethnic aspect was also examined.



Процессы урбанизации в Саратовской области на рубеже веков были схожи с основными тенденциями в Российской Федерации в целом. За период 1989–2002 гг. в стране наблюдалось:

- сокращение численности городского населения, рост сельского;
- «административная рурализация» – преобразование городских поселений – в сельские;
- рост числа городов.

В Саратовской области за период с 1989 по 2007 г. уменьшилось число городских поселений

с 50 до 45. При этом число городов увеличилось с 17 до 18 (Шиханы получили статус города), а число поселков городского типа сократилось с 33 до 27, в том числе три районных центра области – р.п. Александров Гай, Ивантеевка, Питерка – стали сельскими поселениями. Численность населения, проживающего в поселках городского типа, сократилась на 11,4%. В области 13 из 18 городов представлены малыми городами с числом жителей, не превышающим 50 тыс. человек (табл. 1).

Таблица 1

Численность городского населения [1,2]

Год	Городское население, тыс. чел.			
	Всего	В том числе в поселках городского типа	В городах	В том числе в больших городах*
1989	1990,1	238,4	1751,7	1378,8
1989, в % к итогу	100,0	12,0%	88,0	69,3
2002	1963,9	211,4	1752,5	1365,9
2002, в % к итогу	100,0	10,7	89,3	69,5
2007	1917,7	203,4	1714,3	1334,7
2007, в % к итогу	100,0	10,6	89,4	69,6

* По классификации городов в Российской Федерации большими считаются города, с численностью населения 100 тыс. человек и более. Город Балашов с численностью населения 93,4 тыс. чел. в условиях Саратовской области можно отнести к категории больших.

Итак, несмотря на некоторые новые тенденции динамики городского и сельского населения, говорить о прекращении процесса урбанизации в Саратовской области, видимо, нет оснований. Доля горожан – после некоторого снижения в 1990-е гг. – стабилизировалась в 2000–2005 гг. на уровне 73,6%, к 2007 г. выросла до 73,9%. Удельный вес горожан, проживающих в городах, особенно в больших, постоянно возрастает.

Город – это его население. Качественную характеристику населения дают переписи. В публикациях материалов переписи 2002 г. по Саратовской области значительная доля каче-

ственной характеристики населения дана в разрезе городского и сельского населения. Около 70% всех горожан области проживают в 4 больших городах: Саратове, Балаково, Балашове, Энгельсе. Поэтому можно с небольшим допущением принять, что качественные показатели городского населения по области в целом – это характеристика населения больших городов.

Численность населения больших городов области сокращалась в межпереписной период 1989–2002 гг. и продолжает сокращаться, исключение составляет г. Энгельс (табл. 2).

Таблица 2

Динамика численности населения больших городов Саратовской области [1,2]

Город	1989 (тыс. чел.)	2002 (тыс. чел.)	2002 в % к 1989	2007 (тыс.чел.)
Саратов	902,3	873,1	96,8	841,4
Балаково	199,3	200,5	100,6	199,1
Балашов	95,2	98,3	103,3	93,4
Энгельс	181,9	193,9	106,6	200,8

Изменение численности связано с показателями естественного и миграционного движения населения. Естественный прирост по городам отрицательный, это связано с превышением числа умерших над родившимися, что не в последнюю очередь связано с постарением населения. Особенно это характерно для г. Балашова (табл. 3).

Миграционные передвижения представляют собой массовые, в количественном отношении, и сложные, в структурном отношении, социально-

демографические процессы. Саратовская область является одним из принимающих регионов России.

Большинство мигрантов стремятся закрепиться в городской местности, причем приоритетное положение занимают крупные многопрофильные города Балаково, Энгельс, где достаточно развита рыночная инфраструктура жилья, существует широкий рынок труда. Саратов и Балашов теряют население как в результате естественного, так и миграционного движения (табл. 4).



Таблица 3

Рождаемость, смертность, естественный прирост (на 1000 жителей) [1,2]

Город	Рождаемость		Смертность		Естественный прирост	
	1990	2006	1990	2006	1990	2006
Саратов	11,7	8,5	11,6	15,2	0,1	-6,7
Балаково	14,4	8,4	8,6	13,5	5,8	-5,1
Балашов	10,8	7,1	12,7	16,3	-1,9	-9,2
Энгельс	14,2	9,0	10,9	14,2	3,3	-5,2

Таблица 4

Миграционный прирост (убыль) населения по городам, чел. [2]

Город	2003	2004	2005	2006
Саратов	185	662	-2031	-3502
Балаково	209	843	742	906
Балашов	140	120	-237	-214
Энгельс	13	1631	4539	7365

Рассмотренные выше процессы – сокращение рождаемости, рост смертности, миграционные изменения в больших городах области – влияют на изменение возрастного состава населения (рис. 1).

Самое «старое» население (доля людей в возрасте старше трудоспособного) в Саратове и Балашове. Однако в Саратове чуть выше доля совсем молодых. Из районов Саратова Фрунзенский район самый «старый» по составу населения, Ленинский – самый молодой.

В Саратовской области проживают более 110 этносов. Этнический состав свидетельствует об этнических процессах, этнических различиях в естественном воспроизводстве и об этнических миграциях населения области. В табл. 5 показана динамика численности населения различных национальностей по городским поселениям. Самыми «городскими» являются евреи, русские, армяне, азербайджанцы, украинцы, татары (доля проживающих в городах из общей численности каждого народа более 65%).

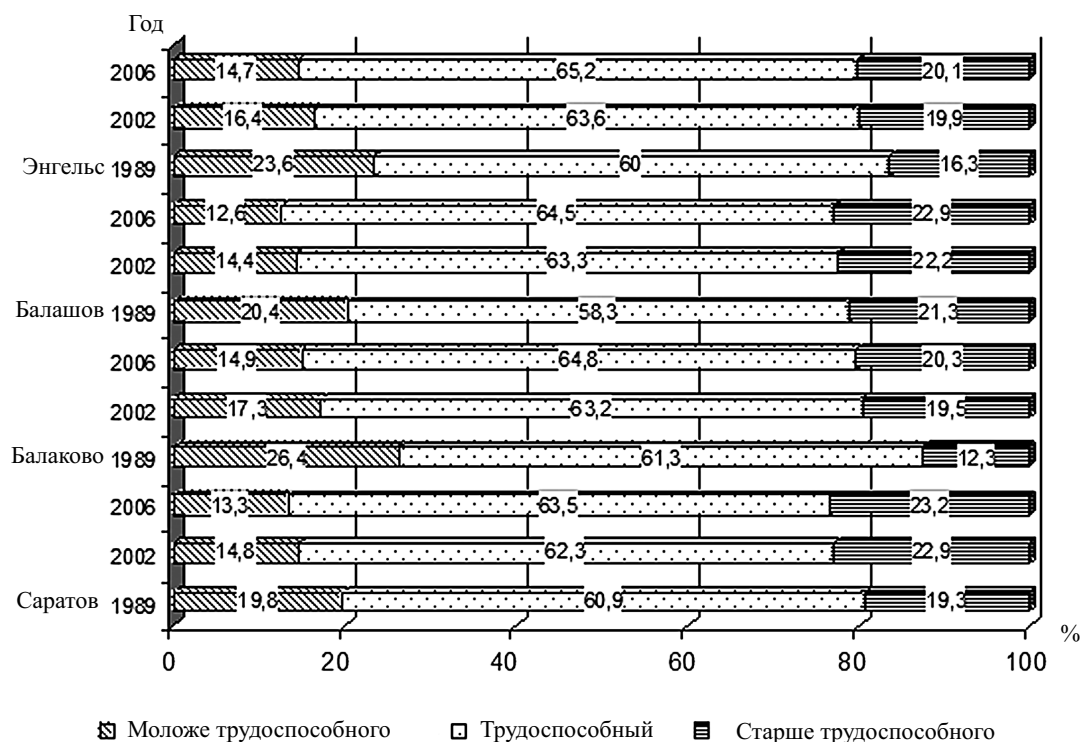


Рис. 1. Распределение населения больших городов области по возрастным группам [1,2]



Таблица 5

Изменение численности населения по национальностям (городское население), чел. [3]

Народы	1979	1989	2002	В % к итогу			2002 в % от численности этноса в городе
				1979	1989	2002	
Все население	1815464	1990129	1963858	100	100	100	100
Русские	1637163	1777113	1761898	90,2	89,3	89,7	76,8
Казахи	12537	19652	16716	0,7	1,0	0,9	21,3
Украинцы	67932	71865	45231	3,7	3,7	2,3	67,2
Татары	29454	34571	37815	1,6	1,7	1,9	65,7
Армяне	3132	4702	18130	0,2	0,2	0,9	72,6
Мордва	11395	13216	8745	0,6	0,7	0,5	52,9
Азербайджанцы	2187	6142	11095	0,1	0,4	0,6	67,5
Чуваши	6331	8686	6696	0,3	0,3	0,4	42,0
Белорусы	10558	12267	8228	0,6	0,6	0,4	64,9
Немцы	4067	6164	5039	0,2	0,3	0,3	41,7
Народы Дагестана	1255	3828	4636	0,1	0,2	0,2	41,4
Чеченцы	508	1229	2593	0,0	0,1	0,1	30,4
Башкиры	1106	1653	1465	0,1	0,1	0,1	36,7
Марийцы	1220	1786	1429	0,1	0,1	0,1	35,9
Молдаване	1914	2166	1646	0,1	0,1	0,1	42,9
Евреи	10129	7872	3319	0,6	0,4	0,2	96,8

Численность и доля в городском населении армян и азербайджанцев значительно возросли, мордвы, белорусов, евреев – сократилась, что связано как с процессами естественного и механического движения населения, так и с ассимиляционными.

В областном центре русские составляют 90% населения. В Саратове самые многочисленные после русских такие национальности, как украинцы (1,8% от всего населения города), татары (1,7%), армяне (1%), азербайджанцы (0,7%). В Балашове доля русских в населении 95,4%, украинцев – 1,8. В Балаково русские составляют 91% населения, украинцы – 2,2, татары – 1,7%. В г. Энгельсе доля русских в населении – 88,5%, украинцев – 3,4%, татар – 2,7%

Изменение в населении доли той или иной национальности в настоящем и будущем зависит и от сложившейся возрастной структуры. Анализ возрастной структуры разных народов позволяет сделать следующие выводы:

– поколенная ассимиляция деформирует возрастную структуру украинцев, мордвы, чувашей, белорусов, о чем свидетельствует неестественно низкая доля «молодых» у этих народов и очень высокий медианный возраст (у белорусов – 50,5 лет, у мордвы – 49,5 года);

– заниженная доля «старших» среди армян, азербайджанцев, чеченцев – подтверждение изменения их численности в городах области в результате миграций;

– низкая доля «пожилых» у казахов в городском населении показывает тенденцию «моло-

дежной урбанизированности» этого, все еще в основном «сельского» народа (рис. 2).

Качество населения определяется состоянием его здоровья, уровнем образования, профессиональной структурой. Уровень образования населения в настоящее время можно считать «пороговым» показателем, раскрывающим ориентацию человека на приобретение наиболее высокого социального статуса в обществе. На его получение в большей мере ориентированы русские, украинцы, белорусы, армяне, чеченцы.

По доли населения, имеющего высшее (в том числе послевузовское) и неполное высшее образование, среди больших городов на первом месте Саратов (330 чел. из 1000), затем Энгельс (240), Балашов (234) и Балаково (186 чел. на 1000) (рис. 3).

Население области различается по источникам средств к существованию (это одна из качественных характеристик населения, выявляющихся только в результате переписи). Значительная часть населения в настоящее время имеет несколько источников средств к существованию. В большинстве случаев это «доход от трудовой деятельности» и «пособия» или «пенсия» и «доход от трудовой деятельности». Так, из 145 млн россиян примерно 103 млн указали один источник средств к существованию, т. е. около 70%, у остальных 42 млн их оказалось больше (в среднем чуть меньше двух) [4]. В Саратовской области 74,7% граждан указали только один источник средств к существованию. Этот показатель значительно выше среди населения трудоспособного и

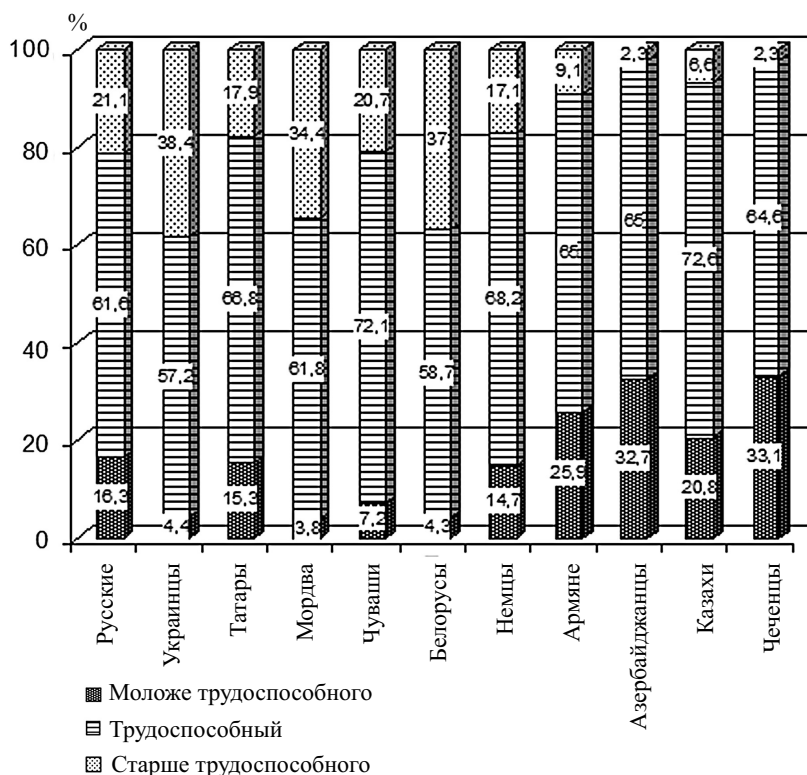


Рис.2. Возрастной состав городского населения, 2002 г. (этнический аспект) [3]

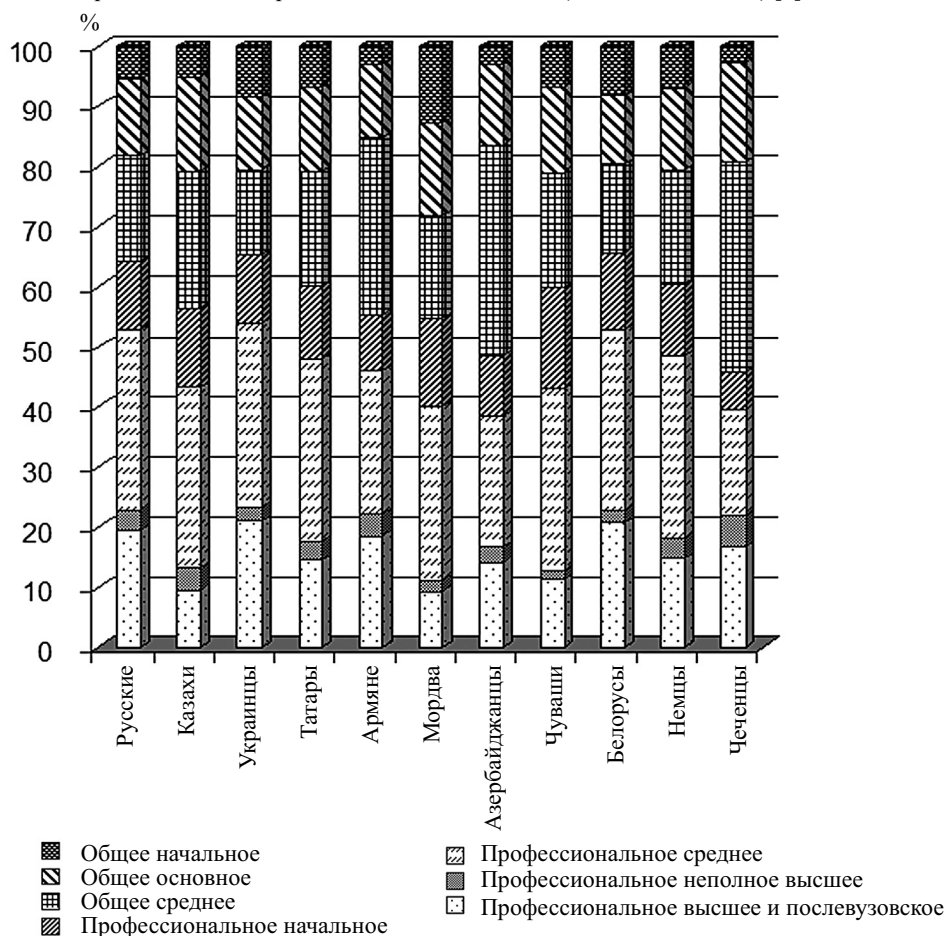


Рис.3. Уровень образования городского населения (этнический аспект) [3]



старше трудоспособного возрастов (в дальнейшем II и III группы населения), соответственно 81,9 и 80,7%, высок он и среди молодежи (16–29 лет) – 79,1%. У группы населения до трудоспособного возраста (далее I группа) у 41,8% один источник средств существования (этот источник – иждивение, однако он у более чем 50% детей дополняется различными пособиями). Женщины пенсионного возраста чаще мужчин указали два и более источника дохода. Это объясняется занятостью женщин в общественном производстве после выхода на пенсию или получением пособия.

Итак, можно выделить три главных источника средств к существованию у населения – в порядке убывания их распространенности: трудовая деятельность – иждивение – пенсия (кроме инвалидности). Следующие по важности два источника – «личное подсобное хозяйство» и «пособия» (кроме пособия по безработице). На личное подсобное хозяйство – четвертый по значимости источник – указали 12,5 чел. из 100 жителей России, в Саратовской области этот показатель – 9,4; чуть меньше в Российской Федерации – 11,5 из 100 указали на пособия, в нашем регионе этот показатель 8,4. Этими пятью источниками дохода список значимых источников средств к существованию российского населения собственно исчерпывается. Идущие далее по ранжиру источники упоминаются гораздо реже. Совсем редко – «сбережения» и «доход от сдачи в наем или в аренду имущества» (1 из 700 чел. по Российской Федерации, 1 из 730 чел. в Саратовской области). По поводу последних, однако, утверждается, что они сильно недоучтены.

Остается еще группа источников, объединенная под рубрикой «иной источник» (1,5% в Российской Федерации, 1,4% в Саратовской области), что заметно выше значений для таких источников средств к существованию, как пособие по безработице и почти совпадает по распространенности с «другими видами государственного обеспечения».

По степени распространенности можно выделить следующую группу источников:

- пять наиважнейших: трудовая деятельность, иждивение, пенсии, личное подсобное хозяйство, пособия;
- четыре «второстепенных»: пенсия по инвалидности, стипендия, «другой вид государственного обеспечения», «иной источник»;
- три «редких»: пособие по безработице, сбережения, рента с имущества.

Перепись свидетельствует о значительных различиях в структуре источников средств к существованию городского и сельского населения. В России с одним источником средств к существованию живет только половина сельских жителей. В Саратовской области это 55,4%, причем женщин больше, чем мужчин. Еще выше этот показатель у женщин III группы (70,6%), что свидетельствует о том, что женщинам в пенсионном возрасте на селе труднее найти занятость. В I группе населения

один источник средств существования только у 18% (иждивение, однако он у более чем 80% детей дополняется различными пособиями).

Кроме того, стоит отметить, что весьма значительная часть сельчан живут на пособия (встречаются более чем в 2 раза чаще, чем у горожан). Чаще упоминаются такие источники, как иждивение и пенсии, в том числе пенсии по инвалидности, и значительно реже – стипендии.

Соответственно разнятся доли населения с одним и несколькими источниками. Городской тип – жизнь с одним источником средств к существованию (более 80%), а в селе нормой является жизнь и с одним (55,4%), и с двумя (42,9%) источниками. Таким образом, множественность источников средств к существованию – специфическая черта сельского уклада жизни. Эта черта порождает неоднородность сельского населения в отношении числа источников средств к существованию: одна половина имеет единственный доход, другая половина – несколько. Состав источников средств к существованию городского населения предельно прост – трудовая деятельность, иждивение и пенсия.

Источники средств к существованию населения области обнаруживают тесную связь с возрастом. Три главных источника средств к существованию, которые естественным образом сменяют друг друга при переходе от младших возрастов к старшим: иждивение – трудовая деятельность – пенсия (кроме пенсии по инвалидности). До 20 лет доминирует иждивение, после 20 и до возраста выхода на пенсию – трудовая деятельность, далее пенсия. Доля следующего по распространенности источника, личного подсобного хозяйства, увеличивается с возрастом, достигая максимума в 65–69 лет.

Пособия имеют четкую локализацию и по возрасту и по полу. В детском возрасте они являются вторым по значимости источником средств к существованию. В возрастах от 20 лет и старше их можно встретить только у женщин.

Стипендия, обычно как второй источник к существованию, также локализована по возрасту, более 90% ее получающих – молодые люди в возрасте 16–29 лет.

Довольно предсказуемую зависимость от возраста имеет число источников средств к существованию. В детском возрасте, когда нет самостоятельно заработанного дохода, число источников максимально (иждивение, пособие, стипендия и др.), появление самостоятельного дохода минимизирует это число. При приближении к пенсионному рубежу и вскоре после выхода на пенсию оно снова увеличивается, а затем снова снижается, по-видимому из-за уменьшения возможностей использования дополнительного источника. Распределение населения по возрасту и по числу источников средств к существованию показывает, что после достижения рабочего возраста большинство городского населения имеет единственный источник средств к существованию. Но



в селе доля обладателей нескольких источников весьма значительна во всех возрастах, даже в интервале 20–49 лет она составляет 30–40%.

Различия по числу и составу источников

средств к существованию по большим городам хорошо иллюстрируют данные табл. 6. Есть существенные различия и по этнической принадлежности.

Таблица 6

Источники средств к существованию, 2002, % ко всему населению* [5]

Источники средств к существованию	Городское население	Сельское население	Саратов	Балаково	Балашов	Энгельс
Все население	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Из них указавшие: доход от трудовой деятельности (кроме ЛПХ)/доход от ЛПХ	43,3 / 3,6	32,5 / 30,5	44,9 / 2,3	47,4 / 4,4	38,0 / 2,5	43,9 / 1,3
пенсию(кроме пенсии по инвалидности)	23,2	24,5	23,5	21,9	23,9	21,5
стипендию	2,8	1,1	3,2	1,5	4,2	2,5
пособие (кроме пособия по безработице)	9,1	19,9	6,3	7,1	10,6	6,5
на иждивении отдельных лиц	29,0	31,5	28,3	28,8	31,4	29,9
Из общей численности населения указавшие:						
один источник	81,6	55,4	83,7	83,5	80,9	86,6
два источника	17,1	42,9	14,4	15,1	18,5	12,9

* Рассматриваются основные источники средств к существованию и необходимые по теме данной работы.

В этническом измерении: значительная доля лиц, находящихся на иждивении, представлена у казахов, армян, азербайджанцев, чеченцев. Эти показатели хорошо соотносятся со значениями,

характеризующими данные народы как многодетные и «молодые». Определенная часть женщин разных возрастов также находится на иждивении (рис. 4).

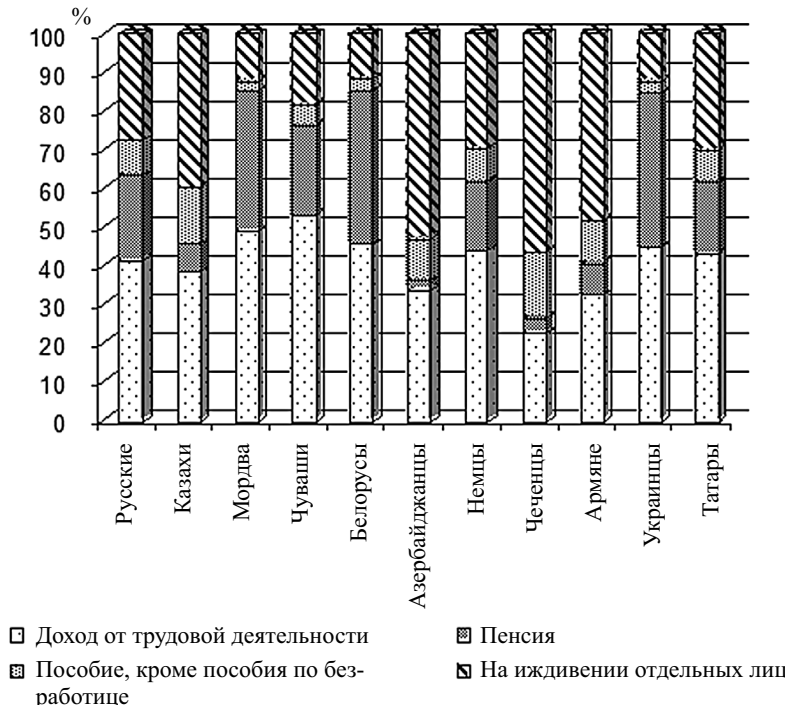


Рис. 4. Источники средств к существованию городского населения (этнический аспект) [3]

Характеристику населения по «экономической активности» и «положению в занятии» можно считать комплексной, отражающей возрастные особенности населения области,

больших городов и этнической принадлежности, их ориентацию на получение образования, сложившиеся источники средств к существованию, менталитет (табл. 7).



Таблица 7

Доля населения, занятого в экономике в возрасте 15 лет и старше, и по положению в занятии, 2002, % [6]

Население	Занятые	Из всех занятых, в том числе по положению в занятии				
		работающие по найму	работающие не по найму	из них		
				с привлечением наемных работников	без привлечения наемных работников	иное
Всего по области	40,0	94,5	5,5	30,3	60,1	9,6
В том числе:						
г. Саратов	44,6	94,2	5,8	35,6	55,8	8,6
г. Балаково	47,2	93,8	6,2	32,4	61,9	5,7
г. Балашов	37,8	90,9	9,1	17,3	73,4	9,3
г. Энгельс	43,6	94,8	5,2	30,1	62,2	7,7

Среди собственников предприятий, людей занимающихся индивидуальной трудовой деятельностью чаще встречаются армяне, азербайджанцы, чеченцы. Среди этих же народов чаще всего можно встретить владельцев небольших предприятий, использующих наемных работников. Причину таких предпочтений отчасти можно

соотнести со сложившимся еще ранее стереотипом «этнического разделения труда», также на современном этапе прослеживается взаимосвязь занятости с новыми экономическими реалиями в стране, временем прибытия на постоянное проживание в города Саратовской области, поддержкой диаспоры (рис. 5, 6).

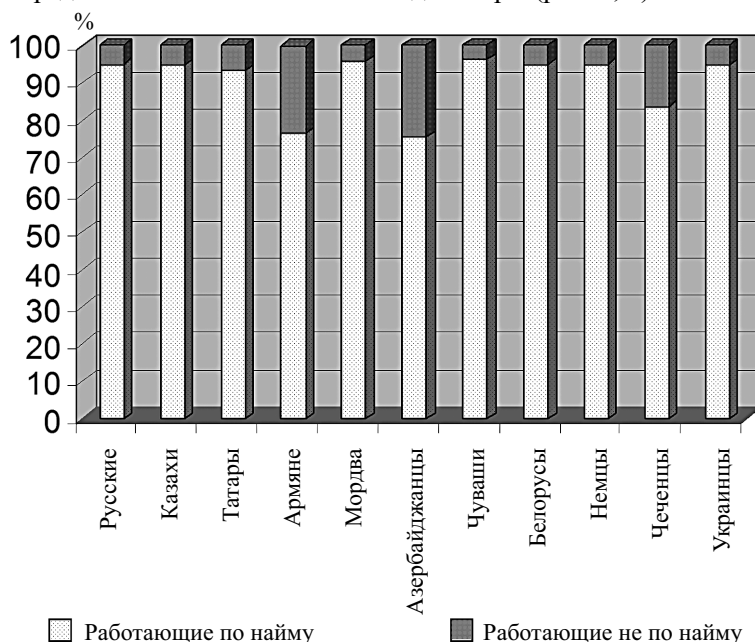


Рис. 5. Занятое население в экономике по положению в занятии [3]

Среди занятого городского населения также прослеживаются предпочтения по видам экономической деятельности у разных народов. Так, на предприятиях в обрабатывающих отраслях доля русских и украинцев выше других, в строительстве – заметная доля азербайджанцев, чеченцев, казахов. В «оптовой торговле, социальных и персональных услугах» большую долю среди занятых составляют татары, казахи, народы Кавказа. «Транспорт и связь» – одинаково привлекательны для всех. В разделе экономической деятельности – «государственное управление и обеспечение военной безопасности, обязательное социальное обеспечение» – доля занятых украинцев и русских выше. Такое же соотношение в «обра-

зовании». Среди занятых в «здравоохранении и предоставлении социальных услуг» значительно представительство казахов, русских, украинцев, татар [7].

Из проведенного анализа можно сделать следующие выводы. На демографическую и социально-экономическую структурные характеристики горожан различной этнической принадлежности (рассматриваемых в статье) оказывают влияние следующие процессы:

- процессы естественного воспроизводства (низкая рождаемость), ассимиляционные (мордва, чуваша, белорусы, украинцы, немцы);
- естественное (более высокая рождаемость) и механическое (положительное миграционное

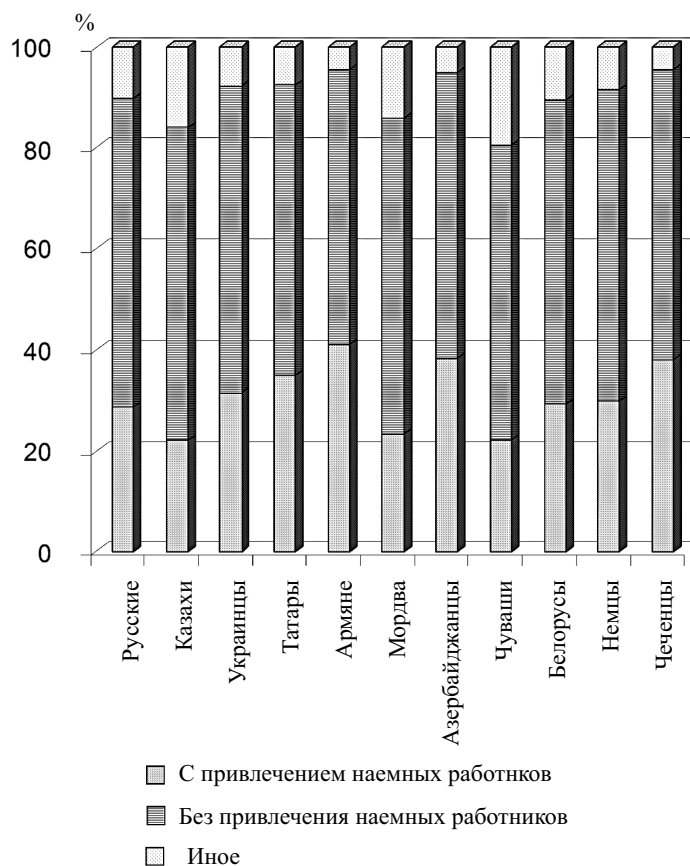


Рис. 6. Соотношение собственников по использованию рабочей силы [3]

сальдо) воспроизводство, процессы аккультурации (освоение новых культурных моделей, заимствованных в ходе контактов с другим сообществом) (армяне, азербайджанцы, чеченцы, казахи).

Данное исследование может быть использовано для составления демографических и экономических прогнозов развития области. Этнический аспект характеристики необходим для изучения взаимодействия этнических групп в образовательной и экономической сферах.

Библиографический список

1. Города и районы Саратовской области в 2002: Стат. сб. Саратов, 2003. 156 с.

2. Демографический ежегодник Саратовской области 2006 год: Стат. сб. Саратов, 2007. 186 с.

3. Национальный состав населения: Стат. сб. Саратов, 2005. 172 с.

4. Население России 2003–2004: Одиннадцатый-двенадцатый ежегодный демографический доклад / Под ред. А.Г.Вишневого. М., 2006. 356 с.

5. Источники средств к существованию: Стат. сб. Саратов, 2004. 222 с.

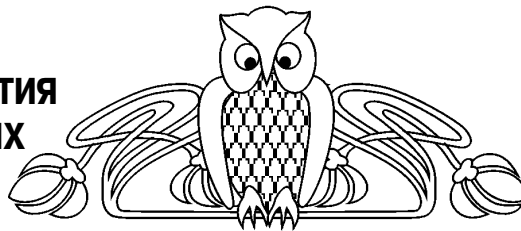
6. Занятость населения: Стат. сб. Саратов, 2007. Ч. II. 238 с.

7. Занятость населения: Стат. сб. Саратов, 2007. Ч. I. 206 с.



УДК 551.577.1

НЕКОТОРЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ОБЛАЧНЫХ ЗОН И ГРЯД ПОВОЛЖЬЯ



О.Б. Цой

Саратовский государственный университет,
кафедра метеорологии и климатологии
E-mail: TsoyOB@yahoo.com

В статье приводятся некоторые результаты комплексных исследований осадкообразующей мезомасштабной облачности на Пензенском экспериментальном метеорологическом полигоне. По данным специальных радиолокационных и метеорологических наблюдений проанализированы условия образования и развития 12 мезомасштабных облачных зон и 14 облачных гряд при внутримассовых синоптических ситуациях. Показано, что данные облачные образования могут развиваться при неблагоприятных для реализации глубокой конвекции термических условиях. В этом случае их развитие может быть обусловлено наличием некоторых динамических факторов. Для мезомасштабных облачных зон это комбинация следующих условий: нижнеуровневой мезообласти конвергенции потоков – области дивергенции в верхней тропосфере. Для гряд такой комбинации условий не наблюдается.

A Description of Mesosynoptic Conditions of the Precipitating Mesoscale Cloudy Zones and Bands Development in Volga Region

О.В. Tsoi

In the article some results of complex researches of precipitating mesoscale cloudiness on Penza experimental meteorological range are resulted. On the data of special radar and meteorological observations the conditions of formation and development of 12 mesoscale cloudy zones and 14 of cloud-bands are analysed in air mass synoptic situations. It is shown, that these cloudy formations can develop with adverse for realization deep convection thermal conditions. In this case their development can be caused by presence of some dynamic factors. For meso-zones it is a combination of follow follow conditions: low-level mesoscale convergence area of flows – divergence area in the upper troposphere. For cloud-bands such combination of conditions is not observed.

Несмотря на значительное количество проведенных к настоящему времени исследований осадкообразующей облачности средних широт, сохраняется значительная неопределенность в вопросах генезиса мезомасштабных облачных образований, под которыми обычно понимаются образования, меньшие фронтальных облачных систем, но большие отдельного одноячейкового кучево-дождевого облака.

В результате многолетних (1987–1992 гг.) радиолокационных (МРЛ-5 и МРЛ-2) исследований облачности на Пензенском экспериментальном метеорологическом полигоне Центральной

аэрологической обсерватории (ПЭМП ЦАО) мезомасштабные осадкообразующие облачные образования были классифицированы на некоторые морфологические группы. Среди них наиболее значимыми по роли в осадкообразовании и вместе с тем наименее исследованными по условиям образования и развития являются мезомасштабные облачные зоны (МОЗ) и гряды (Г). По виду на индикаторе кругового обзора радара МОЗ и Г определяются следующим образом [1]:

– гряды (Г) – осадкообразующие облачные образования с четко выраженной полосовой структурой (длина / ширина ≥ 3), длина которых в пределах эффективного радиуса обзора радиолокатора может меняться в диапазоне от 30 до 150 км;

– мезомасштабные облачные зоны (МОЗ) – сплошные осадкообразующие облачные образования площадью от 400 до 10000 км², не имеющие полосовой структуры.

Как показано ранее в [1], роль МОЗ и Г в производстве осадков на данной территории достаточно велика. Общий их вклад в сезонную сумму осадков может достигать 24%. Сезонный вклад МОЗ может составлять 18%, при этом они дают в среднем наиболее обильные (средняя за дождь сумма осадков – 4,2 мм) и интенсивные (средняя максимальная интенсивность за дождь $I_m = 0,24$ мм/мин) дожди в летнем сезоне. Особенно велики эти характеристики осадков МОЗ относительно осадков всех других облачных образований для дождей средней продолжительности (от 1–3 ч). Высокой интенсивностью ($I_m = 0,19$ мм/мин) отличаются и осадки, выпадающие из гряд. Среди коротких (менее 1 ч) дождей из всех групп облачности дожди из гряд наиболее интенсивны. Отмеченные характеристики МОЗ и Г намного превосходят аналогичные у других мезомасштабных облачных образований (кластеров площадью до 400 км² и отдельных конвективных облаков). При внутримассовых процессах вклад МОЗ и Г в общую сумму осадков на данной территории может быть определяющим.

Обнаружены также принципиальные различия в структуре осадков этих мезомасштабных облачных образований. Например, основные характеристики осадков (суммы, интенсивности, продолжительности) аппроксимируются разными аналитическими функциями в зависимости от полосовой (Г) или неполосовой (МОЗ) структуры



облачного образования [1]. Морфологическая же структура облачности в значительной степени обусловлена особенностями генезиса данного образования.

Таким образом, определяющая среди мезомасштабных облачных образований роль МОЗ и Г в осадкообразовании на данной территории обуславливает повышенный интерес к их исследованию. В настоящей работе были выявлены некоторые особенности метеорологических и аэросиноптических условий образования и развития внутримассовых мезомасштабных облачных зон и гряд на территории ПЭМП ЦАО. Для анализа были отобраны МОЗ и Г с наиболее полно прослеженными радиолокатором циклами развития, давшие осадки на пловииографических пунктах и обеспеченные параллельными результатами метеорологических и радиозондовых наблюдений. Выборки МОЗ и Г проанализированы отдельно.

Характеристики и условия развития мезомасштабных облачных зон

Синоптические условия образования и развития МОЗ могут быть весьма разнообразными. Из 30 МОЗ, прослеженных радиолокатором за весь период исследований, 18 (60%) наблюдались при фронтальных ситуациях: теплый фронт, холодный фронт, фронт окклюзии (ТФ, ХФ, ФО соответственно), волна, особенно часто на волнах – 9

случаев (30%) и фронтах окклюзии – 6 случаев (20%). При внутримассовых ситуациях из 12 зон случаев зарегистрированных МОЗ (40%) наиболее часто (по 4 случая) эти облачные образования наблюдались в малоградиентных и переходных барических полях (МБП и ПБП), иногда на участках слабых стационарных фронтов (обозначенных на синоптических картах, но не выраженных в поле метеовеличин и потому отнесенных нами к внутримассовым ситуациям).

Во фронтальных ситуациях появление и развитие МОЗ происходило в рамках эволюции всего облачного поля фронта. Относительно небольшие (мезомасштабные) размеры некоторых фронтальных облачных образований, позволяющие идентифицировать их по радиолокационным данным как МОЗ, могут быть обусловлены начальной стадией облакообразования, например, на вновь возникшей волне либо конечной стадией, когда поле осадков и облачности ослабевает и распадается на отдельные зоны, или же горизонтальной неоднородностью самой фронтальной зоны, имеющей изгибы и разрывы по линии своего распространения [2, 3].

Наибольший интерес представляют условия развития МОЗ при различных внутримассовых ситуациях. Всего в работе было исследовано 12 внутримассовых МОЗ, давших осадки на пловииокустах ПЭМП. Характеристики этих МОЗ и некоторые условия их развития представлены в табл. 1 и табл. 2 и на рис. 1, а, б.

Таблица 1

Характеристики внутримассовых мезомасштабных облачных зон

№ п/п	Дата	Время жизни		$S_m, \text{км}^2$	$H_m^{вг}, \text{км}$	Осадки		
		$t_n - t_k, \text{ч мин}$	$\Delta t, \text{ч}$			$\tau_n - \tau_k, \text{ч мин}$	$Q, \text{мм}$	$I_m, \text{мм/мин}$
1	7.07.87	15–17 ³⁰	2,5	900	6	16 ²⁰ –17 ⁰⁰	0,1–1,0	0,200
2	26.07.87	14–18	4	5000	12	14 ⁵⁰ –16 ⁴⁰	1,8–3,9	0,057
3	6.05.89	19–23	4	3200	6	20 ⁰⁰ –22 ⁴⁰	0,1–1,6	0,125
4	12.05.89	13 ³⁰ –15 ³⁰	2	900	8	13 ⁴⁰ –14 ⁴⁰	0,1–1,1	0,122
5	13.07.89	13–17	4	10000	12	13 ³⁰ –16 ⁵⁰	1,9–31	1,980
6	14.07.89	16–21	5	9900	12	18 ⁰⁰ –21 ⁰⁰	12,5–39,5	1,650
7	6.06.90	13–16	3	2400	9	14 ⁴⁰ –15 ⁵⁰	1,2–3,4	0,350
8	15.08.90	11–14	3	1800	6	11 ⁰⁰ –12 ⁵⁰	0,1–0,9	0,200
9	19.06.91	13–15 ³⁰	2,5	4200	10	13 ³⁰ –14 ²⁰	0,1–0,8	0,120
10	14.07.91	16–18	2	3200	8	16 ⁰⁰ –16 ⁵⁰	2,1–16,9	1,500
11	31.08.91	9 ³⁰ –14	4,5	1800	6	10 ⁴⁰ –11 ⁵⁰	0,5–1,8	0,100
12	15.05.92	~ (7–16)	~ 9	7200	8	8 ⁰⁰ –15 ⁴⁰	12,3–26,2	0,133

Примечание. t_n, t_k – время начала и конца развития; Δt – время жизни; S_m – максимальная площадь; $H_m^{вг}$ – максимальная высота верхней границы; τ_n, τ_k – время начала и конца выпадения осадков на постах; Q, I_m – сумма и максимальная интенсивность дождей.

Анализируемые случаи с МОЗ фиксировались в разные месяцы во всех сезонах рассматриваемого периода, кроме 1988 года. МОЗ имели различную конфигурацию (отличную от полосовой) и размеры во всем диапазоне, опре-

деленном для этой облачной группы. В периоды выпадения из МОЗ осадков на пловииокустах их верхние границы ($H_m^{вг}$) достигали 6–12 км. Время их жизни варьировалось от 2–5 ч, при этом в 11 случаях цикл развития зон был про-



Таблица 2

Метеорологические и синоптические условия развития внутримассовых МОЗ

№ п/п	Дата	Синоптическая ситуация		Поле барической тенденции	Δd, °
		Приземная карта	Карта АТ-300		
1	7.07.87	Стационарный фронт, ПБП	Передняя часть ложбины	Нет данных	40
2	26.07.87	Стационарный фронт, МБП	Передняя часть ложбины	Мезо-П ₀₃	40
3	6.05.89	Стационарный фронт, ПБП	Передняя часть ложбины	П ₀₅ -Р (с 21 ч)	100
4	12.05.89	Теплый сек.тор циклона	Передняя часть ложбины, МБП	Мезо-П ₀₅₋₀₈	105
5	13.07.89	Гребень-МБП	МБП-гребень	П ₁₀	115
6	14.07.89	МБП	МБП-перед. ложб.	Мезо-П ₀₇₋₀₉	155
7	6.06.90	Тыл циклона	Нет данных	П ₀₀	Нет данных
8	15.08.90	ПБП	Передняя часть ложбины	Мезо-П ₁₃	85
9	19.06.91	Стационарный фронт, МБП	Гребень	П ₀₈	80
10	14.07.91	Тыл циклона-ПБП	Гребень	П ₀₀	80
11	31.08.91	Тыл циклона	Передняя часть ложбины	Мезо-П ₀₅	85
12	15.05.92	Вторичный холодный фронт, тыл циклона-ПБП	Передняя часть ложбины	П ₀₀ -Р ₀₁	135

Примечание. ПБП – переходное барическое поле; МБП – малоградиентное барическое поле; П₀₈ – область падения давления 0.8 гПа/3 ч; мезо-П – мезообласть падения давления; Р – область роста давления; Δd – поворот ветра в слое Земля – верхняя тропосфера.

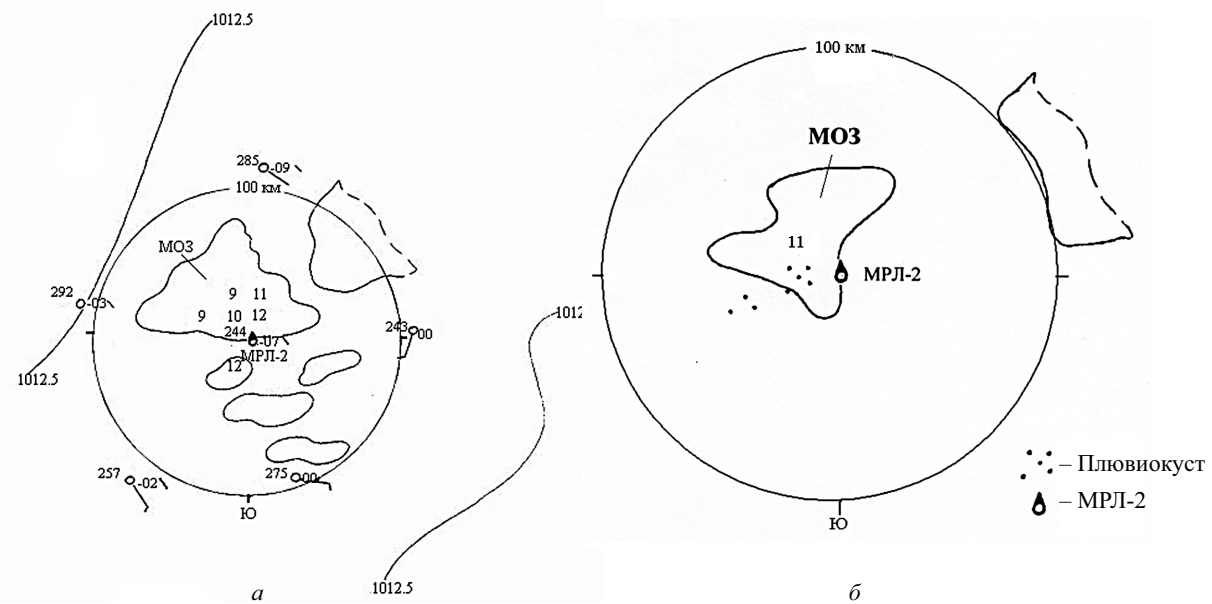


Рис. 1. Мезомасштабная облачная зона (МОЗ) 14.07.89 г. на ПЭМП: а – изображение на карте МРЛ-2 в 17 ч 30 мин и синоптическая ситуация на приземной карте погоды в 18 ч мдв; б – вид МОЗ на экране МРЛ-2 в 20 ч 30 мин

слежен полностью. В одном случае (15.05.92 г.) МОЗ существовала по данным МРЛ-2 не менее 9 ч. Более точно определить время ее появления и распада не удалось. Осадки из исследуемых МОЗ регистрировались в широком временном диапазоне в течение суток – от 8–23 ч местного времени, хотя преимущественно (в 7 случаях из 12) – в период от 13–18 ч. Развитие МОЗ происходило не только днем, но и утром

(31.08.91 г., 15.05.92 г.) и вечером (6.05.89 г., 14.07.89 г.). Зарегистрированные на плювиопостах дожди из этих облачных образований отличались разнообразием характеристик: от мелких морозяще-обложных, до обильных ливневых. Разнообразными были, несмотря на общий внутримассовый характер ситуации, и синоптические условия развития этих облачных образований. В табл. 2 представлены МОЗ, на-



блюдавшиеся в ПБП и МБП (иногда на участках слабовыраженных стационарных фронтов), в тылу циклонов, в теплом секторе циклона, на периферии антициклона.

Однако, несмотря на разнообразие самих МОЗ и фоновых условий их развития, были отмечены и некоторые общие черты синоптической обстановки, сопутствующей их образованию. Как показывает табл. 2, в 10 из 11 рассматриваемых случаев (для случая 7.07.87 г. нет данных «кольцовки») МОЗ развивались на фоне отрицательной барической тенденции в приземном атмосферном слое. При этом в пяти случаях на кольцевых картах погоды можно было выделить мезомасштабную область с максимальным падением давления (мезо-П) в центре ПЭМП (ст. Пенза) относительно окружающих станций (рис. 1, а). В 5 других случаях использованная на «кольцовках» сеть станций не дает возможность локализовать области с максимальными значениями падения давления, хотя по всей территории ПЭМП также наблюдается отрицательный фон барической тенденции. Значения падения давления во всех случаях невелики – менее 1.0–1.3 гПа за 3 ч, поэтому при стандартной обработке приземных карт погоды такие мезообласти барической тенденции не выделяются. Как показывалось в исследованиях [4–8], для возникновения локальных зон восходящих движений и последующего развития комплексов конвективных облаков имеет существенное значение предварительное появление мезомасштабных областей нижеуровневой конвергенции потоков, в свою очередь обусловленных наличием на данной территории в нижнем атмосферном слое областей отрицательной барической тенденции. При этом даже малые по горизонтальным размерам и величине барической тенденции неоднородности поля давления могут являться причиной появления подобных областей конвергенции. Наличие такого динамического фактора объясняет случаи появления конвективных облачных образований в периоды, существенно несовпадающие со временем максимального развития термической конвекции (например, 6.05.89 г., 15.08.90 г., 31.08.91 г.). Во всех случаях поле (или мезообласть) отрицательной барической тенденции уже обнаруживалось к началу развития МОЗ, а в конце их существования уже могло смениться на поле слабоположительной барической тенденции (6.05.89 г., 15.05.92 г.). В 3 случаях (6.06.90 г., 14.07.91 г., 15.05.92 г.) развитие МОЗ происходило на фоне близкой к нулю, но отрицательной барической тенденции (P_{00}).

На верхних тропосферных уровнях (карты АТ-300) над территорией ПЭМП в периоды развития МОЗ регистрировались в основном два вида барического поля: передняя часть высотной ложбины (в 8 случаях) и высотный гребень (3 случая) (см. табл. 2). Как известно, этим участкам барического поля соответствуют области дивергенции воздушных потоков. В 3 случаях совместно с

указанными барическими образованиями (сразу до или после них) наблюдались малоградиентные поля. В одном случае данные карт барической топографии отсутствовали.

Таким образом, в начальной стадии развития МОЗ при внутримассовых ситуациях нижеуровневой конвергенции потоков, часто обусловленной наличием мезообласти отрицательной барической тенденции, как правило, соответствует область дивергенции воздушных потоков в верхней тропосфере. Это подтверждается и представленными в табл. 2 данными о сдвиге ветра по направлению в слое земля – верхняя тропосфера: в 9 случаях – не менее 80° и лишь в 2 случаях (при стационарных фронтах) – 40° . Данные радиозондирования отсутствовали 6.06.90 г.

Анализ данных радиозондирования аэрологической станции г. Пензы показывает, что развитие внутримассовых мезомасштабных облачных зон может происходить при наличии задерживающих слоев, при небольших ($\Delta T < 1-2^\circ\text{C}$) или даже отрицательных значениях энергии неустойчивости, отсутствии конвективно-неустойчивого слоя (КНС) в нижней тропосфере (рис. 1, б). Инверсии или изотермии в период развития МОЗ на полигоне наблюдались 7.07.87 г., 26.07.87 г., 14.07.89 г., 19.06.91 г., 15.05.92 г., а КНС отсутствовал 26.07.87 г., 14.07.89 г., 19.06.91 г., 15.05.92 г. По стандартным прогностическим критериям отмеченные условия являются неблагоприятными для реализации глубокой конвекции и образования ливней и гроз. Однако при наличии упомянутого выше динамического фактора на полигоне наблюдалось развитие мощных конвективных, обильно дождящих, мезомасштабных облачных зон.

Наиболее типичным вариантом образования МОЗ при внутримассовых ситуациях является расширение и объединение нескольких более мелких облачных образований (например, МОЗ N1,2,4,5,6,8,9,10,11 в табл. 1 и табл. 2), хотя возможен и противоположный путь – распад на несколько МОЗ крупномасштабной облачной полосы при размывании стационарного фронта (6.05.89 г.). Завершается жизненный цикл МОЗ обычно распадом их на мелкие образования или полным исчезновением радиоэхо на экране МРЛ. В одном случае на стационарном фронте в ПБП (7.07.87 г.) исследуемая МОЗ слилась с соседней в облачную полосу, а 12.05.89 г. – соединилась с более крупной МОЗ. Можно предположить, что при фронтальных ситуациях слияние МОЗ с крупномасштабным полем фронтальной облачности является типичным продолжением их цикла развития.

Отметим также, что перемещение МОЗ часто не зависит от направления ведущего потока в средней тропосфере, например в случаях 12.05.89 г., 14.07.89 г., 15.08.90 г. и 31.08.91 г., когда МОЗ развивались на одном ограниченном участке территории.



Характеристики и условия развития мезомасштабных облачных гряд

Осадкообразующие облачные гряды заданного диапазона размеров являются преимущественно внутримассовыми облачными образованиями. Из 22 облачных гряд, зарегистрированных МРЛ, только 8 наблюдались при фронтальных ситуациях: на волнах и фронтах окклюзии. В анализируемую здесь выборку включены только облачные гряды, наблюдавшиеся при внутримассовых условиях (14 случаев).

Они регистрировались в основном при двух типах ситуаций: в малоградиентных и переходных барических полях (6 случаев) и в тылу циклонов (5 случаев) при прохождении вторичных холодных фронтов. По одному случаю гряд отмечено в теплом секторе циклона, на периферии антициклона и в МБП при отмеченном на карте стационарном фронте. Характеристики всех внутримассовых облачных гряд и аэросиноптические условия их развития представлены в табл. 3 и 4. Пример изображения гряды на экране МРЛ-5 дан на рис. 2, а, б.

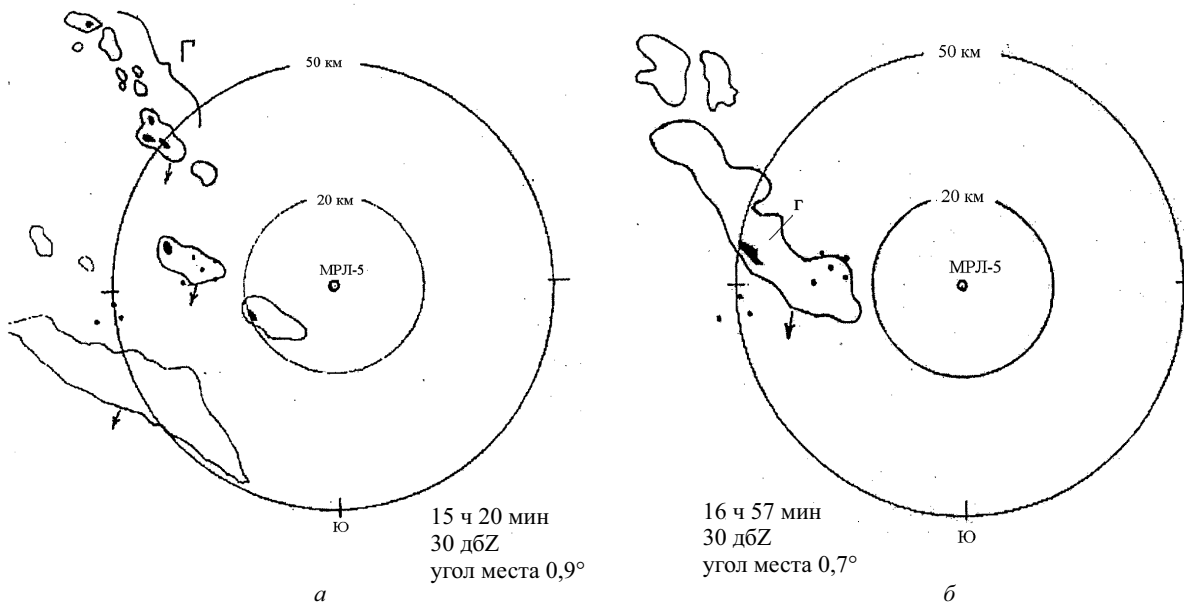


Рис. 2. Мезомасштабная облачная гряда (Г) 21.08.87 г. на ПЭМП: а – изображение гряды на экране МРЛ-5 в 15 ч 20 мин; б – изображение гряды на экране МРЛ-5 в 16 ч 57 мин

Облачные гряды, представленные в этих таблицах, отмечались в разные месяцы почти всех исследуемых сезонов (кроме 1991 г.). Время жизни гряд варьировалось в диапазоне от 1,5–5 ч (по 12 случаям с прослеженными начальными и конечными фазами развития). В двух случаях (при уходе гряд из области эффективного обзора МРЛ) точное время жизни их определить не удалось, но оно составило не менее 5 ч.

Как видно в табл. 3, циклы развития внутримассовых гряд чаще всего соответствуют периоду максимума дневной термической конвекции (12–18 ч), хотя в двух случаях (на вторичном холодном фронте 14.06.90 г. и 20.06.90 г.) их развитие происходило с 10–13 ч.

Рассматриваемые облачные гряды характеризовались широким спектром морфологических характеристик во всем определенном для них диапазоне размеров: максимальные площади (S_M) в период выпадения осадков на пьювиопостах составляли от 750 км² (50x15 км) до 7500 км² (150x50 км), максимальные верхние

границы ($H_{M, BT}$) в тот же период варьировали от 5 до 11 км, как правило, совпадая с уровнем конвекции.

Анализ синоптической обстановки на ПЭМП в периоды наблюдения внутримассовых облачных гряд показывает, что в основном их развитие, как и в случае МОЗ, происходило на фоне слабо отрицательной барической тенденции в приземном слое, хотя по данным режимной сети выделить в этих случаях (в отличие от ситуаций МОЗ) мезомасштабные области с максимальными значениями падения давления на ПЭМП практически не удается, кроме 3 случаев из 14. В 3 случаях развитие гряд происходило при нулевой или даже слабо положительной барической тенденции. В отличие от ситуаций с МОЗ, в большинстве случаев образования гряд не наблюдалось комбинации условий: нижеуровневая конвергенция – дивергенция в верхней тропосфере. Ситуации, характеризующиеся дивергенцией воздушных потоков на верхнем уровне (передняя часть высотной ложбины или



Таблица 3

Характеристики внутримассовых облачных гряд

№ п/п	Дата	Время жизни		S_M км ² ($L \cdot d$, км)	$H_M^{вг}$, км	Осадки		
		$t_n - t_k$, ч ^{мин}	Δt , ч			$\tau_n - \tau_k$, ч ^{мин}	Q , мм	I_M , мм/мин
1	21.08.87	14 ³⁰ -18	3.5	900 (60-15)	6	16-16 ⁴⁰	0.6-3.1	0.325
2	6.06.88	15-17	2	3000 (150-20)	11	15 ¹⁰ -17	0.8-2.1	0.140
3	16.06.88	14-18	4	1500 (100-15)	10	16-18	1.4-12.3	1.366
4	22.06.88	12-14 ³⁰	2.5	3600 (120-30)	10	12 ³⁰ -13 ²⁰	2.0-4.8	0.360
5	4.06.89	11 ³⁰ -15	3.5	2600 (130-20)	10	13-14 ²⁰	0.1-1.7	0.150
6	4.06.89	16 ³⁰ -19	2.5	2000 (130-15)	8	18-18 ²⁶	0.2-0.5	0.050
7	5.07.89	13-18	5	4800 (120-40)	8	14-15	0.2-7.3	0.270
8	6.07.89	16-17 ³⁰	1.5	4800 (120-40)	8	16-17 ²⁰	0.1-0.5	0.083
9	14.06.90	10-12	2	1500 (100-15)	8	10 ¹⁰ -11 ³⁰	0.6-3.9	0.500
10	20.06.90	11-13	2	2300 (115-20)	8	12-12 ³⁰	3.6	0.180
11	24.08.90	~12~17	≥5	2400 (120-20)	7	13-13 ⁴⁰	0.1-5.8	0.433
12	24.08.90	13 ³⁰ -18	≥5	750 (50-15)	8	14 ²⁰ -15 ¹⁰	1.1-6.6	0.733
13	14.05.92	14-17	3	1050 (70-15)	5	14 ⁴⁰ -16	0.4-3.5	0.250
14	1.06.92	14-17	3	7500 (150-50)	10	14-14 ⁴⁰	0.4-4.0	0.20

Примечание. t_n, t_k – время начала и конца развития; Δt – время жизни; S_M – максимальная площадь (L и d – длина и ширина соответственно); $H_M^{вг}$ – максимальная высота верхней границы; τ_n, τ_k – время начала и конца выпадения осадков на постах; Q, I_M – сумма и максимальная интенсивность дождей.

Таблица 4

Метеорологические и синоптические условия развития внутримассовых облачных гряд

№ п/п	Дата	Синоптическая ситуация		Поле барической тенденции	$\Delta d, ^\circ$
		Приземная карта	Карта АТ-300		
1	21.08.87	ПБП	Тыл циклона	$P_{02-06} - P_{01}$	30
2	6.06.88	Гребень – ПБП	Гребень – ПБП	Мезо – P_{08}	Нет данных
3	16.06.88	Теплый сектор циклона	Передняя часть ложбины	$P_{06} - P_{02}$	80
4	22.06.88	МБП	ПБП	P_{06}	80
5	4.06.89	Периферия антициклона	МБП	P_{05-15}	55
6	4.06.89	МБП	МБП	P_{08}	55
7	5.07.89	МБП	Центр циклона	Мезо – P_{08-06}	55
8	6.07.89	Стационарный фронт, МБП	Центр циклона	P_{10}	45
9	14.06.90	Вторичный холодный фронт, тыл циклона	Передняя часть ложбины	P_{00-03}	35
10	20.06.90	Вторичный холодный фронт, тыл циклона	Передняя часть ложбины	$P_{00} - P_{00}$	45
11	24.08.90	Вторичный холодный фронт, тыл циклона	Передняя часть ложбины	P_{04-10}	5
12	24.08.90	Вторичный холодный фронт, тыл циклона	Передняя часть ложбины	P_{00-10}	5
13	14.05.92	Вторичный холодный фронт, тыл циклона	Ось ложбины	Мезо – P_{07}	30
14	1.06.92	МБП	МБП	P_{10}	Нет данных

Примечание. Условные обозначения см. табл. 2.



высотный гребень), существовали только в 6 случаях из 14. В 4 случаях развития гряд в верхней тропосфере на ПЭМП наблюдались центр или тыл циклона, или ось высотной ложбины, еще в 4 случаях – МБП или ПБП. Все случаи с развитием облачных гряд характеризовались слабым поворотом ветра ($\leq 80^\circ$) в атмосфере по вертикали.

По данным радиозондирования, в 6 случаях развития гряд из 14 отсутствовал КНС в нижнем тропосферном слое, в 5 случаях развитию мощной конвекции препятствовали слои инверсии или изотермии. Пример такой ситуации приведен на рис. 2, а.

Таким образом, условия образования облачных гряд по стандартным критериям часто не являлись благоприятными для возникновения мощных конвективных движений. При этом разрешению конвективной неустойчивости вдоль ограниченной мезомасштабной линии может способствовать некоторый динамический фактор, не обнаруживаемый в полях метеовеличин стандартной сетью. В тылу циклонов таким динамическим фактором образования мезомасштабных облачных гряд естественно предположить вторичные волны холодного воздуха, иногда принимающие вид очень узких и коротких вторичных холодных фронтов. Возможно, подобные мезомасштабные атмосферные волны (длиной до 150 км) имеют место в нижней тропосфере и в других внутримассовых синоптических ситуациях. Зарегистрировать такие волны стандартной метеосетью не представляется возможным, поэтому существование этих волн проявляется только в возникновении облачных гряд на их мезомасштабном фронте.

Наиболее типичным вариантом образования гряд является первоначальное формирование цепочки отдельных конвективных ячеек или кластеров (К). При этом образующиеся ячейки, как правило, уже сформированы в полосовую структуру (рис. 2, б). Однако в одном случае (на вторичном ХФ – 14.06.90) новая гряда развилась из «хвоста» старой в ее тылу. В случае же 1.06.92 г. полосовую структуру гряды на 3 ч приняла МОЗ, в дальнейшем развалившаяся на более мелкие облачные кластеры. Видимо, это тот переходный случай, который подтверждает некоторую условность строгих структурных границ между разными группами облачных образований. Типичной конечной фазой эволюции внутримассовых гряд является их распад на мелкие облака и полная диссипация. В двух случаях (6.06.88 г. и 1.06.92 г.) гряда постепенно утратила полосовую структуру и идентифицировалась далее как одна или несколько мезомасштабных облачных зон и кластеров. На стационарном (6.07.89 г.) и вторичном (20.06.90 г.) фронтах возможно преобразование гряды в более крупномасштабное образование. Две последовательные гряды 24.08.90 г. вышли за пределы эффективного радиуса МРЛ, поэтому их конечные фазы развития точно не определялись.

Можно отметить также, что все исследуемые облачные гряды перемещались в соответствии с ведущим атмосферным потоком, отклоняясь от направления переноса на уровне 500 гПа не более чем на 20° . Скорость перемещения гряд, как правило, более высокая, чем у МОЗ, и составляет в среднем 25–35 км/ч.

Выводы

1. Образование мощных конвективных мезомасштабных облачных зон и гряд, дающих обильные интенсивные дожди, часто может происходить при недостаточно благоприятных для развития термической конвекции условиях: отсутствии приземного конвективно-неустойчивого слоя, наличии задерживающих слоев. Развитие МОЗ и Г в этих случаях может зависеть от наличия некоторых динамических условий, способствующих развитию вертикальных движений на ограниченной мезомасштабной территории.

2. Отличие условий развития внутримассовых МОЗ и Г состоит в принципиальной разнице отмеченных динамических механизмов развития конвекции.

Для мезомасштабных облачных зон (МОЗ) комплекс условий, как правило, включает:

- наличие в приземном слое мезомасштабной области отрицательной барической тенденции, стимулирующей нижеуровневую конвергенцию потоков,

- существование в верхней тропосфере барического поля с преимущественной дивергенцией потоков,

- являющийся устойчивым показателем такой комбинации условий поворот ветра в вертикальном слое более чем на 80° по направлению.

Для гряд подобная комбинация условий не характерна. В качестве динамического спускового механизма в случаях развития облачных гряд можно предположить наличие узких и коротких мезомасштабных волн холодного воздуха в нижнетропосферном слое, стимулирующих восходящие движения вдоль линии мезофронта.

3. Обусловленные различными динамическими спусковыми механизмами развития мезомасштабные облачные зоны и гряды отличаются как по форме (структуре), так и по характеру движения. Гряды обычно быстро перемещаются по направлению ведущего потока. МОЗ могут развиваться в относительно ограниченной мезобласти, слабо смещаясь независимо от ведущего потока.

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. *Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. Л., 1991. 616 с.
3. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5, РД 52.04.320-91. С.-Петербург., 1993. 357 с.
4. *Мазин И. П., Шметер С. М.* Облака, строение и физика образования. Л., 1983, 279 с.
5. *Cunning J.B., Hall R.L., Cannon P.T., Watson A.I.* Convective evolution and merger in the FACE experimental area: mesoscale convection and boundary layer interactions // *J.Appl. Meteorol.* 1982. V. 21, № 7. P. 953–977.
6. *McAnelly R.L., Cotton W.R.* Early growth of meso-scale convective complexes. A meso-scale cycle of convective precipitation // *Mon. Weather Review.* 1992. V.120, № 9. P. 1851–1877.
7. *Sax R., Simpson J., Woodley W.L.* The EML 1973 Florida Area Cumulus Experiment // *Proc. WMO/IAMAP Sc. Conf. on Weather Modification.* Tashkent, 1973. WMO, Geneva, 1974. P. 309–316.
8. *Wilson J.W., Moore J.A., Foote C.B. et al.* Convective Initiation and Downburst Experiment (CINDE) // *BAMS.* 1988. V. 69, № 11. P. 1328–1348.



ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.98

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПРОДУКТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОН РАЗУПЛОТНЕНИЯ И ФАЗОВОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ УГЛЕВОДОРОДОВ (на примере Западной Сибири)

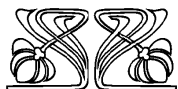
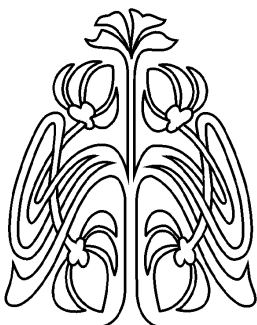
А.Д.Коробов, Л.А.Коробова¹, Е.Ф.Ахлестина²

Саратовский государственный университет,
кафедра минерологии и петрографии,

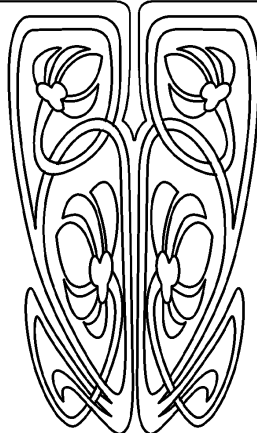
¹кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых

²Отделение геологии НИИ ЕН СГУ

E-mail: korob@info.sgu.ru



НАУЧНЫЙ
ОТДЕЛ



Вопреки общепринятой катагенетической природе ломонтита из осадочных толщ доказано его гидротермально-метасоматическое происхождение в нижнемеловых терригенных отложениях, перекрывающих ископаемый континентальный рифт. В породах, испытавших низкотемпературную пропилитизацию, ломонтит является минералом-индикатором коллекторов, а кальцит-флюидоупоров. Установлено, что фазовая зональность нефтяных осадочных бассейнов с погребённым грабен-рифтом контролируется прогревом материнских толщ в процессе тектонической гидротермальной активизации: газ (330–280°C) → газоконденсат (280–200°C) → нефть + газоконденсат (200–170°C) → нефть (170–60°C).

Mineral Association of Products of Hydrothermal Changing – Key to the Understanding of Origin of Loose Zones and Phase Zonation of Hydrocarbons (on the Example of West Siberia)

A. D. Korobov, L. A. Korobova, E. F. Akhlestina

In spite of the accepted katagenal laumontite nature from sedimentary strata, its hydrothermal – metasomatic origin in lower-chalky terrigenous deposits, recovering mineral continental rift has been proved. In rocks undergoing propylitization of lower temperature, laumontite is a mineral-indicator of containers and calcite-of screens. It is established that phase hydrocarbon zonation of sedimentary basins with buried rift is controlled by the heat of parental strata in the process of tectonic hydrothermal activity: gas (330–280°C) – gas condensate (280–200°C) – oil + gas condensate (200–170°C) – oil (170–60°C).

Введение

В последние годы все больше появляется данных об участии растворов различной природы в формировании коллекторов нефти и газа. Циркулирующие по ослабленным направлениям горячие воды участвуют в эпигенетическом минералообразовании, в частности приводят к возникновению цеолитов. В настоящее время известно, что цеолиты развиты достаточно широко в составе осадочных пород. Считается, что их происхождение связано главным образом с преобразованием пирокластического или иного силикатного материала в процессе диагенеза или катагенеза. Недостаточное внимание в данном вопросе уделяется наложенным гидротермальным преобразованиям.

Установлено, что для стадии начального катагенеза (100 ± 20°C) характерны анальцит, клиноптилолит, гейландит (как правило, господствует один из этих минералов), а для глубинного (200 ± 50°C) – ломонтит [1–3]. Вместе с тем в определенных геологических об-



становках такая закономерность отсутствует или заметным образом видоизменяется. В частности, на платформах с погребенными рифтовыми мегапрогибами наблюдается крайняя неоднородность распространения цеолитов по латерали в осадочных толщах на близких глубинах. Так, в условиях Западно-Сибирской плиты цеолиты (ломонтит) обнаружены в терригенных породах на глубинах 3003,0–3018,0 м (скв. 300, Восточно-Уренгойская площадь), 3185,3–3195,4 м (скв. 2020Р, Пякхинское газоконденсатное месторождение) и 3192,0–3201,0 м (скв. 2042, Хальмерпаютинское газоконденсатное месторождение Болшехетской синеклизы). Важно подчеркнуть, что ломонтит здесь ассоциирует с новообразованным эпидотом, хлоритом и гидрослюдами – типичными минералами пропилитов. Характерно, что перечисленные месторождения находятся в непосредственной близости от Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта [4]. В удаленных же от мегапрогиба районах метасоматические цеолиты, эпидот и гидрослюды в осадочных толщах не встречены.

Сказанное заставляет усомниться в только лишь катагенетической природе цеолитизации осадочных толщ и признать особое влияние погребенного палеорифта Западной Сибири на рассматриваемый процесс. Этот фактор почему-то игнорируется геологами. Между тем существенные аномалии теплового поля в ископаемых континентальных рифтах, обусловленные локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов, могут сохраняться до 100 млн лет [5]. Вышеупомянутые гидротермальные процессы порождают флюидодинамические системы осадочных бассейнов, в которых, с одной стороны, рассеянное органическое вещество преобразуется в углеводороды (УВ) и приобретает способность мигрировать из нефтематеринских пород [6], а с другой – возникает разнотемпературные метасоматические формации. Неодинаковый прогрев нефтегазопродвидающих толщ горячими растворами, контролируемый положением ископаемых континентальных грабен-рифтов, может служить причиной фазовой зональности УВ. Так, на севере Западной Сибири с приближением к арктической акватории, куда раскрывается стержневой для региона Колтогорско-Уренгойский рифт, преобладают газовые и газоконденсатные месторождения, а на юге, в области замыкания грабен-рифта, – нефтяные.

Как известно, наиболее высокотемпературные (глубинные) метасоматические формации или зоны (на отметках свыше 3 км) представлены актинолитовой, эпидот-хлоритовой и пренитовой фациями; промежуточные зоны (от 1 до 3 км) – хлорит-альбитовой фацией; приповерхностные зоны (менее 1 км) – цеолитовой и трансильванской фациями. Среднетемпературная (хлорит-альбитовая) пропилитизация характеризуется появлением в метасоматитах равновесного

парагенезиса альбит + эпидот + хлорит + пирит + лейкоксен [7,8]. Низкотемпературная пропилитизация (без альбита, по Д.С. Коржинскому) подразделяется на цеолитовую (ломонтит, анальцит, вайрацит, натролит + хлорит + адуляр + пирит) и трансильванскую (карбонат + иллит + хлорит + селадонит + адуляр + пирит) [9,10].

Из приведенной классификации видно четкое положение ломонтита, эпидота и других гидротермальных минералов в ряду метасоматических формаций. С этих позиций попробуем определить происхождение цеолитизации терригенных пород пласта БУ₁₆⁰ скв. 2020Р Пякхинского месторождения, делая акцент на взаимосвязь вторичных процессов в изверженных породах грабен-рифтов и сопряженных изолированных впадин и перекрывающих их осадочных образованиях. Это позволит сделать следующее: во-первых, совершенно по-новому взглянуть на природу вторичных изменений терригенных толщ Болшехетской синеклизы, приводящих в одних случаях к разуплотнению, а в других – к переуплотнению пород, – выделить минералы-индикаторы скрытых на глубине разломов (зон повышенной проницаемости); во-вторых, провести сопоставление общепринятых понятий «катагенез», «апокатагенез» с конкретными температурными интервалами гидротермального процесса и на этой основе попытаться объяснить возникновение фазовой зональности углеводородов в пределах Западно-Сибирской плиты.

Процессы преобразования терригенных пород

Петрографические исследования керна Пякхинского месторождения, отобранного из пласта БУ₁₆⁰ (заполярная свита, валанжинский ярус нижнего мела), показали, что песчаные алевролиты и песчаники испытали главным образом низкотемпературную пропилитизацию. Среди последней мы, в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржинского [7,8], М.А. Ратеева с коллегами [10] и В.И. Гугушвили [9], различаем цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации выражены слабо, но отмечаются во всех исследованных образцах. Рассмотрим подробнее каждую из них.

Среднетемпературная пропилитизация в породах пласта БУ₁₆⁰ проявилась, прежде всего, в развитии эпидота. Его количество ограничено. Он обнаруживает сонахождение с широким набором гидротермальных минералов: ломонтитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, редко пиритом и гидрослюдой – и встречен во всех анализированных пробах. Эпидот тесно ассоциирует с хлоритом (и продуктами его позднего преобразования), иногда замещая его. Он часто развит в основной (цементирующей) массе терригенных пород, образуя достаточно крупные кристаллы. Обломки пород содержат новообразованные эпидот, хлорит и лейкоксен. При этом нередко наблюдается концентрация мелких выделений



гидротермального эпидота вокруг частично или полностью эпидотизированных плагиоклазов. Зерна биотита в незначительной степени замещены эпидотом. Что касается другого характерного минерала среднетемпературных пропилитов – альбита, то его сложно обнаружить. Связано это с тем, что в условиях слабого развития процесса формируется «аномальный», по В.Л. Русинову [11], альбит, диагностика которого затруднена. Поэтому минералом-индикатором среднетемпературной пропилитизации терригенных пород пласта БУ₁₆⁰ Пякяхинского месторождения является легко диагностируемый в шлифах эпидот. Специальные исследования, проведенные нами на Паужетском гидротермальном месторождении (Южная Камчатка), показали, что среднетемпературная пропилитизация развивается в интервале температур от 330 до 300–280°C [12].

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация проявлена наиболее широко на глубине 3189,40–3192,40 м и на глубине 3195,30 м (обр. 2020-394^a, обр. 2020-398^a, обр. 2020-406^a). Она выражается в ломонтитизации различных ингредиентов породы и нередко накладывается на участки, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию, пиритизацию и лейкоксенизацию, т. е. среднетемпературную пропилитизацию.

Кальциевый ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом и продуктами его более позднего изменения. Поэтому в базисе терригенных пород, как правило, присутствует, по данным рентгенофазовых исследований, хлорит-цеолитовый (хлорит + + смешанослойный хлорит – монтмориллонит + + ломонтит) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации от той, которая сопутствовала цеолитовой пропилитизации. Ломонтит образует пойкилобласты – крупные пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в одном, редко двух, направлениях, в которые погружен обломочный материал. Пойкилобластическая ломонтитизация – характерная черта зон интенсивной цеолитовой пропилитизации.

Обломки пород и минералов в различной степени изменены. Полевые шпаты ломонтитизированы, пелитизированы, эпидотизированы, серицитизированы, хлоритизированы, редко сосюритизированы. Биотит значительно преобразован, причем в несколько этапов. Сначала он был эпидотизирован, лейкоксенизирован, а в самую позднюю (низкотемпературную) стадию – гидрослюдизирован, вермикулитизирован, гидратирован, смектитизирован.

Новообразованный пирит встречается в виде редких гнезд и рассеянных глобул. Он развит по биотиту, хлориту, обломкам эффузивных пород.

Еще одной характерной особенностью цеолитовых пропилитов является проницаемость. Пе-

трографические наблюдения свидетельствуют, что сообщающиеся между собой поры составляют в среднем 6–10% площади шлифа. Форма их неправильная, часто удлинённая. Размеры варьируют от 0,08 мм и 0,08 x 0,16 мм до 0,25 x 0,50 мм.

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация встречена нами на глубине 3193,90 м (обр. 2020-402^a). Наиболее ярко она проявилась в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород.

Кальцит ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Наиболее активно процесс проявился в цементирующей массе пород, где формировался различно окристаллизованный кальцит и возникли пойкилобласты этого минерала. Редко межзерновые зоны заполнены ломонтитом. Наблюдается это в том случае, если карбонатизация несколько ослабевает. На участках же активной кальцитизации ломонтит отсутствует.

В карбонатный цемент, часто представленный пойкилобластами кальцита, погружен обломочный материал. Обломки полевых шпатов и эффузивов, прежде в различной степени эпидотизированные, хлоритизированные, лейкоксенизированные, бывают значительно корродированы поздним карбонатом кальция или даже полностью замещены кальцитом.

На участках шлифа, где процесс проявлен наиболее активно, видны обломки кварца, корродированные кальцитом.

Еще одной особенностью трансильванских пропилитов является слабая их проницаемость. В шлифе не обнаружены какие-либо поры или каверны. От этого песчаник выглядит достаточно прочным и массивным.

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенности их цеолитизации. Протекая одновременно, эти два процесса вместе с тем пространственно не пересекаются. К такому же выводу мы пришли, изучая современные гидротермальные процессы на Камчатке. Там нами было установлено, что низкотемпературная пропилитизация развивается в интервале от 300–280 до 200°C [12].

Гидротермальная аргиллизация фиксируется в шлифах как самый поздний (низкотемпературный) процесс. Он затрагивает, прежде всего, слюды, хлорит и плагиоклазы. Биотит при этом гидратируется, гидрослюдизируется, вермикулитизируется, смектитизируется. Хлорит, согласно рентгенофазовых исследований*, замещается смешанослойными хлорит-смектитовыми образованиями, вплоть до формирования самостоятельного смектита (монтмориллонита). Плагиоклазы пелитизируются – мутнеют за счет развития глинистых минералов.

* Рентгенофазовые исследования проводились в ФГУП ВИМС (г.Москва) ведущим научным сотрудником, кандидатом геол.-минерал. наук Г.К.Кривоконевой.



Гидротермальная аргиллизация, как показали наши исследования на Паужетском месторождении горячих вод, протекает при температурах ниже 200°C. Причем в интервале 200–150°C формируются так называемые аргиллизированные пропилиты со смешанослойными образованиями, а в диапазоне 150–80°C – гидротермально-метасоматические глины (смектиты, каолинит) [12].

Обсуждение результатов

На примере Шаимского нефтегазоносного района (НГРН) нами установлено [13,14], что характер эпигенетических изменений пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно [15,16]. При тектоно-гидротермальной активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных грабен-рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским континентальным рифтогенезом [17]. Именно в толщах ниже-среднетриасовых изверженных пород, выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, часть которых проникала в осадочный чехол по разломам.

Различия тектонических позиций грабен-рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в данных структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доплитной стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В грабен-рифтах господствовало высокотемпературное, а в изолированных депрессиях – низкотемпературное гидротермально-метасоматическое минералообразование [13,14].

Что касается вулканогенных толщ структур активации, то одни авторы [18,19] объединяют между собой породы, локализованные в изолированных депрессиях и мегапрогибах (в частности, Колтогорско-Уренгойском), относя их к породам туринской серии. Другие [20,21], напротив, дифференцируют их, считая, что в изолированных впадинах сосредоточены породы туринской, а в погребенных рифтовых грабенах – красноселькупской серии.

На примере Шаимского района, Широкого Приобья (Западно-Сибирская плита) и Урало-Тургайского региона установлена тождественность гидротермальных (гидротермально-метасоматических) изменений пород туринской серии и перекрывающих осадочных толщ вдоль рассекающих их разновозрастных разломов,

возникших при позднеюрской тектоногидротермальной активизации. Преобразования связаны с появлением в тех и других породах структурно совершенного триклинного каолинита, диккита, накрита (редко) и рафинированного кварца [14,22,23]. Эти изменения контролируют, в частности, высокую продуктивность шеркалинской свиты в пределах Таллинского месторождения [24] и абалакской свиты (вогулкинская толща) в Шаимском районе [13]. Кроме того, прогрев осадочных пород циркулировавшими горячими растворами в период активизации серьезным образом повлиял на нефтеносность баженской свиты [25].

Если распространить полученные закономерности на территорию Большехетской синеклызы (район Тазовской губы), где расположено Пякяхинское газоконденсатное месторождение, то необходимо связывать выявленную в пласте БУ₁₆⁰ пропилитизацию с аналогичными, но, вероятно, более интенсивными процессами в изверженном комплексе находящегося поблизости погребенного грабен-рифта. Сказанное полностью подтверждается соседством месторождения с Колтогорско-Уренгойским мегапрогибом, а также характером изменений ниже-среднетриасовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной (СГ-6), заложенной в осевой зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта [19]. Пробурена эта скважина в 60 км западнее г. Уренгой.

Анализ литературных материалов [18,26–30] и просмотр шлифов из коллекции В.В. Липатовой и Т.Ф.Букиной показали, что ниже-среднетриасовые базальты и их пирокластические аналоги, вскрытые скв. СГ-6, испытали интенсивную среднетемпературную и низкотемпературную пропилитизацию. Надо особо подчеркнуть, что эти процессы достигали своего максимума на доплитном (доюрском) этапе развития территории, когда имел место континентальный рифтогенез. После формирования осадочного чехла в периоды тектоногидротермальной активизации данные процессы неоднократно возобновлялись, но каждый раз протекали со все уменьшающейся интенсивностью [17].

Среднетемпературная пропилитизация (от 330 до 300–280°C) [12] наиболее масштабно развита на глубинах 7206,5–6983,7 м, 6704,4–6691,1 м и 6646,9–6625,9 м. Она приурочена к миндалекаменным базальтам, зонам разуплотнения (повышенной трещиноватости) и характеризуется появлением эпидота, кварца, альбита, хлорита, в меньшей степени кальцита и слюды. В отдельных случаях формируются эпидозиты.

Низкотемпературная пропилитизация (от 300–280 до 200°C) [12] представлена двумя фациями: широко развитой цеолитовой и ограниченной представленной трансильванской.

Цеолитовая пропилитизация наиболее активно себя проявила в интервалах 6904,0–6858,4 м; 6834,0–6795,0 м и 6619,4–6579,1 м, где возникают



типичные цеолитолиты. Эпизодически пропилитизация отмечается на глубинах 6704,4–6681,6 м; 6635,8–6623,9 м и 6565,7–6555,7 м. Она также приурочена к миндалекаменным базальтам и проницаемым трещиноватым вулканитам. Типовыми минералами являются кальциевый ломонтит, хлорит, кварц, гематит (не всегда), слюды (редко). В силу того что среднетемпературные и цеолитовая фации низкотемпературных пропилитов развиваются в зонах повышенной проницаемости, часто наблюдается наложение (телескопирование) вторых на первые как результат остывания гидротермальных растворов. В итоге появляется парастерезис (пространственное сонахождение разновременных (разнотемпературных) минералов) эпидота, альбита, ломонтита в измененных базальтах и основных по составу туфах.

Трансильванская пропилитизация отмечается на глубине 7310,0–7261,0 м, где развивается по эффузивам и вулканокластическим породам. Фрагментарно встречается в миндалекаменных базальтах в интервалах 7055,4–7067,1 м; 6847,0–6854,0 м; 6565,7–6579,1 м; 6533,0–6546,0 м. Процесс характеризуется появлением кальцита, хлорита, кварца, слюд. Иногда происходит наложение трансильванских пропилитов на среднетемпературные аналоги как отражение регрессивной направленности гидротермального процесса. Важно подчеркнуть, что в измененных базальтах и туфах скв. СГ-6 ломонтит и кальцит совместно как правило не встречаются. Это прекрасно подтверждается детальными рентгеноструктурными исследованиями, которые были проведены Ю.П.Казанским и его соавторами [27] и отражены в табл.1–3.

Таблица 1

Состав основной массы эффузивов, туфов и продуктов их изменения (скв. СГ-6 коротчаевской свиты) по данным рентгеновского анализа [27]

Номер образца	Глубина, м	Часть породы	Фазовый состав
94096	6970	Эффузив	Кальцит, хлорит, кварц, гематит, плагиоклазы (альбит, андезин), ломонтит (следы)
8715	6563	Туф	Кальцит, хлорит, кварц, гематит, плагиоклаз (андезин)
9244	6849,2	Кварц-эпидотовая порода	Кальцит, кварц, эпидот
9086	6700	Гематит-хлорит-цеолитовая порода	Ломонтит, гематит, кварц (следы)
9400	6903,6	То же	Ломонтит, хлорит, диоктаэдрическая слюда, гематит, кварц (следы), плагиоклаз

Таблица 2

Состав миндалин и включений в вулканогенных породах коротчаевской свиты скв. СГ-6 по данным рентгеновского анализа [27]

Номер образца	Глубина, м	Порода	Тип и размер включений	Минералы
8830	6579,6	Измененный туф	Мелкие червеобразные, белые	Ломонтит
8963a	6638,6	То же	Амёбообразные, диаметр до 20 мм	Ломонтит, хлорит, кварц, слюда (следы), плагиоклазы (следы)
8963б	6638,6	То же	Округлые, с неровными краями	Хлорит, кварц
9077a	6796,7	То же	Округлые, диаметр 2–5 мм	Гидрослюда (серицит)
9077б	6796,7	То же	Признаки на плоскостях	Ломонтит, хлорит (следы)
9178a	6820,5	То же	Округлые, вытянутые	Хлорит, кварц, ломонтит (следы)
9178б	6820,5	То же	Округлые, вытянутые	Ломонтит, кварц
9244	6849,2	То же	Неправильной формы, жилкообразные	Кальцит, кварц
9325	6885	Измененный туф	Лучистые агрегаты в порах	Ломонтит, хлорит (следы)
9409a	6970	Измененный эффузив	Неправильные, вытянутые, округлые, диаметр 5–20 мм	Кальцит, кварц, слюда, калиевые полевые шпаты



Таблица 3

Состав отдельных участков в эпидот-кварцевой породе коротчаевской свиты скв. СГ-6 по данным рентгеновского анализа [27]

Номер образца	Глубина, м	Часть породы	Фазовый состав
9481а	7007,6	Зона эпидотизации	Эпидот, кварц, хлорит, ломонтит
9481б	7007,6	Зона окремнения	Кварц, хлорит (следы), ломонтит (следы)
9481в	7007,6	Кристаллы в пустотах	Кварц, хлорит (следы), эпидот (следы), ломонтит (следы), плагиоклазы (следы)

Следовательно, две фации низкотемпературных пропицитов (трансильванская и цеолитовая) в гидротермальном процессе были пространственно разобщены. Аналогичная закономерность нами установлена в измененных терригенных породах пласта БУ₁₆⁰ Пякхинского месторождения. Все это говорит о единстве эпигенетических преобразований в породах фундамента (переходного комплекса) и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, захваченных тектоногидротермальной активизацией.

Поскольку среди рассмотренных нами вторичных продуктов присутствуют пространственно разобщенные две фации низкотемпературных пропицитов, проанализируем условия смены кальцевого ломонтита (ведущего минерала цеолитовых пропицитов) кальцитом-типичным карбонатом трансильванских пропицитов. А.Л.Олби, Е-Ан.Зен [31], А.Б.Томпсон [32], а впоследствии М.Т.Мироненко и Г.Б.Наумов [33] показали, что смена кальцита ломонтитом через промежуточные ломонтит-кальцитовый и кальцит-ломонтитовый парагенезисы определяется падением парциального давления углекислоты в гидротермальном растворе. Иными словами, цеолитовые парагенезисы ограничиваются областью очень низких давлений CO₂. Установлено, что содержание углекислоты в недрах гидротермальных систем зависит от фильтрационных особенностей пород. Оно минимально в породах с повышенными фильтрационными свойствами, которые наиболее водообильны. Там достигается самое низкое парциальное давление CO₂, что благоприятствует формированию ломонтита. С другой стороны, на участках с низкими фильтрационными характеристиками, свойственными экранам, активно развивается кальцит.

Следовательно, при низкотемпературной пропицитизации ломонтит является минералом-индикатором коллекторов, а кальцит-флюидоупоров или участков слабой гидродинамической активности растворов. Это нами доказано на примере действующих гидротермальных систем Камчатки [12] и подтверждается исследованиями в Западной Сибири. Достаточно вспомнить, что наблюдаемая в шлифах открытая пористость цеолитизированных песчаников Пякхинского месторождения составляет 6–10%. В карбона-

тизированных же аналогах пласта БУ₁₆⁰ (трансильванских пропицитах) пористость в шлифах не отмечается вообще. Это совпадает с данными Р.С. Сахибгареева [4], который описывает развитие цеолитов в песчаном водоносном коллекторе скв. 300 (инт. 3003,0 – 3018,0 м) на Восточно-Уренгойской площади. Последняя находится в приразломной зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, многократно активизированного в мезозое [15].

Установленная для терригенных пород связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками в полной мере справедлива и для изверженных образований – нижне-среднетриасовых базальтов Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба. Так, по данным Т.В. Карасевой (Белоконь) с соавторами [34, 35] и Ю.А. Ехлакова с коллегами [26], из метасоматически измененных (эпидотизированных и ломонтитизированных) базальтов скв. СГ-6 в интервале 6622,0–6654,0 м получен приток низкоминерализованной воды (метан до 98%) с высокой газонасыщенностью. Пропилитизированные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до 7х10⁻³ мкм². Мы предполагаем, что в качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579,0–6520,0 м [26], которые мы относим к трансильванским пропицитам. Важно подчеркнуть, что это первый случай, когда базальты нижнего-среднего триаса Западной Сибири выступают в роли коллекторов. Во многом схожую картину мы наблюдали на Камчатке на Паужетском месторождении горячих вод [12].

Выявленные закономерности имеют еще одно очень важное следствие. Цеолитовые пропициты, развитые в потенциально продуктивных толщах, свидетельствуют о зонах повышенной проницаемости и могут являться индикаторами скрытых на глубине разломов. Специфика геологического строения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты такова, что разрывные дислокации если и существуют, то обладают весьма незначительной амплитудой смещения и зачастую не поддаются картированию. В связи с этим изучение особенностей пропицитизации осадочных толщ в тесном сочетании с закартированными разрывными нарушениями представляет несомненный интерес.



Выяснив специфику гидротермальных изменений в зонах развития разрывных дислокаций, можно решать и обратную задачу: по характеру взаимоотношений ломонтита и кальцита судить об интенсивности тектонических нарушений в районах погребенного континентального рифта. Необходимость таких исследований подтверждается тем, что роль разрывных нарушений при формировании и переформировании нефтяных и газовых залежей чрезвычайно велика. Кроме того, в процессе бурения в зонах повышенной проницаемости возникают технические осложнения: потеря бурового раствора, обрыв оборудования и многое другое. Следовательно, своевременное обнаружение ломонтита в шламе поможет избежать крупных аварий при строительстве скважин.

В заключение коротко остановимся на причинах разнотемпературного прогрева нефтегазоматеринских осадочных толщ флюидами погребенных рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин и роли данного обстоятельства на возникновение фазовой зональности УВ. Отправной позицией в этих рассуждениях будут два установленных факта. Первый: в грабен-рифтах на всех этапах тектонической жизни господствовали более высокотемпературные по сравнению с изолированными депрессиями гидротермально-метасоматические процессы. Второй: на плитном этапе в периоды тектоно-гидротермальной активизации происходили близкие по характеру гидротермальные изменения как в вулканогенных породах туринской серии, так и в перекрывающих осадочных толщах вдоль рассекающих их разновозрастных разломов [13,14]. Кроме того, надо учитывать, что различные группы углеводородов имеют неодинаковую термодинамическую устойчивость. Поэтому в соответствии с существовавшими в периоды тектоно-гидротермальной активизации палеотемпературными условиями недр произошло термофракционирование УВ. По теоретическим соображениям В.Ф.Ерофеева [36], наблюдаемая сейчас геотермическая зональность региона, запечатленная, как мы доказали, в минеральных ассоциациях продуктов вторичного изменения, отражает (при известном допущении) характер распределения тепловых полей в период формирования залежей углеводородов.

Специальные исследования свидетельствуют [13], что на нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождениях Шаимского НГНР породы осадочного чехла, перекрывающие изолированные грабены с ниже-среднетриасовыми вулканитами, в различной степени гидротермально аргиллизированы (от 80 до 200°C). На Пякяхинском и Хальмерпаютинском газоконденсатных месторождениях Большехетской синеклизы породы осадочного чехла, находящиеся в непосредственной близости от погребенного Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, претерпели уже низкотемпературную пропилизацию (от 200

до 280–300°C). Если дальше следовать подобной логике, то основные газовые месторождения Западной Сибири должны быть сосредоточены в осадочных толщах, расположенных в пределах Колтогорско-Уренгойского рифта (или его аналога) и испытавших наибольший прогрев, т.е. как минимум, среднетемпературную пропилизацию (от 280–300 до 330°C).

Это полностью совпадает с наблюдениями О.В.Япаскурта [3], установившего, что в межзерновых промежутках юрских песчаников из Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 кристаллизуются аутигенные (в нашем понимании гидротермальные) минералы: эпидот, альбит, хлорит, кварц, карбонаты.

Сказанное не противоречит представлениям К.Н.Кравченко, О.В.Ивановой, Ю.К.Бурлина и Б.А.Соколова [37] о том, что наикрупнейшие газовые скопления приурочены к внутренним срединным частям крупнорифтогенных арктических нефтяных бассейнов. В зонах уникального газонакопления, по их мнению, нижняя часть чехла, в которой сосредоточены основные материнские породы, глубоко погружена и интенсивно апокатагенетически преобразована. В свете предлагаемой нами модели «апокатагенез» К.Н.Кравченко и его коллег [37] соответствует, по меньшей мере, среднетемпературной пропилизации. Последняя генерировала огромное количество «нижнего высокотемпературного газа», который, по мнению вышеуказанных авторов, выступал в роли поршня УВ смеси и осуществлял субвертикальную сквозь-резервуарную миграцию до надежных покрышек в верхней части чехла, где формировались промышленные залежи.

Из сказанного следует принципиальный вывод о том, что фазовая зональность нефтяных в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется прогревом материнских осадочных толщ в процессе тектоно-гидротермальной активизации: газ (330–280°C) → газоконденсат (280–200°C) → нефть + газоконденсат (200–170°C) → нефть (170–60°C).

Заключение

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Терригенные породы пласта БУ₁₆⁰ скв. 2020Р Пякяхинского месторождения (заполярная свита, валанжинский ярус нижнего мела) испытали гидротермально-метасоматические изменения, сопряженные с тектоногидротермальной активизацией, которая произошла в среднем мезозое.

2. Изменения выразились в пропилизации, сменившейся гидротермальной аргиллизацией. Среди пропилитов выделены две группы: средние и низкотемпературные.

Среднетемпературная пропилизация (от 330 до 280°C; характерный минерал эпидот) проявилась повсеместно, но довольно слабо.



Низкотемпературная пропилитизация (от 280 до 200°C) развита широко и представлена двумя фациями: цеолитовой и трансильванской. Фильтрационно-емкостные свойства пород контролируются развитием каждой из этих фаций. Цеолитовая пропилитизация (характерный минерал кальцевый ломонтит) активно проявлена и приурочена к зонам разуплотнения. Трансильванская пропилитизация (типичный минерал кальцит) пользуется ограниченным распространением и локализована в слабопроницаемых зонах или в местах ослабления гидродинамической активности растворов.

Гидротермальная аргиллизация (от 200 до 80°C; характерные минералы: смешанослойные хлорит-сметиты (монтмориллонит) и иллит-сметиты (монтмориллонит)) затронула все породы и свидетельствует об остывании циркулировавших горячих растворов.

3. В породах, испытавших низкотемпературную пропилитизацию, ломонтит является минералом-индикатором коллекторов, а кальцит – флюидоупоров.

4. Цеолитовые пропилиты служат показателями скрытых на глубине разломов. Поэтому своевременное обнаружение ломонтита в шлеме поможет избежать крупных аварий при строительстве скважин.

5. Фазовая зональность УВ в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется прогревом материнских толщ в процессе тектоно-гидротермальной активизации: газ (330–280°C) → газоконденсат (280–200°C) → нефть + газоконденсат (200–170°C) → нефть (170–60°C).

Библиографический список

1. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., 1962. 204 с.
2. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. №2. С.23–44.
3. Ятаскерт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М., 1999. 259 с.
4. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л., 1989. 243 с.
5. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов // 27-й Междунар. геолог. конгресс. Тектоника. М., 1984. Т.7. С.78–108.
6. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М., 1999. 78 с.
7. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности вулканогенных формаций // Тр. лаборатории вулканологии. 1961. Вып.19. С.5–11.
8. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С.332–452.
9. Гузушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси, 1980. 184 с.
10. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. №4. С.93–109.
11. Русинов В.Л. Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки) // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968. С.218–237.
12. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф. и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М., 1993. С.88–120.
13. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева 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.
14. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. 2005. №3. С.37–46.
15. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезокайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. №8. С.3–15.
16. Ян П.А., Бейзель А.Л., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В. Литологические признаки тектоно-климатических событий в бат-позднеюрской истории Западно-Сибирского седиментационного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль, 2007. С. 266–268.
17. Казаков А.М., Могучева Н.К., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т.41, №3. С.318–326.
18. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1995. 45 с.
19. Сурков В.С., Девятов В.П., Жеро О.Г. и др. Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 1. С.120–126.
20. Бочкарев В.С. Вулканогенные образования триаса Западной Сибири. // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С.70–79.
21. Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 659–663.
22. Лукьянова В.Т. Эпигенетические изменения гидротермального типа в триас-юрской толще Карашиликской



- впадины // Литология и полезные ископаемые. 1982. №5. С. 43–56.
23. Лукьянова В.Т., Голубева Н.П., Халезов А.Б. Каолинит и диксит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С.66–79.
24. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западной Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 1991. №3. С.122–132.
25. Краснов С.Г., Хуторской М.Д. О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженской свиты // Докл. АН СССР. 1978. Т.243, №4. С.995–997.
26. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарев В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С.32–48.
27. Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 6. С.157–164.
28. Казанский Ю.П., Солотчина Э.П., Казанский А.Ю., Москвин В.И. Измененные вулканические породы триаса и перми (?) в Тюменской сверхглубокой скважине // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Пермь, 1996. Вып. 4. С.135–145.
29. Угрюмов А.Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995. С.41–43.
30. Угрюмов А.Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Пермь, 1996. Вып. 4. С.146–155.
31. Олби А.Л., Зен Е.-Ан. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO_2 и H_2O // Очерки физико-химической петрологии: В 2 т. М., 1969. Т.1. С.37–54.
32. Thompson A.B. Pco_2 in low-grade metamorphism; reolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // Contribs. Mineral. and Petrol. 1971. V.33, №2. P.145–161.
33. Мироненко М.В., Наумов Г.Б. Физико-химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. 1982. №4. С.597–602.
34. Карасева Т.В., Горбачева В.И., Келлер М.Б., Пономарева В. А. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь, 1996. Вып. 4. С.49–62.
35. Карасева Т.В. (Белоконь), Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И. и др. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М., 2004. С.164–169.
36. Ерофеев В.Ф. Геотермическая активность недр и размещение залежей углеводородов // Советская геология. 1970. № 11. С.142–147.
37. Кравченко К.Н., Иванова О.В., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поисками уникальных месторождений нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 11. С.2–10.

УДК 551.491.4+553.98.2

ВИДЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ «ФЛЮИД – ПОРОДА» В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

К.А.Маврин

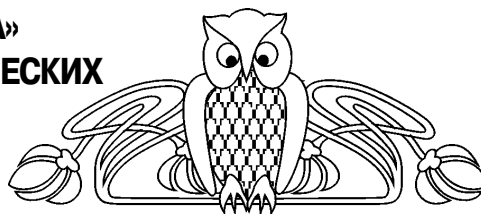
Саратовский государственный университет,
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых
E-mail: kam@rambler.ru

В статье рассматриваются особенности взаимодействия подземных вод с горными породами, газами, органическим веществом, а также новообразованных углеводородных флюидов с породами и водами на разных стадиях эволюции осадочно-породных бассейнов и трансформации типов геогидродинамических систем (ГГДС).

Kinds of «Fluid – Massive Material» Interference in Process of Evolution of Geohydrodynamic Systems of Aqueous-rocky Draws

К.А.Маврин

The article is about the peculiarities of interference of ground water with massive materials, gases, organic substances, as well as interference



of new formations of hydrocarbon fluids with massive materials and waters on the different stages of evolution of aqueous-rocky draws and transformation of the types of geohydrodynamic systems.

Сложные процессы взаимодействия флюидной и породной составляющих земной коры изучены крайне недостаточно. Важно рассмотреть характер взаимодействия воды с горными породами, газами, органическим веществом, а также новообразованных углеводородных флюидов с породами и водами на разных этапах формирования осадочно-породных бассейнов. Понимая всю сложность рассматриваемой проблемы, мы преследуем цель вскрыть те возможности, которые открываются для её решения при рассмотрении трансформации типов геогидродинамических



систем (ГГДС) на разных стадиях эволюции осадочно-породных бассейнов.

Направленность развития ГГДС идет от элизионной системы, которая трансформируется в термоэлизионную при глубоком погружении осадочных образований, к инфильтрационной, возникающей при инверсионном поднятии и развитии денудационных процессов. В ходе

длительной истории эволюции бассейна промежуточное положение занимает релаксирующая ГГДС, а при наличии мощных толщ солей в разрезе проявляется ГГДС опускающихся рассолов или гравитационно-рассольная. Для каждой ГГДС характерны свои особенности взаимодействия в системе «флюид – порода», приводящие к определенным геологическим результатам (рис. 1).

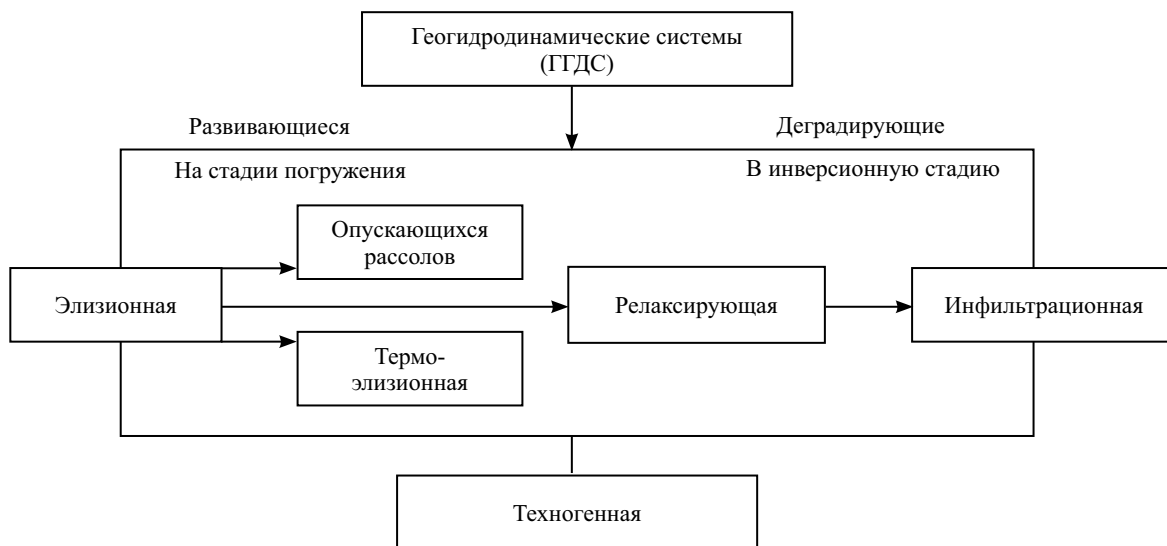


Рис. 1. Схема соотношения и эволюции геогидродинамических систем

В сложной системе происходящих превращений на элизионном этапе развития седиментационного бассейна наиболее важными или масштабными являются следующие процессы: 1) преобразование глинистых минералов; 2) преобразование карбонатов; 3) гидролиз алюмосиликатов; 4) преобразование рассеянного органического вещества (РОВ); 5) преобразование газоводных растворов (подземных вод).

Природные воды, являясь средой седиментации, захороняются вместе с твердой фазой и по мере погружения осадка взаимодействуют с различными его компонентами.

Известно, что при погружении пористость глин сокращается от 70–90% в донных осадках до 2–9% на глубине 3 км [1, 2]. Пористость песчаных отложений в этом же интервале изменяется от 25–30% до 12–20% [3, 4]. Воды глин, выдавливаясь в поровое и трещинное пространство смежных коллекторов, создают в них избыточное давление, которое вызывает отток вод от погружающихся участков бассейна вверх и к периферии.

В процессе отжатия вод изменяются механические свойства пород, возникают зоны уплотнения и разуплотнения, дилатационные трещины, гидроразрывы, иногда проявляется грязевой вулканизм и песчаный диапиризм [5, 6], происходит концентрирование и рассеяние элементов, в том числе различных металлов, нефтяных углеводородов и др.

Химическое, физико-химическое и механическое взаимодействие подземных вод с минеральным веществом приводит к изменению как твердой, так и жидкой фаз.

Трансформация глинистых минералов происходит на разных термодинамических уровнях и по мере погружения осадков возобновляется многократно. В результате этого процесса монтмориллонит преобразуется в иллит (гидрослюд), железистые хлориты – в магнезиальные хлориты, глауконит – в хлорит и мусковит (серицит).

«В результате позднекапагенетической переработки, – отмечает И.Д.Зхус, – первоначально полиминеральные ассоциации становятся одинаковыми, состоящими только из гидрослюды и хлорита» [7, с. 430].

Интенсивная водоотдача монтмориллонитовых глин при переходе в иллит происходит при температуре 70–120°C [8]. Как показывают исследования Я.Г.Линдтропа и соавт. [9], из 1 км³ монтмориллонита в интервале глубин 1800–2800 м высвобождается 100 млн т воды.

Активная гидрослюдизация смешаннослойных минералов глин и дегидратация проявляются на глубинах 4–4,5 км. На этих глубинах наиболее часто отмечается «распреснение» подземных рассолов и возникают зоны с аномально высоким пластовым давлением (АВПД) [10].

Глубинность отмеченных процессов преобразования глинистых минералов и само «отжатие»



связанных вод зависит от многих условий (темпа седиментации, интенсивности и величин тепловых потоков, мощности глинистых прослоев, самого характера их переслаивания, состава пород, с которыми они переслаиваются, и многих других).

Однако в среднем к глубине 4,5–5 км процесс уплотнения и упрочения структуры глин достигает стадии, при которой они становятся типично твердыми телами и для которой характерна упругая деформация вплоть до хрупкого разрушения. Развитие региональной и локальной трещиноватости в результате процесса разуплотнения способно превращать глинистые слабопроницаемые толщи в свою противоположность – коллекторы [11].

По мере погружения глинистых толщ и высвобождения различных видов связанной воды происходит мобилизация металлов поглощенного комплекса, которые затем мигрируют вместе с подземными водами и на разного рода геохимических барьерах могут создавать ореольные стратифицированные скопления.

Важное геохимическое значение на элизионном этапе имеет преобразование карбонатных минералов, являющихся поставщиками углекислоты в подземные воды. Экспериментальные данные И.Г.Киссина и С.И. Пахомова [12, 13] показывают, что в зоне температур от 75 до 120°C при давлении насыщенного пара карбонатные минералы с дистиллированной водой гидролизуются с образованием CO₂, количество которой коррелятивно связано с температурой. Схематически гидролиз карбоната кальция выражается следующей формулой: CaCO₃ + H₂O = CaOH⁺ + OH⁻ + CO₂. Как отмечает В.Н.Холодов [14], гидролиз карбонатов

реализуется только в открытой системе, а рассеянный CaCO₃ в слабопроницаемых глинистых толщах является весьма устойчивым.

Особое место в элизионном процессе принадлежит гидролизу алюмосиликатов песчаных разностей осадочно-породных бассейнов. Алюмосиликаты сохраняются в терригенных разностях пород преимущественно в условиях аридного континентального седиментогенеза. А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [15], детально изучившие минеральные парагенезы верхнепермских граувакк Предуралья, по составу обломочного материала выделили две ассоциации: диабазо-спилитовую в комплексе преимущественно лагунных отложений уфимского и казанского времени и альбитофирофельзитовую в комплексе преимущественно аллювиально-дельтовых татарских образований.

С.Л.Шварцев отмечает полную химическую несовместимость алюмосиликатов с природными водами, что делает систему вода–алюмосиликаты «одной из наиболее реакционноспособных, саморазвивающихся» [16, с. 255]. При взаимодействии воды с алюмосиликатами, основную часть которых составляют полевые шпаты, раствор обогащается Na, K, Ca, частично Si. Процесс разложения алюмосиликатов происходит не только при выветривании, но и на катагенетической стадии погружения бассейнов. Следовательно, подземные воды элизионного генезиса способны содержать продукты разложения алюмосиликатов.

Происходящие катагенетические преобразования глин и других пород сопровождаются соответствующими изменениями рассеянного органического вещества (РОВ), захороненного вместе с осадками (рис. 2). На каждой стадии катагенеза

Стадия литогенеза	Подстадии	Градации	Углемарочная шкала (марки углей)		Отражательная способность витринита		Ориентировочные палеотемпературы °С
Д		ДГ	Торф		–	–	–
Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	БУРый	Б ₁ мягкий	0.25–0.30	5.5–6.0	25–50
		ПК ₂		Б ₂ матовый	0.30–0.40	6.0–6.5	50–75
		ПК ₃		Б ₃ блестящий	0.40–0.50	6.5–7.0	75–90
	Мезокатагенез	МК ₁	Д Длиннопламенный		0.50–0.65	7.0–7.5	95–120
		МК ₂	Г Газовый		0.65–0.85	7.5–8.2	120–160
		МК ₃	Ж Жирный		0.85–1.15	8.2–9.0	160–190
		МК ₄	К Коксовый		1.15–1.55	9.0–9.8	190–215
		МК ₅	ОС Отщепно-спекающийся		1.55–2.00	9.8–10.7	215–235
	Апокатагенез	АК ₁	Т Тощий		2.00–2.50	10.7–11.5	Более 240
		АК ₂	ПА полуантрацит		2.50–3.50	11.5–13.0	
		АК ₃	А Антрацит		3.50–4.70	13.0–14.5	
		АК ₄			4.70 и более	14.5 и более	

Рис. 2. Сопоставление шкал катагенеза и углефикации ОВ



С.Г.Неручевым, Н.Б.Вассоевичем и Н.В.Лопатиным [17] рассчитаны общие потери РОВ при погружении палеобассейна. В результате проведенного анализа выяснилось, что 65% РОВ, сохранившегося после диагенеза, трансформируется при погружении на глубины 5–6 км, т.е. на элизионной стадии развития осадочно-породного бассейна. Из них 28% идет на образование нефтяных углеводородов. Теоретические балансовые расчеты масштабов генерации подвижных продуктов катагенеза [18] показали, что преобладающая часть сапропелевого ОБ расходуется на генерацию подвижных продуктов – битумоидов, нефтяных и газовых УВ, CO_2 , H_2S , NH_3 , N_2 , H_2O . При этом в зоне диагенеза и верхней зоне катагенеза до глубин 2 км преобладают биогенная углекислота и сероводород в составе газовой фазы; вода и битумоиды – в жидкой фазе. В главной фазе нефтеобразования (ГФН) [19], проявляющейся обычно в интервале глубин 2 – 4 км (градация катагенеза МК_1 – МК_2), в продуктах генерации резко преобладают битумоиды и нефтяные УВ (до 76–96% веса от суммы генерирующихся продуктов и 30–36% от исходной массы ОБ). Затем интенсивность генерации нефти падает на стадии градации МК_3 .

На смену ГФН (на больших глубинах) приходит главная фаза газообразования (ГФГ) (градация катагенеза МК_3 – начало АК_2), в которой генерируется более 87% метана от общего генерационного потенциала катагенеза (от градации МК_2 до графитовой стадии). При этом в начале ГФГ [18] выделяется подфаза газоконденсатообразования, когда вместе с газом из материнских пород поступают и оставшиеся после ГФН жидкие УВ. Данная подфаза еще связана с собственно элизионным режимом.

При дальнейшем опускании и прогреве пород доля генерации метана среди прочих газов снижается до 20% и менее (определения в закрытых порах) и связана уже с термоэлизионным режимом.

Глубинная зональность катагенеза ОБ неодинакова в бассейнах разного типа. Основная закономерность заключается в том, что в бассейнах палеозойской складчатости и на древних платформах с докембрийским фундаментом наблюдается сокращенная палеоглубинность катагенеза РОВ. В таких бассейнах на глубине 4 км ОБ преобразуются от градации МК_2 до градации МК_4 и может доходить до газовой стадии [20]. В бассейнах с мощным осадочным чехлом, с высоким темпом седиментации и в бассейнах, в разрезе которых присутствуют соляные толщи, наоборот, палеоглубинная зональность катагенеза сильно растянута. На глубине 4 км в таких бассейнах РОВ преобразовано только до градации МК_1 , а ГФН прослеживается до 6–7 км. В частных случаях смещение температурной зоны от 2 до 6 км для ГФН может происходить в осадочно-породных бассейнах, в разрезе которых имеются мощные соленосные толщи (например, в Прикаспийской впадине).

На элизионном этапе эволюции седиментационных (осадочно-породных) бассейнов, в условиях повышающихся температуры и давления происходит постоянное преобразование как твердой, так и жидкой фаз. Первичные седиментационные подземные воды свободного порового пространства пополняются продуктами преобразования глинистых минералов, карбонатов, алюмосиликатов, РОВ нефтематеринских пород. Помимо молекул отжатой пленочной (межслоевой) физически связанной воды и жидких УВ в коллекторы, заполненные свободными гравитационными водами, поступают двуокись углерода, сероводород, углеводороды, аммиак, органические кислоты, соединения металлов и металлоидов, различные микроэлементы. При этом часть молекул самой воды распадается на ионы и вновь синтезируются, определяя специфику геохимической среды.

С поступлением CO_2 и H_2 в пластовые воды связаны реакции, приводящие к образованию вторичного кальцита, доломита, пирита, целестина, гидрослюд и других минеральных ассоциаций.

Отмечается [21] обогащение подземных вод йодом в интервале главной зоны нефтеобразования (ГЗН) при температуре 100–120°C. Примерно в этой же зоне в подземные растворы поступает азот в молекулярной форме и в форме аммиака, который растворяясь образует ион аммония. Катагенетические преобразования глин и РОВ сопровождаются поступлением в подземные растворы элементов поглощенного комплекса, в том числе различных металлов [22–25].

Рассмотренные виды взаимодействия флюид – порода, соответствующие начальной и средней стадиям катагенеза, характерны для элизионных гидрогеодинамических систем.

При погружении отложений осадочно-породных бассейнов на большие глубины (обычно более 5 км) элизионная система преобразуется в термоэлизионную (термогидродинамическую), в которой взаимодействие флюид – порода отвечает условиям позднего катагенеза, метакатагенеза и регионального метаморфизма [26, 27], после чего уже начинается ультраметаморфический процесс расплавления твердых горных пород (анатексис).

В.В.Колодий отмечает, что «термогидродинамические системы, по-видимому, имеют квазизастойный режим вод, оживляющийся в периоды диастрофизма» [23, с. 21]. С глубиной все сильнее проявляется дефицит емкости пространства. Его уменьшение компенсируется ростом давления и удельной газоместимости. Процент жидких флюидов снижается до минимума. В недрах формируются сверхгидростатические давления.

Преобладающей является вертикальная миграция флюидов. Разгрузка происходит периодически по трещинам, возникающим в периоды землетрясений. При наличии разломов в фундаменте возможно проникновение в осадочную



толщу мантийных газов, в частности водорода и гелия.

На стадии позднего катагенеза и метагенеза активно идут процессы хлоритизации смешанослойных минералов [15, 28], сопровождающиеся выделением избытка кремниевой кислоты в виде опала и халцедона. Растворимость аморфной кремниевой кислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает в щелочной среде. Продолжающееся образование CO_2 способствует растворению кварца, халцедона, опала [29].

На больших глубинах (при температуре 200–300°C и более) идет активная деструкция сульфатных пород. Сульфатный ион в водной среде взаимодействует с газообразными УВ, генерируя abiогенный сероводород [30]. Термодеструкция минералов и остаточного ОВ приводит к формированию возрожденных вод, которые образуют парогазовые и жидкостные смеси. Их фазовое обособление происходит при снижении температуры и давления в подземных резервуарах более высоких частей артезианских бассейнов. Выделившиеся воды, получившие название конденсационных и солюционных [31], смешиваясь с рассолами, способствуют их распреснению, что отмечается на многих нефтегазоносных площадях.

Глинистые толщи в термобарических условиях позднего мезокатагенеза, апокатагенеза и метагенеза вплоть до графитовой стадии генерируют CO_2 , H_2S , SiO_2 , а остатки РОВ еще и углеводородные газы. В результате всех процессов формируются сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы [32]. Перегретые воды и надкритические гомогенные флюиды характеризуются очень высокой текучестью и расклинивающей способностью [33], что позволяет им проникать через толщу горных пород. Таким образом, термоэлизионные системы влияют на режим элизионных вод.

В осадочно-породных бассейнах, в которых формировались эвапоритовые накопления, на последующих стадиях развития возникают специфические геогидродинамические системы опускающихся рассолов, или «гравитационно-рассольные» (по В.Н.Холодову).

Экспериментальные исследования, которые проводили М.Г.Валяшко, А.И.Поливанова и И.К.Жеребцова [34, 35], а затем продолжила А.И.Поливанова [36], показали, что системы, в которых жидкость сверху тяжелее, чем внизу, являются гравитационно неустойчивыми. Более плотные растворы в этом случае струями опускаются вниз, а более легкие, также струями, поднимаются вверх, т.е. возникает «струйное гравитационное движение», которое может проходить как в статической, так и в динамической водонапорных системах.

В природных условиях гравитационно-неустойчивые системы возникают в бассейнах мощного соленакопления. Плотная межкристаллическая рапа, отделяясь (отжимаясь) от соляной

толщи, медленно просачивается в нижележащие глинисто-алевритовые, песчаные и карбонатные отложения и вступает с ними в сложное физико-химическое взаимодействие. Следствием этого взаимодействия являются следующие основные процессы: 1) преобразование глинистых минералов с образованием вторичных магнезиальных силикатов; 2) доломитизация известняков; 3) специфические условия преобразования РОВ; 4) метаморфизация подземных вод с образованием хлор-кальциевых рассолов; 5) образование металлоносных (рудных) рассолов.

На галитовой стадии концентрации рапы с каждым кубокилометром отложившихся солей захороняется 3 км^3 маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. Данные рассолы при проникновении в подстилающие терригенные отложения вступают во взаимодействие с комплексом аллотигенных и аутигенных силикатных минералов. При этом, как показали экспериментальные исследования Я.К.Власовой [37], кальциевые силикаты превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолит-пальгорскита.

При взаимодействии Mg-содержащих маточных рассолов с карбонатами кальция (известняками) при температуре 150–300°C и давлении насыщенного пара идет процесс доломитизации известняков по известной реакции Мариньяка–Курнакова. Этот процесс наиболее интенсивно проявляется в тектонически ослабленных зонах, вблизи разломов, в кавернозных разностях пород.

Специфические условия преобразования РОВ в подстилающих соленосных толщах отложений заключаются в том, что в них подавляются процессы бактериального разложения ОВ ввиду пропитывания крепкими рассолами, причем на сравнительно ранней стадии захоронения. Опускающиеся рассолы «консервируют» захороненное ОВ.

Попадая в результате тектонического опускания в зоны нефте-, а затем газообразования, захороненное ОВ генерирует большие массы термокаталитических УВ. Наличие хорошего флюидоупора, каковым являются соли, определяет высокие ресурсы УВ в таких бассейнах, особенно их газоносность. Из-за большой массы консервированного ОВ, ГФН в них сильно растягнута. Не исчерпав свой нефтегенерационный потенциал ОВ попадает в термобарические условия, при которых жидкие УВ уже не образуются, а РОВ могут проявлять себя как мощные генераторы углеводородных газов.

В соленосных бассейнах в составе газовых скоплений (месторождений) часто содержится большое количество сероводорода. При термометаморфизме ОВ, как отмечал В.А.Успенский [38], вместе с метаном образуется сероводород в количественном соотношении 10:1. Именно сероводород сероорганических соединений, который доставляется в залежь вместе с УВ-газами в процессе струйной миграции, составляет основную часть этого газа. Однако сероводород образуется



и в процессе термической редукции сульфатных пород, составляющих значительную часть разрезов соленосных бассейнов. Именно этому генетическому типу H_2S отводят основную роль Г.И.Амурский и соавт. [30].

Так или иначе, налицо специфическая роль соленосных толщ в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления, о чем свидетельствует и тесная связь нефтегазоносных и солеродных бассейнов.

Ещё один интересный аспект возникает при рассмотрении геогидродинамической системы опускающихся рассолов. Он связан с формированием рассолов хлор-кальциевого типа, которые содержат различные микроэлементы, в том числе повышенные концентрации металлов. Широко известны металлоносные рассолы Челекенского полуострова, Калифорнийские рассолы близ озера Солтон-Си, рассолы впадин Красного моря. Генезис этих термальных рассолов различный, но объединяет их обязательная связь с эвапоритовыми отложениями [39].

Источниками тяжелых металлов в рассольных подземных водах среди прочих выступают вмещающие породы. Суть процесса мобилизации рудного вещества осадочных пород состоит в следующем. Рассолы эвапоритовых бассейнов, опускаясь в подсолевую часть разреза, способствуют повышению минерализации седиментогенных, изначально морских, вод, захороненных вместе с осадками, увеличивая их агрессивность по отношению к поглощенному комплексу тяжелых металлов. Эта агрессивность обусловлена высоким содержанием комплексообразователей (Cl^- и Br^-) и их кислой средой ($pH = -5,5$ и ниже). Устойчивость комплексов в рассолах увеличивается с повышением температуры.

Расчеты и экспериментальные исследования Л.Г.Богашовой [40] показали, что для создания рудных концентраций тяжелых металлов в подземных поровых рассолах достаточно выщелачивания лишь 10% их валового кларкового содержания.

Помимо гравитационного опускания рассолов, может быть даже в большей степени, происходит диффузионное проникновение солей в подстилающие и перекрывающие эвапоритовую формацию отложения. Это способствует мобилизации рудного вещества и стратифицированному рудообразованию – медному, свинцовому, цинковому и пр.

Окраинно-платформенные седиментационные бассейны после завершения прогибания начинают испытывать инверсионное поднятие разной интенсивности и амплитуды. Особенно резкую смену знака движений испытывают передовые и краевые прогибы, перикратонные впадины, авлакогены. В результате поднятия и денудации снижается литостатическая нагрузка на погребенные комплексы пород, что приводит к деградации предшествующей элизионно-термогидродинамической обстановки.

В недрах, по определению В.Г.Попова [41], возникает «совокупность фильтрационно-анизотропных блоков» с сочетанием вертикального и латерального типов водообмена при преобладании первого. Это относится к бассейнам, где отсутствуют региональные флюидоупоры. В бассейнах, например в Предуралье или в Прикаспии, где подсолевые отложения надежно изолированы солями, снижение литостатического давления приводит к внутренним перемещениям флюидов под ними, что связано с релаксацией водонапорной (флюидонапорной) системы.

В условиях релаксирующего режима ранее установившееся равновесие в системе «флюид – порода» нарушается, вследствие чего происходит частичное перераспределение вещества. Генерационный потенциал РОВ к моменту возникновения такой геогидродинамической системы, как правило, оказывается уже израсходованным.

В верхней гидродинамической зоне интенсивного водообмена формируется инфильтрационная ГГДС. В условиях такой системы взаимодействие воды с породами обусловлено проникновением метеогенных, как правило, холодных пресных (маломинерализованных) вод. Инфильтрационное субэральное питание водоносных горизонтов и комплексов нарушает ранее установившееся геохимическое равновесие в системе «вода – порода». По направлению нисходящих движений инфильтрационных вод формируется новая гидрохимическая и минералого-геохимическая зональность. Границы гидрохимических зон весьма сложны и подвижны вследствие неустойчивой окислительно-восстановительной обстановки. С инфильтрационными процессами, так или иначе, связано образование некоторых видов полезных ископаемых. Это окисленные битумы – природные асфальты, гидротированные сульфатные породы – гипсы, самородная сера, рудные скопления типа «медистых песчаников», пресные питьевые и минеральные лечебные подземные воды.

В современных условиях индустриальной деятельности на любую природную геогидродинамическую систему оказывает влияние техногенная, но это уже задача специального рассмотрения.

Библиографический список

1. *Вассоевич Н.Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // *Новости нефт. техники. Геология.* 1960. №4. С.11–15.
2. *Нестеров И.И.* Уплотнение глинистых пород // *Сов. геология.* 1965. №12. С.69–80.
3. *Энгельгард В.* Поровое пространство осадочных пород. М., 1964. 232 с.
4. *Добрынин Б.М.* Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах // *Геология нефти и газа.* 1968. № 9 С.44–49.
5. *Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм – новая сторона



- катагенетических процессов // Литология и полезн. ископаемые. 1978. №4. С. 50–67.
6. Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полезн. ископаемые. 1987. №4. С.12–27.
7. Зхус И.Д. Глинистые минералы различных климатических и геохимических зон на разных стадиях литогенеза // Докл. АН СССР. 1978. Т.238, №2. С.426–429.
8. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений // Геохимия. 1966. №7. С.790–795.
9. Линдтрон Н.Т., Анфилатова Э.А., Дмитриева Е.А. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом. Л., 1970. 152 с.
10. Лагунова И.А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов // Сов. геология. 1979. №2. С.48–52.
11. Кривошеева З.А., Соколов В.А. Образование нефтяных залежей в глинистых толщах в результате процесса разуплотнения // Геология нефти и газа. 1980. №1. С.26–30.
12. Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т.174, №2. С.451–454.
13. Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. №4. С.460–472.
14. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М., 1983. 150 с.
15. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми // Граувакки. М., 1972 (Тр.ГИН АН СССР, Вып. 238). С.323–333.
16. Шварцев С.Л. Физико-химическая и геологическая эволюция системы вода-порода // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С.253–266.
17. Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Тр. 25-й сессии Междунар. геол. конгресса. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М., 1976. С.47–62.
18. Рогозина Е.Н., Неручев С.Г. и др. Преобразование сапропелевого органического вещества и генерация углеводородов в зоне больших и сверхбольших глубин // Нефтегазообразование на больших глубинах. М., 1986. С. 6–8.
19. Вассоевич Н.Б. и др. Главная фаза нефтеобразования // Вест. Моск. ун-та. Сер.4, Геол. № 6. 1969. С.3–27.
20. Парнарова Г.М., Неручев С.Г. и др. Глубинная зональность катагенеза и петрографические свойства РОВ на больших глубинах в бассейнах разного типа. // Нефтегазообразование на больших глубинах. М., 1986 С. 13–15.
21. Кирюхин В.К., Швец В.М. Процессы формирования йодных вод. М., 1980. 95 с.
22. Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М., 1976. 160 с.
23. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР). Киев, 1983. 248 с.
24. Капченко Л.Н. Взаимодействие твердой и жидкой фаз в процессе нефте- и газообразования // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С.72–84.
25. Королев М.Е. Гидрогеологические условия рудообразования. Казань, 1982. 119 с.
26. Карцев А.А., Колодий В.В., Кудряков В.А., Семашев Р.Г. Типы и эволюция геогидродинамических систем // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 6. С. 122–127.
27. Яковлев Л.Е. Процессы тепломассопереноса в осадочных бассейнах // Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции / Под ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа. М., 2004. С.323–366.
28. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., 1968. 92 с.
29. Кабанова Е.С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах // Кора выветривания. М., 1960. Вып. 3. С.14–32.
30. Амурский Г.И., Жабров И.П., Максимов С.П., Соколов В.Л. Сероводородсодержащие газы – условия и масштабы распространения // Геология нефти и газа. 1980. № 5. С. 11–18.
31. Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев, 1975. 122 с.
32. Холодов В.Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы: В 2 т. М., 1985. Т.1. С. 226–253.
33. Блох А.М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах // Литология и полезные ископаемые. 1970. №5. С.120–130.
34. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С.312–329.
35. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распределении природных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1965. № 5. С. 9–31.
36. Поливанова А.И. Роль плотности и состава в перемещении растворов (по экспериментальным данным) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, 1982. С.16–28.
37. Власова Н.К. Экспериментальное изучение процессов метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1978. 22 с.
38. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизации угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С.94–101.
39. Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974. С.7–26.
40. Богашова Л.Г. О генетической связи рудоносных гидротерм с солеродными бассейнами и подстилающими их терригенными отложениями // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М., 1985. С.19–28.
41. Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. М., 1985. 275 с.

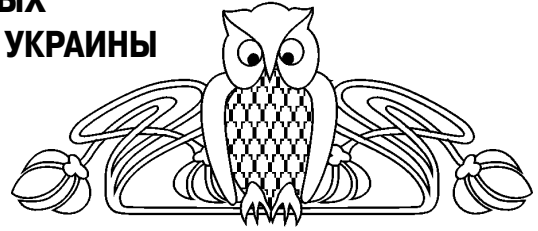


УДК 563.45 (116.3:470.4)

НОВЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГЕКСАКТИНЕЛЛИД (*PORIFERA*) РОССИИ И УКРАИНЫ

Е.М. Первушов

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



Диагностированы остатки представителей семейств *Coeloptychiidae* (*Umbrelliserus offerjevi*, gen. et sp. nov., маастрихт, Россия) и *Leptophragmidae* (*Turbiplana nerodenkoi*, gen. et sp. nov., сеноман, Украина). Результаты изучения скелета описанных губок подтверждают установленные ранее общие тенденции в морфогенезе позднемеловых гексактинеллид и свидетельствуют о достоверности разработанных принципов систематики меловых представителей этой группы на уровне семейства.

New taxa of Hexactinellida (*Porifera*) from the Upper Cretaceous of Russia and Ukraine

Е.М. Pervushov

New taxa of hexactinellid sponges: *Umbrelliserus offerjevi*, gen. et sp. nov. (*Coeloptychiidae*) from the Maastrichthyan of the Volga river basin, Russia and *Turbiplana nerodenkoi*, gen. et sp. nov. (*Leptophragmidae*) from the Cenomanian of Ukraine are described. Study of skeletal remains of the described sponges allows to confirm proposed earlier basic trends in morphogenesis of the Upper Cretaceous hexactinellids. It also is evidence of reliability of worked out principles of Cretaceous Hexactinellida systematic on a familial level.

Среди представленных коллегами сборов остатков скелетов позднемеловых гексактинеллид отдельные образцы, из сеномана юго-востока и маастрихта юго-запада Русской плиты, были выделены благодаря заметному своеобразие морфологии некоторых элементов скелета и дермальной скульптуры. Особый интерес к данным единичным экземплярам предопределен тем, что за несколько лет до этого мы предпринимали попытки определиться как в морфологии, так и с принципами систематики представителей семейств гексактинеллид (*Coeloptychiidae*, *Leptophragmidae*), к которым, по предварительному заключению, и принадлежат найденные формы.

Первоначальный опыт некоего системного подхода при рассмотрении аспектов эволюционной морфологии был приобретен нами при изучении скелета весьма разнообразных и многочисленных представителей семейства *Ventriculitidae* [1]. Последующие исследования представителей семейств *Coeloptychiidae* и *Leptophragmidae* [2–4] показали мозаичность таксономической значимости тех или иных установленных признаков при систематических построениях на примере разных семейств и подотрядов. Обобщение результатов детального рассмотрения морфологии скелетных форм представителей семейств *Ventriculitidae*,

Coeloptychiidae и *Leptophragmidae* [5, 6] на основе весьма представительного ископаемого материала позволило высказать некие гипотетические представления по общим принципам построения классификаций семейств гексактинеллид. Тем самым до некоторой степени были представлены возможные вариации формообразования и развития тех или иных филогенетических ветвей в составе семейств гексактинеллид на протяжении мелового и палеогенового времени.

Описания новых представителей семейств *Coeloptychiidae* и *Leptophragmidae*, предложенные в данной работе, дополняют представления о разнообразии этих групп гексактинеллид, доказывая высказанные ранее предположения о тенденциях в их морфогенезе на протяжении альбского – палеоценового времени, и подтверждают достоверность общих принципов систематики меловых гексактинеллид.

1. Описанный сеноманский представитель лептофрагмид отличается архаичным построением дермальной скульптуры, при большой толщине стенки и значительных значениях общих параметров скелета. Скульптура как таковая – с дифференцированными элементами, как у многих позднемеловых гексактинеллид – у представителя этого рода еще не сформирована.

2. Изученный маастрихтский представитель цолоптихийид характеризуется весьма ажурным, тонкостенным построением скелета с необычно большим количеством мелких субоскулумов и своеобразным построением вторичной парагастральной полости.

3. Рассмотрение особенностей морфологии скелета и дермальной скульптуры описанных в работе представителей гексактинеллид подтверждает выявленные тенденции расселения губок в шельфовых морях востока Европейской палеобиогеографической области в альбе – сеномане и постепенной миграции скелетных гексактинеллид из мелководных прибрежных зон в относительно глубоководные участки бассейнов, начиная с позднего сантона до маастрихта и палеоцена.

4. Представления о систематическом положении новых таксонов дополняют ранее предложенные схемы классификаций семейств *Coeloptychiidae* и *Leptophragmidae* [5, 6], подтверждая достоверность и целостность разрабатываемых принципов систематики гексактинеллид.



5. Доступный к настоящему времени ископаемый материал представляется достаточным для выделения среди позднемезозойских гексактинеллид условных групп, представители которых характеризуют собой отдельные этапы становления морфотипов скелетных гексактинеллид. Представляется, что изменения в морфологии и параметров многих элементов скелета, ирригационной системы и скульптуры гексактинеллид взаимообусловлены. На протяжении поздне-мезозойской истории видоизменения габитуса скелета и дермальной скульптуры, в частности, носили обусловленный и порой направленный характер, вслед за изменением доминирующих параметров водной среды в пределах бассейнов. Условные группы с «архетипным», «мезотипным» и «кайнотипным» строением габитуса скелета и дермальной скульптуры характеризуют отдельные этапы филогенеза значительной части гексактинеллид.

Так, «архетипные» формы известны со среднеюрского по альбское – сеноманское время. К этой группе можно отнести и описанного в статье представителя лептофрагмид. «Мезотипные» гексактинеллиды больше известны с позднеюрского по сантонское время, в качестве типичных представителей можно рассматривать многих венстрикулитид (*Napaeania*, *Lepidopsongia*). «Кайнотипные» представители группы, к которым можно отнести и проанализированного в работе представителя цеолюптихийид, доминируют в структуре гексактинеллид начиная с поздне-сантонского – кампанского времени. Вероятно, в соответствии с типом строения скелета были предопределены возможности губок по реализации тех или иных вариаций морфотипов скелетных гексактинеллид, в том числе различных уровней модульной организации – автономий, транзиторных и колониальных форм. Оба новых таксона рассматриваются в качестве представителей первичных (*Leptophragmidae*) и вторичных (*Coeloptychiidae*) транзиторных форм [5].

Мы приносим свою искреннюю благодарность А.Г. Олферьеву за консультации по вопросам стратиграфии верхнемеловых отложений Поволжья, совместные полевые изыскания и предоставленные многочисленные материалы по ископаемой спонгиофауне, а также В.Б. Сельцеру, с поразительным постоянством представляющему находки весьма оригинальных остатков губок из разных интервалов пород мелового возраста.

Тип (Класс) *Hexactinellida* Smidt, 1869
Подотряд *Lychniscina* Schrammen, 1936
Семейство *Coeloptychiidae* Goldfuss, 1833

Д и а г н о з. Тонкостенные скелеты губок плициформного строения. Дермальная и парагастральная скульптура отсутствует, кортикальный покров развит у некоторых форм на поверхности верхнего края с нерегулярно распространенными тонкими отверстиями. Ирригационная система

состоит из коротких и тонких апо- и прозохет, иногда отдельные ее элементы слабо проявлены. Интерканальная спикульная решетка, составляющая скелетообразующую стенку, отличается правильным построением крупных кубических, реже прямоугольных, спикульных клеток.

С о с т а в. Два подсемейства: *Coeloptychiinae* Goldfuss, 1833; *Callodictyoninae* Perv., 2002.

С р а в н е н и е. От *Camerospongiidae* отличается преимущественно плициформным строением скелета, а от *Ventriculitidae*, кроме того, и практическим отсутствием элементов скульптуры и ирригационной системы.

С о х р а н н о с т ь. Из более 150 экземпляров, главным образом представителей подсемейства *Coeloptychiinae*, больше половины (90 экз.) – это фрагменты скелета, чаще всего – половинки или сектора отворота лопасти.

Подсемейство *Coeloptychiinae* Goldfuss, 1833

Д и а г н о з. Губки транзиторного уровня организации, скелеты исходно плициформного строения, характерно развитие субоскулумов на перегибах лопастей или на коленообразных изгибах субветвистых форм.

С о с т а в. Две трибы: *Coeloptychiini* Goldfuss, 1833 и *Spirospongiini* Perv., 2002.

С р а в н е н и е. От *Callodictyoninae* отличается наличием субоскулумов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел Европы.

Триба *Coeloptychiini* Goldfuss, 1833

Д и а г н о з. Скелеты плициформные и фавосиформные, с вторичной парагастральной полостью, образованной при отвороте лопастей.

С о с т а в. Три подтрибы: *Coeloptychiina* Goldfuss, 1833; *Myrmecioptychiina* Perv., 2002; *Petrosifavosina* Perv., 2002.

С р а в н е н и е. От *Spirospongiini* отличается наличием вторичной полости.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел, (?) сеноман, турон – маастрихт Европы.

Подтриба *Coeloptychiina* Goldfuss, 1833

Д и а г н о з. Плициформные скелеты с вторичной парагастральной полостью. Лопастные, образующие коническое стержнеобразное основание скелета, дихотомируют при отвороте, образуя грибо- или зонтикообразную верхнюю часть скелета. Лопастные неоднократно дихотомируют, составляя широкую площадь отворота. Субоскулумы круглые, у кампанских форм – более овальные и даже щелевидные, обычно их размеры увеличиваются от основания к верхнему краю. Поверхность верхнего края в виде сплошной лентообразной поверхности или в виде обособленных участков лопастей. Над первичной щелевидной парагастральной полостью в оскулярной мембране проявлены оскулярные отверстия.



Состав. Четыре рода. *Coeloptychium* Goldfuss, 1833; *Troegerella* Ulbrich, 1974; *Foliscyphia* Perv., 2002; *Umbrelliserus* gen. nov.

С р а в н е н и е. От *Myrmecioptychiina* отличается отсутствием дополнительных субоскулюмов на поверхности верхнего края и наличием оскулярных отверстий над первичным щелевидным парагастром.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний мел, (?) сеноман, турон – маастрихт Европы.

Род Umbrelliserus, gen. nov.

Н а з в а н и е р о д а от *umbrella* лат. – зонт, *serus* лат. – поздний.

Т и п о в о й в и д – *Umbrelliserus olferjevi*, sp. nov. Верхний мел, сеноман. Украина.

Д и а г н о з. Скульптура вторичной парагастральной полости на участке отворота представлена извилистыми, дихотомирующими полосами щелевидных первичных оскулюмов, перекрытых мембраной. В структуре мембраны каждого оскулюма прослеживается один ряд поперечных узких миндалевидных оскулярных отверстий (табл. I, фиг. 1б–г), длина которых совпадает с шириной первичного оскулюма. Поверхность верхнего края узкая, линейная.

С о с т а в. Типовой вид.

С р а в н е н и е. От *Coeloptychium* отличается строением скульптуры вторичной парагастральной полости, очень узким, линейным построением поверхности верхнего края и меньшим значением диаметра субоскулюмов, с чем связывается значительно большее количество субоскулюмов в структуре скелета. От *Troegerella* и *Foliscyphia* отличается также сплошным построением линии верхнего края.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Маастрихт юго-востока Русской плиты.

***Umbrelliserus olferjevi*, sp. nov.**

Табл. I, фиг. 1–2

Н а з в а н и е в и д а в честь геолога-стратиграфа А.Г. Олферьева.

Г о л о т и п – Экз. СГУ № 122/4801; с. Рыбное, Вольский район Саратовской области. Верхний мел, верхние интервалы нижнего маастрихта.

О п и с а н и е. Скелет вторично плициформный, грибо-зонтикообразный. Толщина стенки 1–1,5 мм. Диаметр вторичной парагастральной полости, судя по сохранившемуся сегменту (радиус 70 мм), достигал 120–130 мм. Ширина фрагмента 88 мм. Толщина скелета в пределах отворота максимальна в средней его части и составляет 14–15 мм. Поверхность вторичной парагастральной полости пологая выпуклая в средней части, сложена многочисленными радиальными дихотомирующими извилистыми выпуклыми валиками и сопряженными бороздами щелевидных первичных оскулюмов. Размеры оскулярных отверстий в структуре мембраны, варьируют в пределах изменения значений ширины оскулюма – 1–1,5/2,5–4 мм. Маргинальные

участи вторичной парагастральной поверхности выражены в виде узкого субплоского уступа без скульптуры (табл. I, фиг. 1 в, е). В этом случае верхний край – это узкая линия между верхней и нижней (дермальной) поверхностями отворота. Нижняя поверхность отворота почти плоская, полого вогнутая. В пределах описываемого образца прослеживается пять первичных лопастей, длиной до 65 мм. Высота лопастей 6–7 мм, ширина – 4,5–5 мм, выделяется два – три узла дихотомии лопастей. На овально-выпуклой поверхности лопастей отчетливо прослеживаются многочисленные округлые, реже овальные, субоскулюмы, которые морфологически почти не обособлены. Диаметр субоскулюмов 1,5–2 мм, его значение обычно сопоставимо со значением расстояния между субоскулюмами на одной лопасти. На поверхности первичной лопасти, с дихотомирующими составляющими, обычно выделяется до 30 субоскулюмов. На поверхности данного фрагмента обнаружено около 130 субоскулюмов, а структуре скелета полной сохранности их общее количество могло достигать 350–500. Ширина сопряженных борозд 4–5 мм, их глубина максимальна в средней части отворота.

С р а в н е н и е. Типовой вид.

З а м е ч а н и е. Фрагмент отворота, верхней части грибовидного скелета, примерно соответствующий ¼ от общей площади отворота (табл. I, фиг. 2а). Скелет выполнен опалом и халцедоном, частично – марказитом. Поверхности сколов – рецентные.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Как у голотипа.

М а т е р и а л. Голотип.

Подотряд Hexactinina Schrammen, 1936

Семейство Leptophragmidae (Goldfuss, 1833)

Д и а г н о з. Тонкостенные скелеты исходно париформных и плициформных губок. Скульптура реактивная, равномерно рассеянная, сотовая. Апо- и прозопоры мелкие, круглые и реже овальные, по размерам равны узлам ребер и реже – ребрам. Ирригационная система представлена плотно расположенными мелкими поперечными субцилиндрическими слепыми апо- и прозохетами. Интерканаларная решетка из мелких субпризматических клеток, продольно ориентированных, в поперечном сечении часто ромбовидных и субтреугольных, обычно формирует веерообразные сектора по поверхности скелета и редко составляет правильную решетку. Каналарный скелет не развит. Паренхимальная спиккулярная решетка обнаруживается в нижней трети высоты парагастра плициформных лептофрагмид. Разлит дермальный и парагастральный кортекс.

С о с т а в. Два подсемейства: *Leptophragminae* (Goldfuss, 1833) и *Guettardiscyphiinae* Pervushov, 1997

Р а с п р о с т р а н е н и е. (?) Юра, мел, (?) палеоген Европы.



Подсемейство *Guettardiscyphiinae* Pervushov, 1997

Д и а г н о з. Скелет исходно плициформный, видоизмененный до колюминарного и ветвистого, по одной или по обеим поверхностям перегиба лопасти, в том числе и обособленных, развиты субоскулюмы.

С р а в н е н и е. От *Leptophragminae* отличаются плициформным скелетом и транзитным уровнем организации – наличием субоскулюмов на перегибах лопасти; обычно большей толщиной стенки и меньшим количеством прозопор.

Р а с п р о с т р а н е н и е. (?) Альб, сеноман – маастрихт Европы.

С о с т а в. Две трибы: *Guettardiscyphiini* Perv., 1997; *Balantionellini* Perv., 1999.

Триба *Guettardiscyphiini* Pervushov, 1997

Д и а г н о з. Щелевидная, многолопастная парагастральная полость сопряжена субоскулюмами, которые расположены на перегибе лопасти или реже выражены в виде обособленных поперечных выростов.

С р а в н е н и е. От представителей *Balantionellini* отличаются исходно плициформным построением скелета, когда субоскулюмы в основном расположены на перегибах лопасти.

Р а с п р о с т р а н е н и е. (?) Альб, верхний мел, эоцен Европы.

С о с т а в. Две подтрибы. *Guettardiscyphiina* Perv., 1997; *Crassiscyphiina* Perv., 1997.

Подтриба *Guettardiscyphiina* Pervushov, 1997

Д и а г н о з. Лопасты развиты радиально от центральной, осевой, части скелета или поперечно и диагонально несущей лопасти и с возрастом обособляются. Размеры субоскулюмов и расстояние между ними увеличивается по направлению вверх. Прозопоры расположены в диагональных или продольных рядах. Щелевидный оскулюм закрыт мембраной с оскулярными отверстиями. Плоские участки стенки с полусекториальным рисунком кортекса, а на перегибах лопасти – линейное, продольное положение призматических клеток.

С о с т а в. Пять родов: *Guettardiscyphia* Mantell, 1822; *Pleurostoma* Roemer, 1864; *Koleostoma* Regnard, 1926; *Ceniplaniscyphia* Perv., 1997; *Turbiplanum*, gen. nov.

С р а в н е н и е. От *Crassiscyphiina* отличается равномерно – линейным расположением мелких элементов дермальной скульптуры.

Р а с п р о с т р а н е н и е. (?) Альб, сеноман – маастрихт, (?) эоцен Европы.

Род *Turbiplana*, gen. nov.

Название рода от *turba* лат. – неурядица,

беспорядок, *planus* лат. – поверхность.

Т и п о в о й в и д – *Turbiplana nerodenkoi*, sp. nov. Верхний мел, сеноман. Украина.

Д и а г н о з. Построение дермальной скульптуры хаотичного типа: спутанное паутинное расположение разно ориентированных позитивных элементов при доминировании остий различных полигональных очертаний и разного размера – до 1–2 мм (табл. III, фиг. 1). На 1 см² приходится около 20–25 прозопор. Толщина стенки 4–5 мм. Очень крупные, единичные, субоскулюмы на перегибах лопасти.

С о с т а в. Типовой вид.

С р а в н е н и е. От *Guettardiscyphia* и *Pleurostoma* отличается строением дермальной скульптуры (табл. III) и значительно меньшей плотностью расположения прозор, от *Koleostoma* – очертаниями и размерами субоскулюмов, от *Ceniplaniscyphia* – наличием дермальной скульптуры.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Сеноман юго-запада Русской плиты.

З а м е ч а н и я. Особенности построения дермальной скульптуры, количество, очертания и размеры субоскулюмов позволяют предположить, что рассматриваемый таксон может представлять собой отдельную ветвь развития в составе лептофрагмид на уровне подтрибы, по аналогии с представителями рода *Crassiscyphia* Perv., 1997 [5, 6].

***Turbiplana nerodenkoi*, sp. nov.**

Табл. II, фиг. 1; Табл. III, фиг. 1

Н а з в а н и е в и д а в честь украинского геолога В.М. Нероденко.

Г о л о т и п – Экз. СГУ № 122/14798; бассейн р. Рать, карьер в окрестностях Безобразово, Украина. Верхний мел, сеноман.

О п и с а н и е. Монолопастной, едва изогнутый скелет, в виде плоского широкого асимметричного конуса. Высота скелета 90 мм. Диаметр бокала по верхнему краю 21–25/более 120 мм, диаметр щелевидного оскулюма 10–14/110 мм. Диаметр скелета в его основании – 21/29 мм. Отчетливо выраженная площадка прикрепления вогнутая, неровная, размером 21/36 мм. На перегибах лопасти расположено по два крупных субоскулюма. На поверхности более протяженного и полого наклонного перегиба субоскулюмы наиболее крупные (7,5–88/9–11 мм), а на противоположном участке более крутого положения перегиба лопасти диаметр субоскулюмов 6 мм.

С р а в н е н и е. Типовой вид.

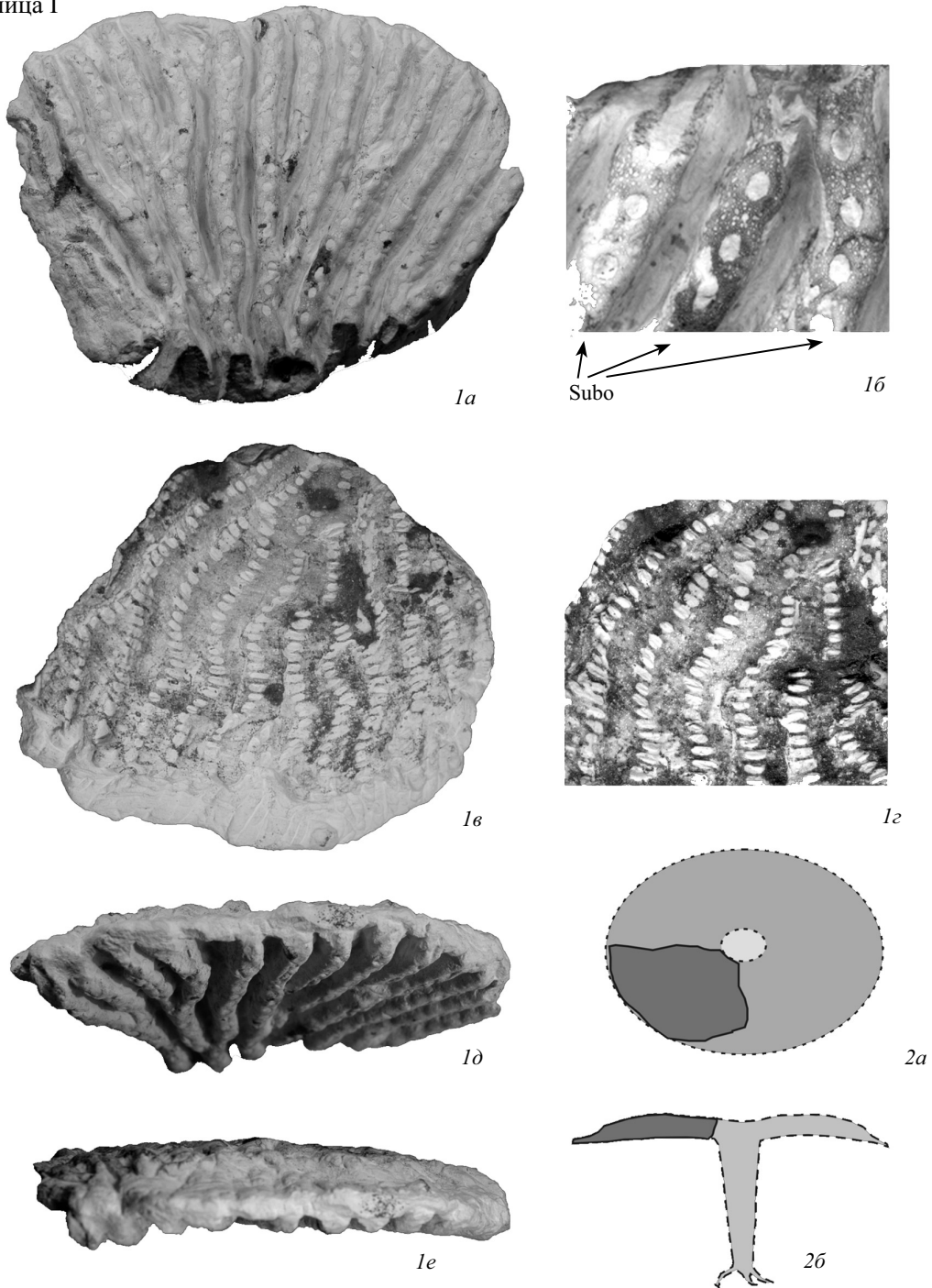
Р а с п р о с т р а н е н и е. Как у голотипа.

М а т е р и а л. Голотип.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64878-а)



Таблица I



Фиг. 1. *Umbrelliserus olferjevi*, sp. nov.; Экз. СГУ, № 122/4801: с. Рыбное, Вольский район Саратовской области. Верхний мел, верхние интервалы нижнего маастрихта: 1а – вид снизу, дихотомирующие лопасти с тонкими субоскулюмами на их поверхности разделены глубокими асимметричными бороздами (x0,9); 1б – снизу (x2,5), субоскулюмы на поверхности лопастей и заметно хаотичное расположение прозопор; 1в – сверху, сегмент вторичной парагастральной полости (x0,9); 1г – сверху (x2,0), прослеживаются ряды щелевидных оскулярных отверстий; 1д – вид

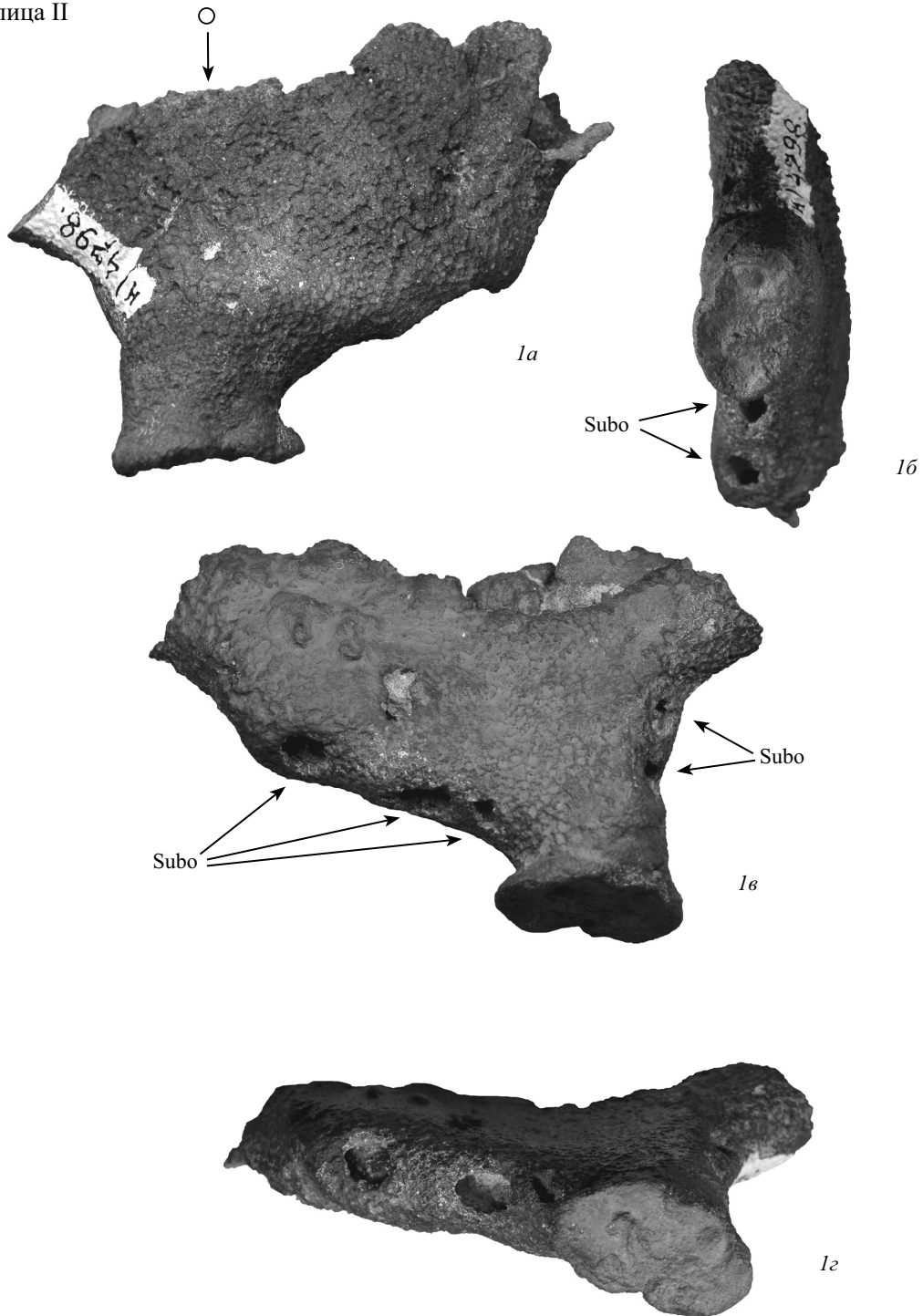
на маргинальную поверхность верхнего края и нижнюю поверхность отворота – дихотомирующие ребра (x0,9); 1е – вид на фрагмент отворота сбоку, на маргинальную поверхность верхнего края (x0,9).

Фиг. 2. *Umbrelliserus olferjevi*, sp. nov.; реконструкция скелета; 2а – вид сверху, на вторичную парагастральную полость; 2б – вид сбоку; светло-серое – предполагаемые очертания скелета полной сохранности, темно-серое – описанный фрагмент скелета.

Условные обозначения: Subo – субоскулюм.



Таблица II



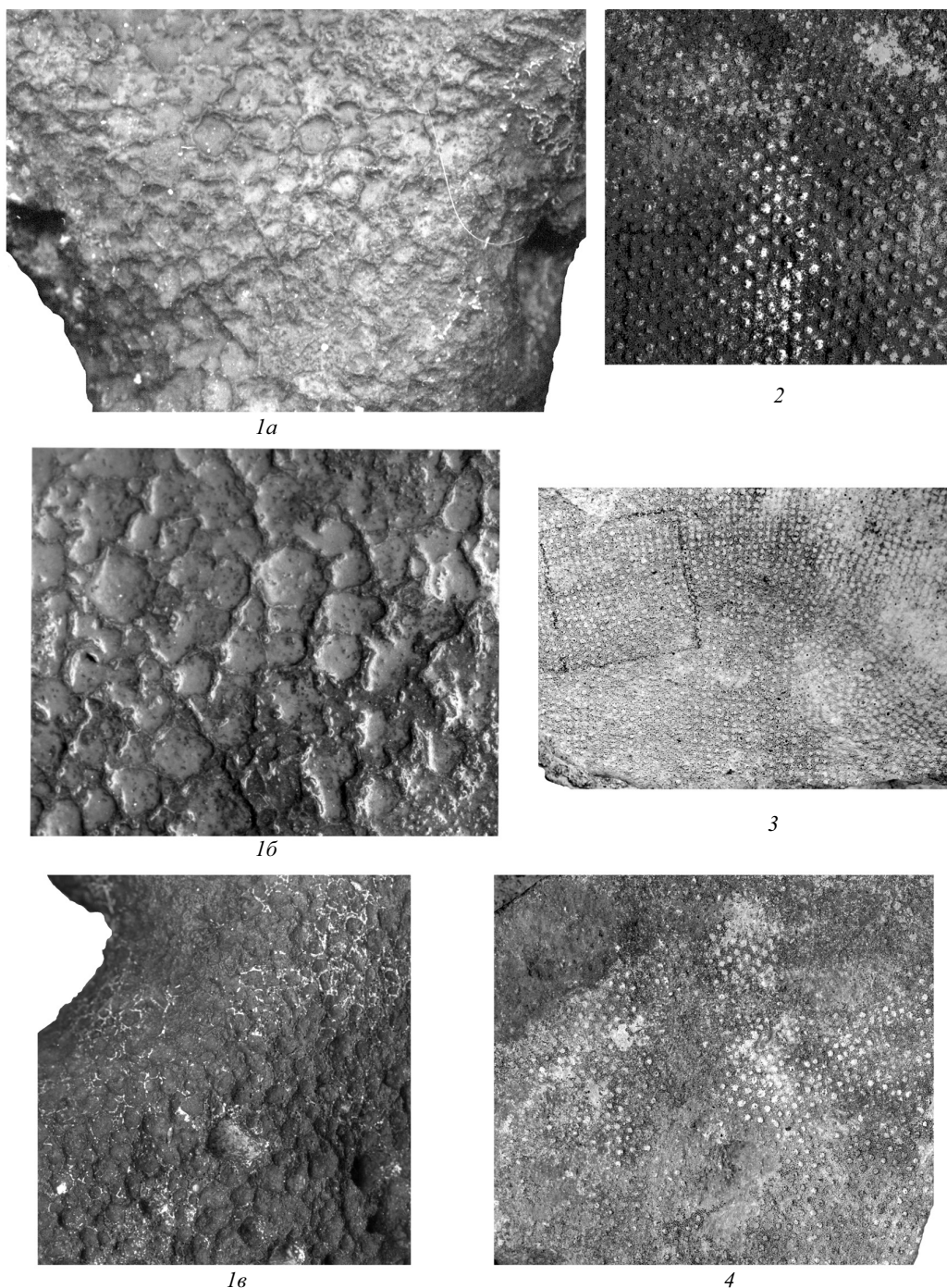
Фиг. 1. *Turbiplana nerodenki*, sp. nov.; Экз. СГУ, № 122/4798 (x0,75): бассейн р. Рать, карьер в окрестностях с. Безобразово, Украина. Верхний мел, сеноман. 1а, 1в – вид с противоположных широких (латусных) поверхностей лопастевидного скелета; 1б – вид снизу, видны крупные

субоскулюмы; 1г – вид на узкие (ангулатные) поверхности скелета с субоскулюмами и на основании скелета.

Условные обозначения: О – оскулюм, Subo – субоскулюм.



Таблица III



Фиг. 1. *Turbiplana nerodenki*, sp. nov.; Экз. СГУ, № 122/4798: бассейн р. Рать, карьер в окрестностях с. Безобразово, Украина. Верхний мел, сеноман. Строение дермальной скульптуры: 1а, 1б – в основании скелета, на противоположных лагусных поверхностях (x2,5); 1в – прозопоры полигональных очертаний и разной размерности, позитивные элементы не явно выражены и не обособлены (x5).

Фиг. 2. *Guettardiscyphia* sp. ind.; Экз. СГУ, № 122/1710 (x4): строение дермальной скульп-

туры по фрагменту лопасти г. Саратов, карьер «Заплатиновка», нижний сантон.

Фиг. 3. *Guettardiscyphia* sp. ind.; Экз. СГУ, № 121/156 (x2): особенности строения дермальной скульптуры по фрагменту лопасти; г. Саратов, карьер «Агафоновка», сантон.

Фиг. 4. *Guettardiscyphia* sp. ind.; Экз. СГУ, № 121/1497 (x2,5): строение дермальной скульптуры по фрагменту лопасти; г. Саратов, карьер «Агафоновка», нижний сантон.



Библиографический список

1. Первушов Е.М. Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья // Тр. НИИ геологии Сарат. гос. ун-та. Саратов, 1998. Т. 2. 168 с.
2. Первушов Е.М. Классификация семейства Leptophragmidae Goldfuss, 1833 (Porifera, Hexactinellida) // Учен. зап. геол. фак. Сарат. гос. ун-та. Нов. серия. 1997. Вып. 1. С. 32–44.
3. Первушов Е.М. Род Balantionella Schrammen, 1902: состав и филогенез // Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Нов. серия. Саратов, 1999. Т. 1. С. 107–111.
4. Первушов Е.М. Филогенез представителей семейств

Coeloptychiidae и Leptophragmidae (Hexactinellida) // Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Нов. серия. Саратов, 2001. Т. VIII. С. 5–14.

5. Первушов Е.М. Позднемеловые скелетные гексактинеллиды России. Ч. II. Морфология и уровни организации. Семейство Ventriculitidae (Phillips, 1875), partim; семейство Coeloptychiidae Goldfuss, 1833 (Lychniscosa); семейство Leptophragmidae (Goldfuss, 1833) – (Hexactinosa) / Отв. ред. д-р геол.-минерал. наук В.Г.Очев. Саратов, 2002. 274 с., ил. (Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии Сарат. гос. ун-та им. Н.Г.Чернышевского. Нов. серия. Т. XII).
6. Первушов Е.М. Принципы систематики ископаемых скелетных губок – гексактинеллид // Изв. Сарат. ун-та. Нов. серия. Саратов, 2003. Т. 3, вып. 2. С. 144–155.

УДК 552.541 + 551.2 (470.45)

КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ В СРЕДНЕЮРСКОМ РАЗРЕЗЕ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В.Ф. Салтыков

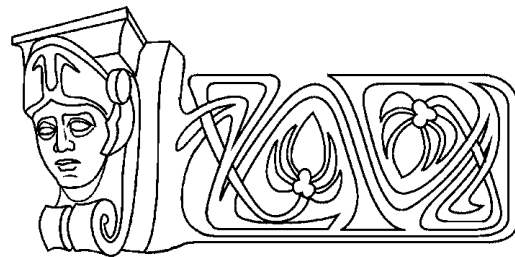
Саратовский государственный университет,
лаборатория петрофизики
E-mail:dekanat@geol.sgu.ru

Изучены карбонатные конкреции, образующие многочисленные линзовидные цепочки различной протяженности на каждом гипсометрическом уровне среди среднеюрских пород. В отличие от существующего мнения о сидеритовом составе конкреций доказывается преобладающее развитие кальцита с разным участием сидерита и глинистого вещества. Вещественный состав конкреций характеризуется значительными колебаниями слагающих минералов. Для каждой свиты установлены свои особенности минерального и химического состава, а также специфические текстуры. Приведенные данные позволяют использовать карбонатные конкреции в качестве дополнительных признаков при расчленении разреза. Рассмотрены условия их формирования в процессе осадочной седиментации на территории Нижнего Поволжья в течение среднеюрской эпохи.

Carbonate Nodules in the Middle Jurassic Section from the Lower Volga Region

V.F. Saltykov

Carbonate nodules have been examined – those forming numerous lenticular chains of diverse lengths at each hypsometric level in the Middle Jurassic deposits. Contrary to the current view of the siderite composition of the nodules, dominant calcite development is proved, with siderite and clay matter involved. The material composition of the nodules is characterized by substantial variations of the component concentrations. Inherent peculiarities of the mineral and of the chemical compositions have been revealed in each suite, alongside with specific textures. The data presented here, makes it possible to use carbonate nodules as additional features in the section division. The conditions of their formation in the course of the Middle Jurassic sedimentation have been considered over the Lower Volga Region.



Введение

На протяжении почти столетнего изучения среднеюрских отложений Поволжья традиционно считалось, что среди глин распространены сидеритовые конкреции. А.Н.Мазарович [1] именовал их то сидеритами, то известковистыми песчаниками. Г.Ф. Лунгерсгаузен [2] называл их сидеритами без какого-либо обоснования лабораторными анализами. А.В.Смирнов [3] в результате изучения ядра скважин в Волгоградской области выделял два горизонта: нижний глинисто-сидеритовый и верхний глинисто-известняковый, прослеженные на значительные расстояния. А.Г.Олферьев [4] среди жирновских глин указывал на присутствие крупных конкреций сидерита, а в келловейских глинах – карбонатных стяжений (мергелей, известковистых песчаников). Описывая местные стратиграфические подразделения средней юры, В.И.Левина и Н.П.Прохорова [5] в жирновской свите отмечали прослой и линзы темно-серых известняков, в каменноновражной свите – линзы мергелей, в келловейских отложениях – глинисто-карбонатные конкреции.

Эта неопределенность минерального и химического состава карбонатных конкреций без указания их надежных отличий обусловила необходимость их подробного изучения с целью установления особенностей изменений их вещественного состава и текстур по всему разрезу с обозначением их стратиграфического положения. Следует отметить, что А.Н.Мазарович [1] был первым геологом, обратившим внимание на существование текстуры конус в конус в верхах выделенной им караулинской свиты, что впоследствии не получило своего отражения в публикациях.



В.Т.Фролов [6] совершенно справедливо указывал, что системными признаками классификации осадочных пород являются объективно выраженные минеральный состав и текстурно-структурные особенности, выявленные при применении результатов лабораторных анализов, а не только на основании визуальных наблюдений. Без такого количественного подхода трудно в полной мере восстановить условия формирования и происхождения отложений.

Фактические материалы были собраны при обследовании обнажений и при детальном описании керна скважин, расположенных на севере Волгоградской области (рис. 1). На рисунке показаны лишь те скважины, в которых отобраны образцы, подвергнутые лабораторным исследованиям. Примерно в таком же количестве скважин встречены карбонатные конкреции без последующего опробования. Особым знаком обозначены скважины, материалы по которым послужили основой для уточнения возраста местных подразделений. Выход керна по вмещающим глинам и карбонатным прослоям составлял 80 – 90%. Минеральный состав изучался при помощи шлифов, также использовался полный или частичный силикатный химический анализ. Аналитические работы производились в лабораториях НИИ Геологии Саратовского университета.

Уточненное расчленение среднеюрских отложений

Прежде чем перейти к описанию карбонатных конкреций целесообразно кратко изложить результаты уточненного расчленения среднеюрских отложений по сравнению с существующей стратиграфической схемой [4, 5]. На основании детального изучения раковин аммонитов и фораминифер с их точным расположением по разрезу средней юры нами предложена новая стратиграфическая схема разделения байосбатских отложений [7], в которой изменено стратиграфическое место ряда подразделений. В частности, возраст континентальной гнилушкинской свиты принимается позднебайосским (низы зоны *Parkinsonia parkinsoni* аммонитового стандарта) [8], прибрежно-морской караулинской свиты – также позднебайосским (верхи указанной выше аммонитовой зоны) [9], морской жирновской свиты – раннебатским и регрессивной каменноовражной свиты – среднебатским [10]. Стратиграфическое положение келловейских свит сохранилось прежним, но они подразделены на подсвиты [11].

В литологическом отношении разрез средней юры можно представить следующим образом. Он начинается аллювиальной гнилушкинской свитой J_2gn , сложенной двумя пачками: нижней песчаной (5–30 м) и верхней углисто-глинистой (5–15 м). В последней встречены прослои кварцевых песчаников. Выше располагается прибрежно-морская ка-

раулинская свита J_2kr1 (до 20 м), состоящая из двух пачек: нижней алевритовой и верхней глинистой. Они вмещают карбонатные конкреции различного минерального состава. Известняки с текстурой конус в конус маркируют верхнюю границу. Затем согласно залегают сравнительно однородные глины жирновской свиты J_2zg (около 80 м). Также согласно выше по разрезу располагаются глины и алевриты каменноовражной свиты J_2ko (до 60 м). В отличие от описанных известковистых глин вышележащие глины келловейского возраста (до 80 м) в составе трех свит характеризуются присутствием рассеянного известковистого вещества (до 30%). Положение карбонатных конкреций в разрезе рассматривается ниже.

Карбонатные конкреции в обнажениях

Обычно они в среднеюрских отложениях наблюдались в относительно редких обнажениях, тем более что иногда в них обнаруживались отпечатки двустворчатых и головоногих моллюсков. В типовых для жирновской свиты разрезах [5], расположенных в Каменных оврагах (обнажения 116 и 136), встречены несколько карбонатных конкреций мощностью

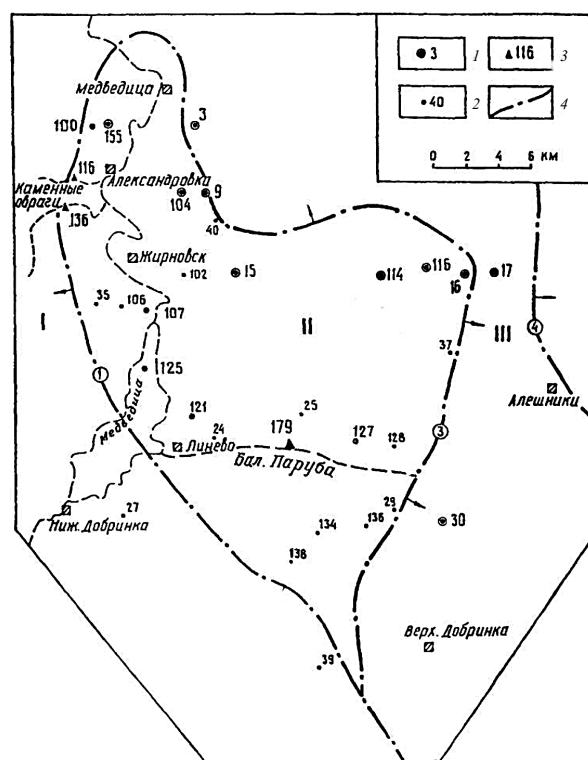


Рис. 1. Расположение скважин и обнажений, в которых изучены среднеюрские карбонатные конкреции: 1 – опорные скважины; 2 – дополнительные скважины; 3 – обнажения; 4 – флексуры в мезозое (цифры в кружках): 1 – Западно-Жирновская; 2 – Лемешкинская; 3 – Синегорская; 4 – Восточная; стрелками показано направление падения сместителя; тектонические структуры: I – Терсинская впадина; II – Жирновско-Иловлинский вал; III – Приволжская моноклинал



до 1 м и протяженностью 1–2 м, залегающих кулисообразно. На границе караулинской и жирновской свит известняки обладают недоразвитой текстурой конус в конус. В другом месте вокруг конкреций наблюдалась гипсовая кайма мощностью до 20 см, в которой кристаллы прозрачного гипса пластинчатой формы расположены перпендикулярно к поверхности известняка. Между ними обнаружены гнезда порошковых сульфатов алюминия – алюминита и

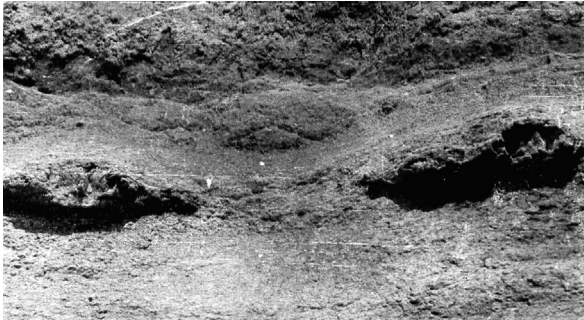


Рис. 2. Естественные выходы конкреций глинистых известняков среди жирновских глин; балка Паруба, обнажение 179

базальюминита. Более наглядно выходы конкреций видны в обнажении 179 (балка Паруба) (рис. 2), где их длина составляет 5–6 м. Здесь также встречены признаки сернокислотного выветривания, выраженные в появлении мелких кристаллов гипса и гнезд ярозита и гегита. По правому борту балки естественные выходы образуют протяженную (до 5 км) полосу, которая четко видна на аэрофотоснимках (рис. 3).

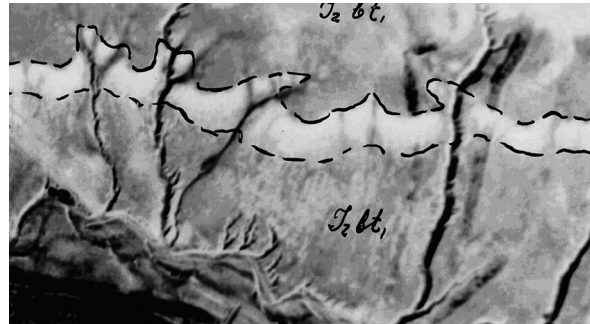


Рис. 3. Аэрофотоснимок, показывающий протяженность выхода карбонатных конкреций среди жирновских глин (J_2bt_1); балка Паруба, обнажение 179

С целью получения представления о минеральном составе и строении конкретной конкреции в обнажении 116 (рис. 4) выполнено детальное опробование пород со средним шагом 5 см. В отобранных образцах произведен частичный химический анализ (табл. 1). Эти данные показывают преимущественное развитие кальцита с различной примесью глинистого вещества. Именно оно обуславливает темно-серый цвет пород. Наряду с тонкозернистым строением и массивной текстурой такая окраска создает впечатление схожести пород с сидеритом. Но результаты химического анализа противоречат этому заключению, бытующему в литературе. Обнаруженные продукты сернокислотного выветривания подтверждают представление о кальцитовом, а не сидеритовом составе конкреций, наблюдаемых в обнажениях.

Карбонатные конкреции, изученные в кернах скважин

В обнажениях вскрываются только фрагменты полного разреза среднеюрских отложений. Поэтому даже в случае обнаружения фаунистических остатков трудно провести границы между подразделениями. Кроме того, такие обстоятельства не позволяют проследить расположение карбонатных конкреций по разрезу с их точной стратиграфической привязкой. Данные вопросы можно разрешить при изучении полных и непрерывных разрезов, вскрываемых скважинами. Расположение образцов в кернах определялось путем подсчета расстояния от подошвы каждого стратона. Таким образом, составление разрезов признано нецелесообразным. Результаты опробования карбонатных конкреций в скважинах показаны в табл. 2. Описание осо-

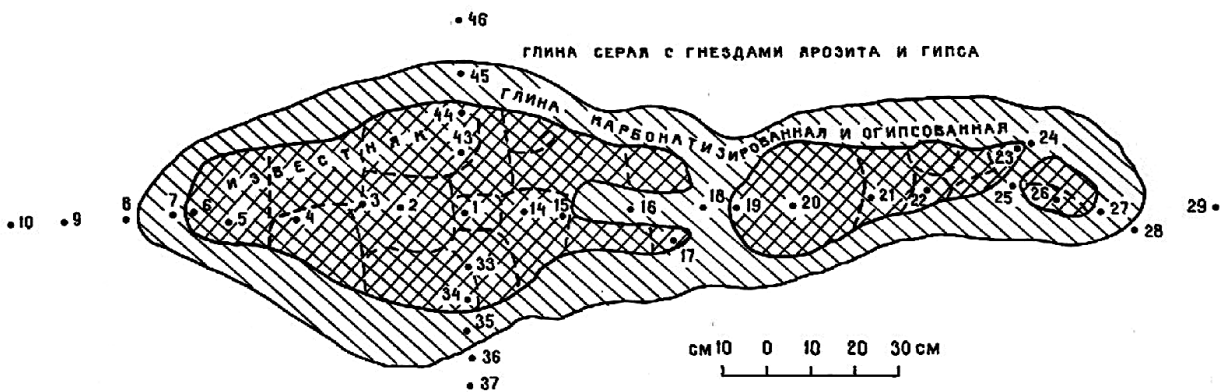


Рис. 4. Строение конкреции известняка среди жирновских глин. Малый Каменный овраг, обнажение 116; цифры – номера образцов, в которых произведен частичный химический анализ (см. табл. 1)



Таблица 1

Частичный химический состав образцов в единичной карбонатной конкреции

Номера образцов	Компоненты, масс. %								Сумма
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	Нерастворимый остаток	
1	1,5	–	2,7	0,4	40,0	0,8	26,1	18,8	90,3
3	0,6	–	1,7	0,4	39,7	1,0	24,2	21,1	88,7
6	1,2	–	3,0	0,7	37,5	2,0	25,9	20,6	90,9
10	1,6	2,5	0,7	–	0,5	0,4	0,3	80,9	86,9
15	0,9	0,3	1,5	0,2	35,1	1,2	23,5	26,8	89,5
20	0,9	–	1,5	0,3	39,2	1,6	26,4	20,1	90,0
23	0,9	–	1,8	0,4	37,0	0,8	23,7	23,5	88,1
24	1,2	1,7	1,3	0,4	36,7	1,0	26,7	23,8	92,5
29	1,7	3,2	1,0	–	0,3	0,6	–	79,2	86,0
33	1,2	–	1,7	0,4	33,7	0,8	22,0	24,4	84,2
34	1,2	0,5	2,0	0,4	35,4	1,4	24,0	25,6	90,6
37	0,9	0,2	0,5	–	0,3	0,6	0,8	87,5	90,8
44	0,9	–	1,5	0,4	39,5	1,6	27,5	19,4	89,9
46	1,2	1,8	0,8	–	0,5	0,2	0,3	85,0	89,8

Примечание: Расположение образцов показано на рис. 4.

бенностей их минерального состава производится снизу вверх по разрезу.

Как указывалось выше, в кровле континентальной гнилушкинской свиты встречены многочисленные прослои серых массивных мелкозернистых кварцевых песчаников на кальцитовом и углисто-глинисто-кальцитовом цементе. Минеральный состав пород, расположенных только до 5 м ниже подошвы прибрежно-морской караулинской свиты приведен в табл. 2. Представленные данные показывают преобладание кластогенных компонентов над цементом с существенными вариациями содержаний основных составляющих. Важно отметить, что ни в одном из образцов не установлены следы последующей сидеритизации. В шлифах видно, что зерна кварца, полевых шпатов имеют различную окатанность. По ряду литологических признаков песчаники и нижележащие пески почти не отличаются, что свидетельствует об одном и том же обломочном материале. Эпигенетический кальцит возник позднее в результате подтопления речной долины наступающим морским бассейном, в котором формировались караулинские осадки, т.е. песчаники как породы образовались в более позднее время по сравнению с основной вещественной массой.

Залегающие выше алевролиты караулинской свиты вмещают часто наблюдаемые прослои темно-серых песчано-алевритовых известняков, интенсивно сидеритизированных, особенно в породах вблизи подошвы (см. табл. 2). По сравнению с гнилушкинскими песчаниками в 2–3 раза уменьшаются содержания кварца, полевых шпатов и обломков кремней при одновременном возрастании концентрации глинистого вещества. Характерно

появление сидерита с широкими количественными вариациями. Основным компонентом является мелкокристаллический кальцит с ксеноморфными контурами зерен. Буроватый сидерит образует сферулы диаметром до 0,03 мм, развитые в кальцитовой массе. Алевропесчаный материал распределен беспорядочно и представлен угловатыми зернами размером 0,024–0,36 мм бесцветного кварца, серых полевых шпатов, чешуйками слюд. Глинистое вещество в различной степени замещается кальцитом. Структура пород псаммитово-кристаллическая, участками сферолитовая. Прослои известняков, расположенные в верхах алевролитовой пачки, лишены признаков сидерита при одновременном увеличении содержаний кварца.

Карбонатные конкреции в караулинских глинах представлены темно-серыми алевроглинистыми известняками, иногда обладающими волнистой слоистостью, но чаще они имеют массивную текстуру. Реже наблюдаются ветвящиеся прожилки белого кальцита в темно-серых известняках (рис. 5, а). В прослоях, локализованных в верхней части пачки, появляются сферулы сидерита, развитые по основной мелкокристаллической кальцитовой массе с мозаичным погасанием. Они имеют радиально-лучистое строение. Песчано-алевритовый материал распределен беспорядочно и сложен угловатыми зернами размером 0,03–0,3 мм бесцветного кварца, серых полевых шпатов и слюдами. Все минералы в разной степени кальцитизированы. Структура пород алеврокристаллическая.

Если гнилушкинские песчаники в скважинах прослеживаются на одном и том же уровне на расстоянии до 10 км, то цепочки карбонатных



Таблица 2

Минеральный состав образцов, масс.%, в карбонатных конкрециях по скважинам в сводном разрезе среднеюрских отложений Нижнего Поволжья

Свиты	Номера образцов	Расстояния от подошвы стратона	Кальцит	Сидерит	Глинистое вещество	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Пирит	Текстуры
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
J ₂ dk	30/27	49м	90	3	4	2	–	–	1	
J ₂ dk	17/11	22м	65	–	15	8	10	–	2	
J ₂ hl	30/43	4м	75	20	2	2	–	–	1	
J ₂ ko	3/22	51м	10	80	10	–	–	–	–	Слоистость
	27/39	47м	75	10	13	–	–	–	2	
	3/24	44м	50	5	15	20	5	5	–	То же
	27/40	38м	60	25	5	5	2	1	2	То же
	3/25	37м	13	40	40	5	2	–	–	
	30/46	35м	70	15	5	8	2	–	–	
	39/27	31м	65	20	6	5	2	–	2	То же
J ₂ zr	27/43м	12м	65	20	13	2	–	–	–	
	9/10	57м	80	–	11	5	2	1	1	
	15/6	56м	80	–	12	5	1	1	1	
	29/7	53м	80	–	10	7	1	1	1	
	27/46	51м	75	–	5	10	3	2	5	Прожилки
	114/3	47м	72	–	20	5	2	–	1	
	35/7	44м	85	–	7	5	2	1	–	То же
	16/14	43м	55	–	15	20	4	4	2	
	15/10	30м	79	–	13	5	1	1	1	
	114/5	23м	86	–	7	3	2	1	1	
	16/21	19м	75	–	8	15	1	1	–	
	17/27	16м	70	–	10	13	5	2	–	
	15/14	15м	15	55	22	5	2	–	1	
	35/13	10м	15	40	40	2	2	–	1	
	155/3а	6м	82	–	10	5	2	–	1	
	155/36	5м	85	–	5	5	3	1	1	
	106/5	5м	76	–	20	3	–	–	1	
	102/6	5м	80	–	15	3	–	–	2	Конус
	35/15	5м	80	–	10	5	2	2	1	То же
	30/63	3м	80	–	8	5	2	–	5	То же
27/51	2м	90	–	5	3	2	–	–	То же	
116/10	Подошва	65	–	20	10	3	1	1	То же	
35/17	То же	70	–	17	10	2	1	–	То же	
17/32	То же	85	–	13	2	–	–	–	То же	
16/25	То же	65	–	15	15	2	2	1	То же	
J ₂ kr1 (глинистая пачка)	136/5	7м	52	15	–	25	1	2	5	
	35/24	5м	65	–	–	25	5	3	2	
	128/4	4м	70	10	5	10	–	2	3	
	9/29	2м	75	5	5	5	1	1	8	Слоистость
	125/2	1м	65	–	15	15	2	1	2	



Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
J ₂ kg1 (глини- стая пачка)	100/6	1м	70	–	5	10	5	5	5	
	24/6	Подошва	65	–	10	20	2	–	3	Слоистость
	37/10	То же	45	–	13	35	3	2	2	
	107/7	То же	70	–	5	15	3	5	2	
	121/5	Подошва	75	–	15	5	1	2	2	
	138/4	То же	75	–	15	10	1	2	2	Прожилки
J ₂ kg1 (алев- ритовая пачка)	116/14а	2,5м	50	–	–	45	2	3	–	
	116/14б	2м	25	–	15	55	3	2	–	
	29/17	Подошва	60	–	12	25	1	1	1	
	29/18	То же	12	55	30	2	–	–	1	
	25/3	То же	–	60	20	15	1	1	3	
	27/56	То же	3	40	40	15	2	–	–	
	127/2	То же	55	5	5	30	–	3	2	
	127/3	То же	50	5	40	3	–	–	2	
	138/5	То же	70	3	20	5	2	–	–	
J ₂ gn	107/7	0,5м	45	–	25	30	–	–	–	
	128/5	0,5м	45	–	15	30	3	5	2	
	100/8	0,5м	–	–	15	70	5	5	5	
	104/16	0,5м	9	–	10	75	5	1	–	
	102/11	0,5м	30	–	–	65	1	2	2	
	16/35	0,5м	35	–	4	50	5	5	1	
	100/9	1м	50	–	12	30	3	3	2	
	102/12	1,5м	50	–	15	30	2	–	3	
		134/4	5м	10	–	25	60	–	2	3

Примечание. Расположение скважин показано на рис. 1.

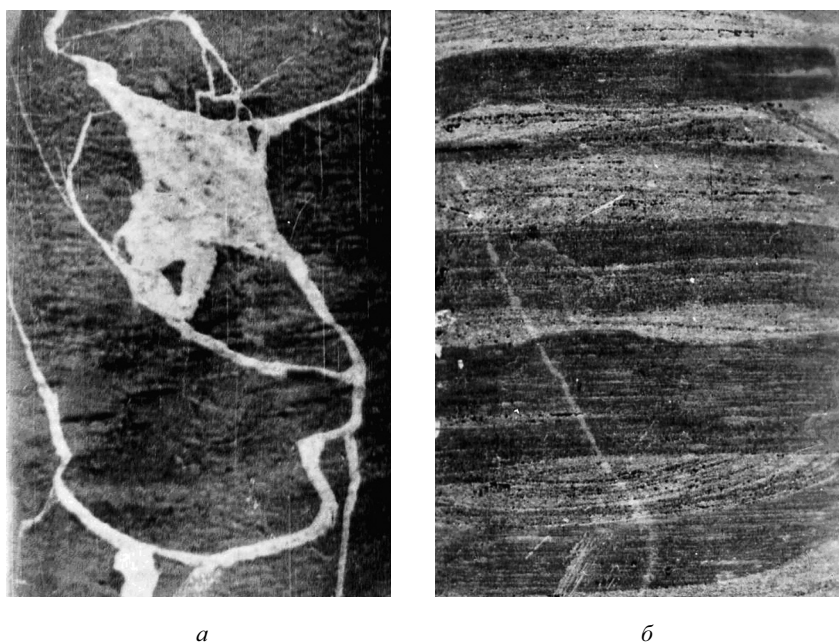


Рис. 5. Тектурные особенности известняков из конкреций: а – темно-серые глинистые известняки с ветвящимися прожилками белого кальцита, скв. 138, глубина 45 м (образец 138/4) б – сидеритизированные известняки с мульдобразной слоистостью, скв. 39, глубина 114 м (образец 39/27)



конкреций в караулинских породах не имеют такой выдержанности. Наиболее часто они отмечаются в основании алевроитовой пачки, где наряду с ними встречены базальные алевропесчаники с косою слоистостью (скв. 100), которые иногда вмещают гнезда углистых глин и бурых углей. Эти данные, а также значительные различия в минеральном составе песчаников и известняков являются надежными литологическими признаками для разделения континентальных и прибрежно-морских образований [8, 9]. Внутри глинистой пачки карбонатные конкреции встречаются почти по всему разрезу через 1–2 м. Только в верхах их частота явно снижается, но зато появляются признаки сидеритизации. Прослой мощностью 0,5–1,5 м прослеживаются по скважинам на одних и тех же гипсометрических уровнях примерно до 5–6 км. Следовательно, в пределах караулинской свиты наблюдаются два горизонта развития сидеритизированных пород: наиболее интенсивно преобразованные известняки приурочены к основанию свиты, менее проявленный процесс наблюдается в породах, расположенных вблизи кровли глинистой пачки. В пределах остальной части разреза преобладают конкреции глинисто-кварцево-кальцитового состава без присутствия сидерита, причем содержание кварца в несколько раз ниже по сравнению с гнилушкинскими песчаниками.

В жирновских глинах можно выделить три уровня развития карбонатных конкреций. Они наблюдаются через каждые 1–3 м разреза, причем наибольшая частота отмечается в нижней половине свиты. Выше по разрезу она постепенно снижается, а в самых верхних глинах мощностью 15–20 м карбонатные прослои не встречены. Судя по материалам, полученным в различных скважинах, в том числе и не показанных на рис. 1, конкреции на каждом гипсометрическом уровне прослеживаются на расстояниях до 10 км, что подтверждается непосредственными наблюдениями в обнажениях (см. рис. 3).

На нижнем уровне конкреции имеют глинисто-кальцитовый состав (см. табл. 2). Они встречаются через каждый метр разреза на расстоянии до 6–7 м мощности от подошвы свиты. Характерным признаком темно-серых известняков в этом диапазоне является почти повсеместное развитие текстуры «конус в конус», хотя иногда она отсутствует и тогда породы обладают массивным тонкозернистым строением. В одном образце (17/32) наблюдался переход текстуры конус в конус в вышележащую массивную породу с резкой границей между ними. Специфическая текстура имеет различную степень выраженности. В ряде образцов она только намечается, в других – хорошо развита. Она представлена конусами с углами около вершины примерно 15–20°, причем в одних образцах основания обращены кверху, а в других – к низу. Высота конусов не превышает 10 см. Плотность упаковки широко меняется, но

размеры зерна не позволяют получить надежные данные. Слоистость вмещающих глин не является четкой, обычно она характеризуется линзовидным расположением темного глинистого и светло-серого алевроитового материала. Она залегает почти горизонтально, т.е. текстура «конус в конус» ориентирована перпендикулярно к слоистости глин. К сожалению, фотографии оказались неудачными и поэтому изображения текстуры в статье не приводятся. С некоторой условностью изученные текстуры можно сравнить с фотографиями из «Атласа» [12, табл. 39, фиг. 3 и табл. 4, фиг. 1].

В интервале мощности 8–15 м от подошвы свиты карбонатные конкреции сложены сидеритом с примесью глинистого вещества, кальцита и резе кварца (см. табл. 2). В шлифах видно, что глинистое вещество тонкозернистого строения составляет матрикс пород, в котором различаются многочисленные сгустки и линзы пелитоморфного буроватого сидерита в ассоциации с кальцитом. Иногда карбонатные минералы образуют мелкие сферолиты. Структура пород пелитово-криптокристаллическая.

Третий уровень соответствует верхней половине глинистого разреза свиты. Здесь развиты темно-серые алевроглинистые массивные известняки (см. табл. 2). По минеральному составу они близки к породам, установленным на нижнем уровне. Но текстурные особенности иные: полностью отсутствует текстура «конус в конус», чаще отмечается массивное строение, изредка наблюдаются ветвящиеся прожилки вторичного белого кальцита (рис. 5, а). Глинистое вещество или рассеяно в кальцитовой основной массе, или образует сгустки и линзы. В шлифах редко различаются индивидуальные кристаллы кальцита размером до 0,01 мм. Отмечается сферолитовое строение основной массы. Структура пород криптокристаллическая, участками сферолитовая.

Таким образом, в пределах жирновской свиты преобладающее развитие получают темно-серые алевроглинистые известняки, минеральный состав которых в пределах каждого уровня меняется незначительно. Но текстурные особенности существенно различаются. Можно полагать, что в обнажениях встречены в основном разновидности, соответствующие породам верхней половины разреза, изученного в скважинах. Минералогические данные хорошо согласуются с результатами химического анализа (табл. 3), хотя и там отмечаются значительные вариации концентраций компонентов, но почти всегда доминируют кальцит и глинистое вещество с некоторым участием сидерита.

Среди переслаивающихся глин и алевроитов каменноовражной свиты наблюдаются многочисленные линзовидные карбонатные конкреции. В нижних слоях глин мощностью 10 м они не отмечаются. В интервале 10–30 м мощности они встречаются через 2–5 м, наиболее обильны они в диапазоне мощности 35–50 м, когда частота из-



Таблица 3

Химический состав среднеюрских карбонатных конкреций

Компо- ненты, масс. %	J ₂ dk		J ₂ hl	J ₂ ko	J ₂ zr						
	Номер образца										
	30/27	17/11	30/43	3/22	16/14	17/27	116/1	30/63	116/10	17/32	16/25
SiO ₂	10,3	19,5	18,6	17,8	30,2	19,3	14,2	21,1	13,5	17,3	28,6
TiO ₂	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3
Al ₂ O ₃	4,0	4,0	7,2	6,1	7,9	6,8	5,8	7,4	5,4	6,8	9,2
Fe ₂ O ₃	1,9	1,5	1,4	2,7	1,7	1,9	0,9	1,5	1,9	1,7	1,4
FeO	1,4	1,1	7,0	37,2	2,7	5,8	1,4	2,2	0,6	2,1	2,2
MnO	0,3	0,3	0,5	2,0	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5
CaO	41,3	38,2	28,5	3,7	26,3	30,2	40,6	32,5	40,7	35,6	26,9
MgO	2,4	1,1	3,5	0,4	2,1	2,6	0,1	1,4	0,8	1,4	1,6
Na ₂ O	0,2	0,1	0,4	0,3	1,0	0,6	0,4	0,6	0,3	0,4	0,7
K ₂ O	0,6	0,6	0,9	0,8	1,2	0,8	0,9	1,1	0,8	1,2	1,4
P ₂ O ₅	0,9	0,2	1,4	1,0	0,2	0,5	0,2	0,2	0,4	0,1	0,2
Свал	0,4	0,6	0,1	0,1	0,4	0,1	0,6	0,4	0,1	0,4	0,2
CO ₂	33,7	29,5	25,8	24,2	23,4	26,0	32,1	26,1	32,9	27,7	23,1
H ₂ O	1,3	3,5	3,5	2,5	2,3	5,8	1,8	4,0	2,5	3,6	4,1
Сумма	99,1	100,5	99,1	99,0	100,3	101,3	99,6	99,2	100,6	99,1	100,4
Кальцит	67	66	41	–	40	38	72	50	70	53	41
Доломит	11	5	16	2	10	12	–	6	40	6	7
Сидерит	2	2	11	60	5	9	2	3	1	4	4
Гетит	2	2	2	3	2	2	1	2	2	2	2
Кварц	–	10	2	5	14	6	3	6	18	3	10

Примечание. Расположение образцов соответствует данным табл. 2; приведены пересчеты на нормативные составы основных минералов.

меняется в пределах 1–4 м. В самых верхних слоях мощностью 5–7 м конкреции не обнаружены (см. табл. 2). Слагающими минералами являются переменные количества кальцита, сидерита, глинистого вещества и кварца, причем присутствие сидерита установлено во всех изученных образцах. По этому показателю данные конкреции отличаются от типично жирновских. Другим диагностическим признаком следует признать часто наблюдаемую пологую волнистую и мульдобразную слоистость (см. рис. 5, б), которая не фиксируется в известняках среди жирновских глин.

В шлифах различаются два основных компонента – кальцит и сидерит. Количественные вариации этих минералов обусловлены случайностью отбора площадок для приготовления шлифа (см. также химический анализ образца 3/22 в табл. 3), что указывает на существенную неоднородность состава пород. Кальцит слагает кристаллическую тонкозернистую массу с нечеткими обособлениями индивидуальных кристаллов. Сидерит образует внутри этой массы сферолитовые стяжения бурого цвета диаметром до 0,02 мм. Иногда они собраны в микроглобулярные агрегаты. Сферолиты обладают радиально-лучистым строением с нечеткими внешними контурами. В случае преобладания

сидерита над кальцитом последний минерал образует скопления внутри сидеритовой основной массы. Глинистое вещество или рассеяно среди карбонатных минералов, или формирует густки и мелкие гнезда. Иногда можно отметить реликтовую тонкую слоистость. Алевритовый материал представлен угловатыми корродированными (за счет замещения кальцитом) зернами бесцветного кварца размером 0,03–0,12 мм, серых полевых шпатов, обломками кремней, чешуйками слюд. В местах скоплений углефицированных растительных остатков встречаются зерна пирита. Структуры пород пелитово-кристаллическая и сферолитовая.

Таким образом, по частоте встречаемости, текстурным особенностям и минеральному составу каменноовражные известняки и сидериты значительно отличаются от жирновских, несмотря на внешнее сходство их по темно-серой окраске. Указанные признаки позволяют их распознавать в среднеюрском глинистом разрезе при лабораторных исследованиях.

Карбонатные конкреции среди келловейских глин фиксируются на трех уровнях: в подошвенной части мощностью 6 м, в диапазоне 20–25 м от подошвы и в верхней трети разреза (в интервале 40–50 м мощности), но самые верхние



слои глин мощностью 10–15 м лишены карбонатных прослоев. Следует отметить, что глинам хлебновской свиты J_2hl свойственно низкое содержание рассеянного карбоната (до 5%), тогда как в докучаевских глинах J_2dk оно достигает 30%. В последних иногда встречаются скопления с неясными границами, сложенные мергелистыми глинами. Видимо, они представляют собой начальную стадию формирования карбонатной конкреции. По минеральному составу (см. табл. 2) породы отвечают глинистым известнякам. Характерно, что в хлебновских глинах они являются сидеритизированными за счет образования сферолитов этого минерала внутри кальцитовой массы. Наблюдаются скопления остатков раковин фораминифер, споры и пыльца, к которым приурочен тонкозернистый пирит. Структура пород органогенно-тонкокристаллическая, участками сферолитовая.

Сопоставление изложенных фактических материалов убедительно показывает преобладающее развитие известняковых конкреций с различным участием сидерита, глинистого вещества и кварца. При этом для каждой свиты свойственны собственные особенности минерального состава и текстур. Особо примечательна приуроченность расположения текстуры конус в конус в основании жирновской свиты и слоистых известняков среди переслаивающихся глин и алевроитов каменноовражной свиты. Интенсивная сидеритизация первичного карбонатного и глинистого материала наблюдается в караулинской свите (в основании алевроитовой и в кровле глинистой пачек), а также в нижней части жирновской свиты, где зона сидеритизированных пород разделяет диапазон развития текстуры конус в конус от вышележащего интервала преобладания массивного строения известняков. Любопытно, что на эту зону приходится граница смены геохимических циклитов, различающихся неодинаковыми корреляционными связями между химическими элементами [13].

Условия формирования карбонатных конкреций

Несмотря на частую упоминаемость в литературе карбонатных конкреций, расположенных в глинистом разрезе различного возраста, только в отдельных публикациях рассматриваются детали их геологического размещения, состава и происхождения. Показательна в этом отношении статья Ю.О.Гаврилова [14], в которой показано, что карбонатные конкреции мощностью до 1,5 м в миоценовых глинах Предкавказья образуются на определенных уровнях с частотой встречаемости в пределах 0,3–5 м. В изученных им глинах прослежено 5–8 таких прослоев. Автор предложил механизм диагенетического разделения первичного глинистого осадка на глинистую и карбонатную твердые фазы. Он подчеркивал: «Анализ строения конкреционных пачек приводит к заключению,

что диагенетические процессы не только обусловили образование стяжений в результате перераспределения материала в прослоях, обогащенных карбонатом, но и активно формировали сами эти прослои в осадке с первоначальным равномерным распределенным карбонатным веществом» [14, с. 135].

Предлагаемый механизм аналогичен подробно описанному Н.М.Страховым [15]. Суть его сводится к взаимодействиям иловой воды с осадком, когда окислительно-восстановительные процессы протекали под воздействием разлагающейся органики. Они способствовали осаждению кальцита в результате собирательной перекристаллизации, взаимопереходам различных форм железа и литификации первичного глинистого вещества с выделением сосуществующих глинистой и карбонатной фаз с четкой границей между ними. Н.М.Страхов отмечал, что состав конкреций определялся составом рассеянного карбонатного материала, а их морфология – физико-механическими свойствами вмещающих пород. Действующими факторами конкрециообразования являются содержания $C_{орг}$ и CO_2 , образующегося при разложении органики. Чем больше CO_2 генерируется, тем больше карбонатов находится в растворе с последующим концентрированием во множественных точках роста минералов, причем обводненная глинистая масса благоприятствует протеканию данного процесса. Поэтому конкреции в глинах отличаются относительной чистотой состава по карбонатам и контрастностью по отношению к вмещающим породам. Миграция вещества шла преимущественно по их слоистости. Н.М.Страхов полагал, что в морских глинах преобладают кальцитовые конкреции с участием глинистого материала. В случае понижения окислительно-восстановительного потенциала увеличивалась роль сидерита. Более позднее формирование последнего минерала по отношению к кальциту фиксировал Ю.О.Гаврилов [14].

Изложенные в кратком виде основополагающие заключения в полной мере применимы и к карбонатным конкрециям в разрезе средней юры Поволжья. Они позволяют понять условия их формирования, а также особенности минерального состава и текстур, установленные в каждом стратиграфическом подразделении.

Известковистые песчаники континентальной гнилушкинской свиты образовывались при подтоплении речной долины наступающим морским бассейном. В этих условиях происходит концентрирование карбонатного материала морского происхождения вокруг обособленных центров. В итоге получают серии конкреций внутри песчаного поля с развитием известковистых песчаников. Так как в окислительной обстановке доминирует форма Fe^{+3} , сидерит не образуется, что отмечал и Н.М.Страхов [15], несмотря на вероятный принос железа вместе с терригенным веществом. Песчаники обладают поровым типом цемента с



содержанием кальцита до 50% (Н.М.Страхов допускал концентрацию до 25%).

Однако в прибрежно-морских условиях, когда отлагались караулинские алевриты, уже формировались многочисленные достаточно протяженные конкреции мощностью до 1,5 м, в составе которых значительную роль начинают играть сидериты при одновременном возрастании содержания глинистого компонента и снижении количества кварца. Эти породы следует называть сидеритизированными песчано-глинистыми известняками, но в отдельных образцах состав соответствует глинистому сидериту. Такие породы встречаются в основании алевритовой пачки, т.е. на границе море – суша, где существенная роль в осаждении мигрирующего материала принадлежит процессам коагуляции при незначительном содержании органики, что характерно для алевритовой пачки. Вариации минерального состава пород свидетельствуют о сильно меняющихся условиях седиментации и последующего диагенеза, что создавало пестроту физико-химической обстановки. Однако по мере удаления от зоны контакта состав конкреций становится преимущественно кальцитовым и породы больше соответствуют песчаным известнякам. Присутствие сидерита в этих случаях или не доказывается микроскопическими наблюдениями, или его содержание является очень низким, возникшим, вероятно, на отдельных участках, обогащенных органическим веществом.

По мере углубления прибрежного моря в глинистой пачке свиты конкреции известняков имеют близкий минеральный состав, но частичная сидеритизация приурочена к кровельной части разреза и содержания этого минерала не превышают 15%. В этом случае его образование обусловлено не процессами коагуляции, а скорее разложением органических остатков, встреченных в породах данной зоны во множестве. Помимо сидерита в известняках наблюдаются ветвящиеся прожилки вторичного белого кальцита, указывающие на дальнейшее преобразование осадка, а сами карбонатные породы нередко обладают волнистой слоистостью. Все это свидетельствует о неустойчивых гидродинамических условиях среды осадконакопления, которые сохранялись и при последующем диагенезе.

В основании жирновской свиты располагаются темно-серые глинистые известняки с характерной текстурой конус в конус, наблюдаемой в керне многих скважин. Вопросу ее происхождения посвящена обстоятельная статья В.Г.Колокольцева [16]. Многие исследователи относят ее формирование к более поздним стадиям диагенеза, когда происходит быстрая перекристаллизация кальцита в условиях меняющейся динамики минералообразующей среды, хотя в генезисе данной текстуры много еще остается неясного. В.Г.Колокольцев обосновывает мнение, что «...это структуры спонтанной самоорганизации супермолекулярных

ансамблей, возникновение которых сопровождается производством минимума энтропии...» [16, с. 620]. Имея широкое, но дискретное распространение, такие текстуры могут применяться при корреляции осадочных толщ. Эти соображения, а также строгая приуроченность развития текстуры конус в конус к определенному участку глинистого разреза позволяют использовать ее в качестве маркера границы между караулинской и жирновской свитами, тем более что именно здесь наблюдается резкая смена комплексов аммонитов и фораминифер [9].

Если в описанной зоне разреза присутствие сидерита не отмечается, то в вышележащих глинах встречены конкреции глинистых сидеритов, установленные в скважинах, расположенных на западе района. Во многих других скважинах в том же интервале разреза вообще не отмечены карбонатные конкреции. Эти данные свидетельствуют, во-первых, о резкой смене условий седиментации и раннего диагенеза, когда взмучивание глинистого осадка в мелко-водном море заменяется на более спокойное отложение глинистых частиц, а во-вторых, об изменении геохимической природы такой смены условий, что подтверждается различными корреляционными связями между химическими элементами в выше- и нижележащих глинах [13]. З.В.Тимофеева [17], вслед за Н.М.Страховым [15], объясняла образование сидерита изменением геохимической подвижности железа, на которую влияли исходное содержание $S_{орг}$ и степень известковистости вмещающих пород, а также быстрый темп седиментации, причем установлена прямая зависимость между этими параметрами и образованием сидерита. Недавно О.С.Ветошкина [18] представила данные по связям сидерита с органическим веществом. Их можно интерпретировать как указания на локальное развитие сидерита, обусловленное прежде всего влиянием органического вещества в условиях углубления морского бассейна седиментации. Следовательно, большее количество сидерита в карбонатных конкрециях появляется в узкой зоне изученного непрерывного разреза, широкого распространения он не имеет, что не согласуется с ранними утверждениями исследователей.

В вышележащих глинах, составляющих большую часть разреза жирновской свиты, развиты темно-серые глинистые известняки. Эти конкреции встречаются довольно часто, кроме самых прикровельных слоев. Для известняков характерна массивная текстура, хотя изредка наблюдаются прожилки вторичного белого кальцита. Данные породы формировались в стабильных условиях мелководного морского бассейна, где образовывались сравнительно однородные алевритистые глины. Рассматриваемые конкреции подтверждают подобную среду седиментации и диагенеза.

Для переслаивающихся глин и алевритов каменноовражной свиты, сформированных в



условиях опресняющегося морского бассейна за счет возникающих речных систем при регрессии моря, характерны конкреции, сложенные темно-серыми глинистыми известняками. Они в различной степени сидеритизированы вплоть до появления глинистых сидеритов. Им свойственна часто наблюдаемая пологоволнистая и мультислойная слоистость, что свидетельствует о меняющихся условиях седиментации, когда происходило локальное перемещение осадка. Глины не являются известковистыми. Они бедны органическими остатками. Сопоставление распределения фоссилий (главным образом фораминифер) и карбонатных конкреций показывает их различную встречаемость. Наиболее крупные скопления микрофауны отмечаются в приподшвенных и прикровельных частях разреза, где практически отсутствуют конкреции. Наоборот, в интервалах, где встречены конкреции, породам свойственна бедность микрофауны. Поэтому вышеизложенные соображения о влиянии органического вещества на процесс образования сидерита применимы и к данному случаю. Следует также указать на вероятный привнос железа в виде взвесей и в растворенной форме вместе с терригенным материалом, сносимым с прилегающей суши. Н.М.Страхов [15] отмечал приуроченность преимущественно сидеритовых конкреций к опресненному глинисто-алевритовым фациям, тогда как в сторону от берега в морских условиях в их составе доминирует кальцит.

В келловейских глинах, знаменующих новый этап осадконакопления в Нижнем Поволжье, формировались в основном кальцитовые конкреции. Только в низах разреза в их составе отмечается примесь сидерита, образование которого можно объяснить влиянием органики. Для рассматриваемых пород установлены многочисленные фоссилии двустворчатых, головоногих моллюсков и фораминифер. Причем в более известковистых глинах состав конкреций становится преимущественно кальцитовым.

Заключение

Анализ собственных и опубликованных данных свидетельствует о преимущественном развитии кальцитовых конкреций с различным количеством сидерита и глинистого вещества, причем для каждого стратиграфического подразделения установлены типичные особенности состава и текстуры. Они находятся в определенной зависимости от фациальной принадлежности вмещающих пород, возникших в процессе эволюции среднеюрского морского бассейна, несмотря на преобладание в разрезе глин. Причем состав конкреций меняется синхронно с составом рассеянного карбонатного материала. Следовательно, карбонатные конкреции могут выступать в качестве дополнительных признаков при расчленении сравнительно однородного

литологического типа разреза. Они часто являются маркерами границ между стратонами. Это особенно характерно при разделении континентальной гнилушкинской и прибрежно-морской караулинской свит, а также при проведении границы между последней и вышезалегающей согласно жирновской свитой. Внутри ее можно выделить две части, отражающие зону взмучивания осадков и зону более спокойного отложения материала. Для регрессивной каменноовражной свиты свойственна постоянно проявленная сидеритизация известняков вплоть до появления глинистых сидеритов, причем в породах наблюдается волнистая и мультислойная слоистость. Применение приведенных сведений в других районах Поволжья, очевидно, позволит производить уточненное расчленение среднеюрского разреза в дополнение к собранным биостратиграфическим данным

Библиографический список

1. Мазарович А.Н. Среднеюрские отложения реки Иловли // Вестн. Моск. горной академии. 1923. Т. II, №1. С. 29–60.
2. Лунгерсгаузен Г.Ф. Материалы по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений северной ветви Доно-Медведицких поднятий // Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста. 1956. Вып. 2. С. 190–255.
3. Смирнов А.В. Литология и литофация юрских отложений Волгоградского Поволжья // Тр. Волгогр. НИИНГ. 1962. Вып. 1. С. 111–129.
4. Олферьев А.Г. Юрские отложения востока Русской платформы // Вопр. совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных регионов России. СПб., 1997. С. 95–107.
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. Фролов В.Т. К вопросу о классификации осадочных пород // Вестн. МГУ. Геология. 1987. № 1. С. 26–36.
7. Салтыков В.Ф. Модель среднеюрского осадконакопления и эволюции биоты для территории Нижнего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Первого Всерос. совещ. М., 2005. С. 219–221.
8. Салтыков В.Ф., Киселева О.И. Среднеюрские континентальные отложения гнилушкинской свиты Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 1. С. 16–35.
9. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. К проблеме биостратиграфической характеристики байос-батской границы в Нижнем Поволжье // Докл. ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 366–369.
10. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. Стратиграфия морских отложений байоса и бата на севере Доно-Медведицких дислокаций // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология: Материалы Второй науч.-практ.



стратиграф. конф., Саратов, 6 – 9 дек. 2004 г. Саратов, 2004. С. 94–95.

11. Салтыков В.Ф. Фораминиферные зоны келловейского яруса в Нижнем Поволжье // ДАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 367–371.

12. Атлас текстур и структур осадочных горных пород: В 3 ч. Ч. 2. Карбонатные породы / Ред. А.В.Хабаков. М., 1969. 707 с.

13. Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Салтыков В.Ф. Выделение реперных корреляционных уровней по геохимическим данным для стратификации среднеюрских отложений на севере Доно-Медведицких дислокаций // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Первого Всерос. совещ. М., 2005. С. 193–194.

14. Гаврилов Ю.О. О диагенетическом ритмообразова-

нии // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 4. С. 132–143.

15. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 ч. Т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М., 1962. 574 с.

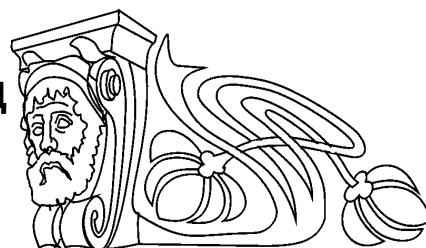
16. Колокольцев В.Г. Текстура cone-in-cone и ее происхождение // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 6. С. 612–627.

17. Тимофеева З.В. Сидеритонность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы ее определяющие // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963. С. 174–179.

18. Ветошкина О.С. Сидеритовые биоморфазы в юрских отложениях Нижневычегодской впадины севера Русской плиты // ДАН. 2006. Т. 406, № 5. С. 663–667.

УДК 553.632 (470.45)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛЬВИНИТОВ



Г.А.Московский, С.А.Свидзинский¹, А.И.Петрик¹

Саратовский государственный университет,

кафедра минералогии и петрографии

E-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru

¹ ОАО «ЕвроХим-ВолгаКалий»

E-mail: lavanda741@yandex.ru

Гремячинское месторождение сильвинитов располагается на юге Приволжской моноклинали, к северо-востоку от Северо-Котельниковского надвига. Исследовались галогенные отложения месторождения. Выполненные работы позволили обосновать, что калиеносный горизонт месторождения сопоставляется с погужской ритмопачкой Приволжской моноклинали. Формирование галогенных отложений происходило под влиянием основной акватории солеродного бассейна, располагавшегося на востоке, и с заметной ролью хлоркальциевых вод, разгрузившихся по разрывным нарушениям, ограничивавшим зону надвига. В средней части галогенного разреза велико влияние постседиментационных деформаций в соленосных интервалах разреза. На месторождении развиты три разновидности сильвинитов: а) красный, оранжевый и пестрый; б) молочно-белый и розовый; в) молочно-белый шпатовый, перекристаллизованный. Красный сильвин в большинстве случаев кристаллизовался из рапы растворения карналлита. Особенностью строения сильвинитов здесь является отсутствие типичных седиментационных сезонных ритмов.

Environment of Halogen Rock Formation in the Region of the Gremyachinskoye Sylvinitic Field

G.A. Moskovskij, S.A. Svidzinskij, A.I. Petrik

The Gremyachinskoye sylvinitic field lies in the south of the Volga monocline, to the northeast of the Severo-Kotel'nikovskij overthrust. Halogen beds from the field were examined. The study has provided grounds for correlating the field potassium-bearing horizon with the Pogozhskaya rhythmic member from the Volga monocline. The halogen bed formation was influenced by the principal water area of the salt-generating basin

in the east and by the calcium chloride brines discharged along the disjunctive dislocations limiting the overthrust zone. The middle part of the halogen section is greatly affected by the post-sedimentation deformations in the salt-bearing section intervals. Three sylvinitic varieties occur in the field: a) red, orange and mottled; b) milk-white and pink; c) milk-white spathic, recrystallized. Red sylvite was mostly crystallized from carnallite dissolution brine. The sylvinitic structure there is peculiar for the lack of typical sedimentation seasonal rhythms.

Гремячинское месторождение располагается в 208 км юго-западнее г. Волгограда в так называемой преднадвиговой зоне, условно выделяемой в южном окончании Приволжской моноклинали, к северо-востоку от Северо-Котельниковского надвига (рис. 1). Интерпретация каротажных материалов по пробуренным здесь ранее скважинам нефтяных организаций позволила геологам Волгоградской ГРЭ на стадии детальных поисков (когда было пробурено 6 скважин) установить в разрезе соленосной толщи сильвинитовую залежь промышленной мощности [1]. В данной статье учтены результаты ранее выполненных работ по скв. 2–7 (1979–1982 гг.), а также материалы, полученные по скв. 8, 10 и 13, пробуренным на месторождении ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий» в 2006–2007 годах.

Ритмостратиграфия галогенного разреза Гремячинского месторождения. Близость месторождения к краевой части солеродного бассейна, весьма сложная морфология его дна обусловили сокращенную мощность хлоридной части разреза и выпадение его отдельных элементов как в кровле, так и подошве галогенной толщи, замещение части хлоридных элементов разреза сульфатно-карбонатными. Для вскрытой части

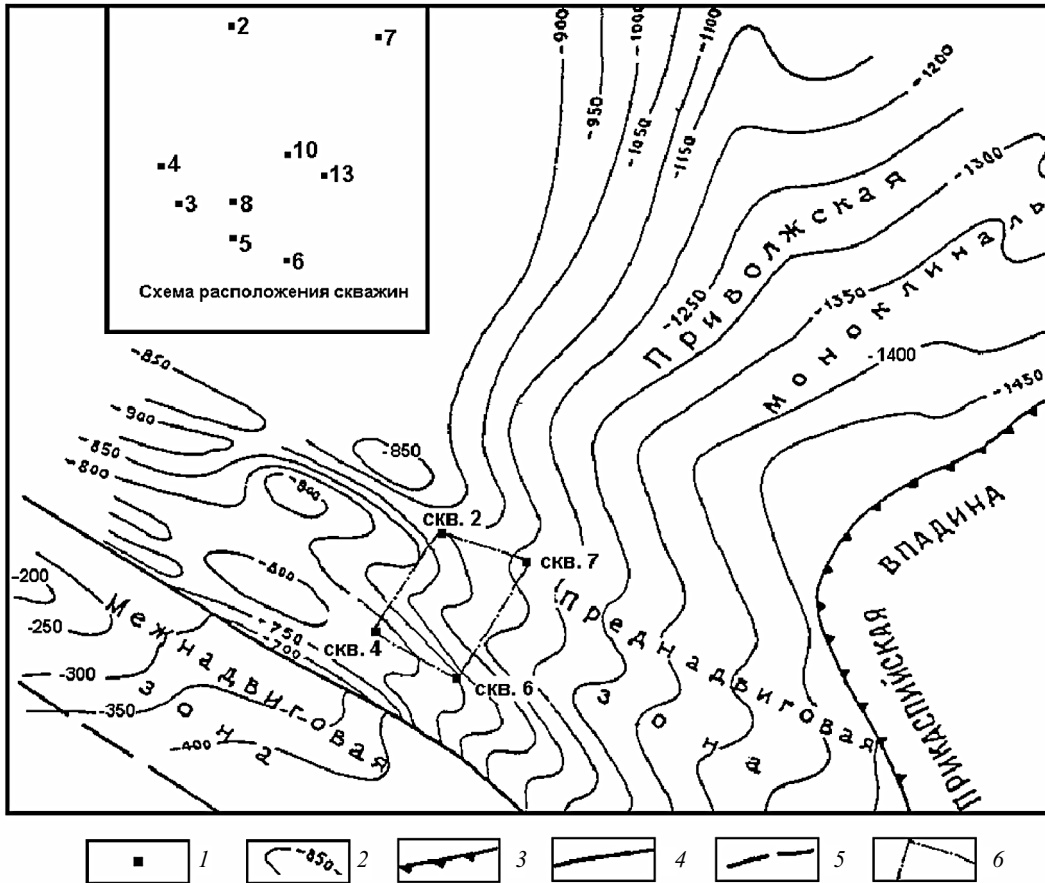


Рис. 1. Схема расположения месторождения: 1 – скважины; 2 – изолинии кровли галогенных отложений; 3 – бортовой уступ Прикаспийской впадины; 4 – разрывные нарушения установленные; 5 – разрывные нарушения предполагаемые; 6 – границы участка

разреза это отразилось в значительном усложнении строения его верхней части, что произошло за счет увеличения количества и мощностей терригенно-сульфатных и сульфатно-карбонатных прослоев, а также существенных постседиментационных деформаций. Деформации проявились весьма избирательно – на заключительных стадиях литификации пород, в отложениях средней части галогенного разреза. Деформации привели к будинированию ангидритовых слоев и пачек, с частичным перераспределением галита, его «затеканием» в межбудинные пространства. Однако первичная «перистая» структура кристаллов галита сохранилась на значительных интервалах надпродуктивной части галогенного разреза.

С.А.Свидзинским и др. [1] в разрезе месторождения (главным образом по скв. 2) были выделены все верхние (начиная с погожской) ритмопачки сводного разреза галогенных отложений моноклинали (снизу-вверх): погожская, антиповская, пигаревская, долинная и ерусланская. Однако при таком варианте расчленения пигаревская и долинная ритмопачки представлены лишь доломит-ангидритовыми породами (иногда ангидритом с несущественной примесью галита). В скважинах южной части участка месторождения

однозначно выделяются лишь калийно-магниевого и калийные породы нижней – «продуктивной» погожской ритмопачки.

«Продуктивная» ритмопачка месторождения определяется как погожская на основании ряда фактов: по увеличению содержания магния в растворах включений в седиментационном галите основания продуктивной толщи в направлении восточной части участка, по соответствию состава растворов включений в эвтоническом галите из карналлит-галитовых пород скв. 6 бишофитовой стадии сгущения, по относительно незначительной мощности отложений стадии опреснения. К такому же выводу приводит анализ закономерностей эволюции галогенного разреза моноклинали, что выражается в выпадении из него, в южном и западном направлении, как верхних, так и нижних элементов разреза и переход циклов в категорию редуцированных или неполных. Таким образом, единственным элементом разреза, представленным во всех пробуренных здесь скважинах, является залегающая в подошве кунгурских отложений ритмопачка, сложенная «продуктивным» горизонтом, подстилаемым сульфатными породами подготовительной стадии и первой галитовой зоной. «Продуктивный» горизонт



перекрывается доломит-ангидритовыми породами стадии опреснения (рис. 2). В галогенной толще, перекрывающей калиеносную ритмопачку, можно выделить две галитовые зоны, разделяемые отложениями подготовительной стадии. Более детальное расчленение галогенного разреза пока затруднительно.

Палеогидрохимические условия седиментации и диагенеза галогенных отложений Гремячинского месторождения калийных солей. Анализ реликтов седиментационной рапы в галите из основания хлоридной части разреза скв. 2 показал (табл. 1, рис. 1), что рапа данного участка солеродного бассейна была сульфатной, сгущенной почти до эпсомитовой стадии ($K^+ - 20-25$, $Mg^{2+} - 35-50$, $SO_4^{2-} - 8-10$ г/л). Это

позволяет говорить о том, что галогенез в районе месторождения начинался при поступлении уже сгущенной рапы из западной части впадины. Лишь затем начинался дальнейший рост ее концентрации. На глубине 1240 м по скважине, судя по анализам состава включений, породы кристаллизовались уже из рапы карналлитовой стадии. Этому соответствует появление вкрапленности карналлита и сильвина в каменной соли. В то же время значительная часть галитовой зоны в разрезах скв. 2-5 перекристаллизована. Судя по составу растворов включений в диагенетическом галите ($K^+ - 5-10$, $Mg^{2+} - 25-40$, $Ca^{2+} - 10-30$ г/л), это происходило при участии опресненных, относительно седиментационной рапы, растворов хлоркальциевого состава (табл. 2).

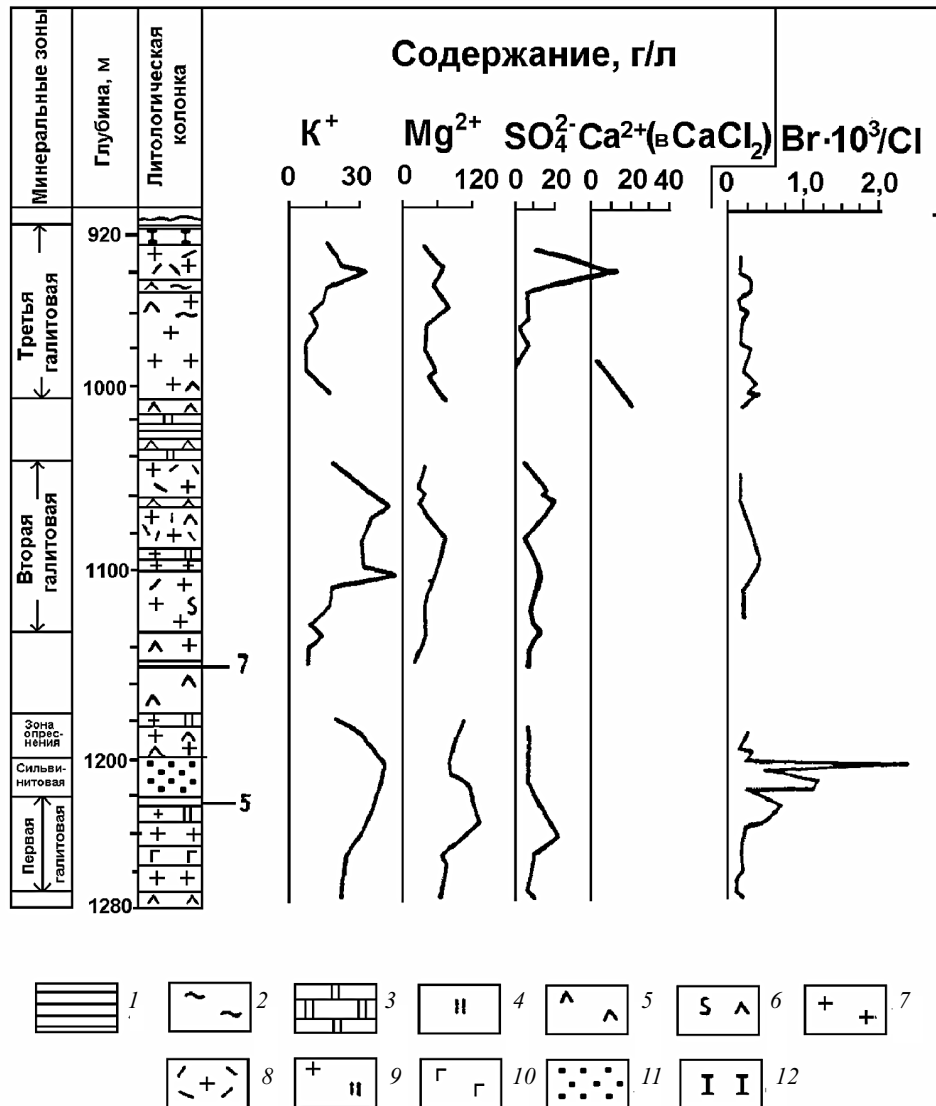


Рис. 2. Ритмостратиграфическая колонка, закономерности распределения состава растворов включений в седиментационном галите и величин бромхлорного отношения в породах скв. Сафроновской 2: 1 – глина; 2 – примесь пелитового материала в соли; 3 – доломит; 4 – вкрапленность карналлита; 5 – ангидрит; 6 – интенсивная дислоцированность ангидритовых слоев; 7 – каменная соль; 8 – каменная соль «перистая»; 9 – каменная соль с вкрапленностью карналлита; 10 – галитит; 11 – сильвинит; 12 – интервал замещения калийных солей галититом



Таблица 1

Средние содержания калия, магния, сульфата и кальция в рапе включений седиментационного галита, молочно-белого и красного сильвина Гремячинского месторождения калийных солей

№ скв.	Глубина, м	Средние содержания, г/л				Примечания
		K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	
2	919,8	21,87	78,3	9,31	Не обнаружено	–
2	934	30,75	73,3	49,6	То же	–
2	963,9	8,79	33,63	Следы	То же	–
2	973,8	6,15	30,8	Не обнаружено	4,2	–
2	990	6,51	32,68	То же	8,0	–
2	1006,7	16,4	63,7	–	17,5	–
6	1033,5	0,5	105	1,0	не обн.	–
6	1039,5	20,1	98,2	Следы	То же	–
6	1043	19,5	100,4	8,5	То же	–
4	1046,8	32,2	83,4	10,25	То же	–
6	1052	16,1	102,3	6,8	То же	–
3	1058,4	31,34	82,7	6,2	То же	–
6	1060,5	29,5	72,28	7,13	То же	–
2	1061,5	47,7	27,16	23,8	То же	Рапа растворения
6	1072,3	32	78,5	Не обнаружено	То же	–
2	1073,7	26,81	106,51	Следы	То же	–
3	1075,9	19,6	98,7	22	То же	–
3	1084,7	28,0	69,7	Не обнаружено	То же	–
2	1085,1	27,2	64,67	8,29	То же	–
6	1096,0	26,0	64,5	Не обнаружено	Не обнаружено	–
2	1098	30,9	60,8	10,8	То же	–
2	1132	15,23	33,16	15,58	То же	–
2	1148,5	6,17	17,75	7,6	То же	–
7	1150	19,5	100,2	16,2	То же	–
2	1176,8	15,51	104,6	6,6	То же	–
13	1179	37,57	89,3	Следы	6,5	–
10	1185,3	32,8	91,0	Не обнаружено	Не обнаружено	–
2	1197,9	49,08	85,69	6,5	То же	Парагенезис с карналлитом
10	1204	44,8	92,4	5,2	То же	То же
13	1204,5	25	90	Не обнаружено	То же	То же
10	1204,5	33,31	103,32	То же	То же	То же
2	1207,5	29,39	102,14	То же	То же	Сильвин красный
2	1209	43,3	87,1	7,6	То же	–
2	1210	33,17	85,21	Не обнаружено	То же	–
10	1212,3	29,7	83,0	То же	13,11	–
2	1212,7	33,2	89	5,9	Не обнаружено	–
10	1216,3	31,1	92,2	Не обнаружено	15,0	–
10	1221,4	49,72	101,7	То же	Не обнаружено	–
2	1222	19,2	106,8	25,84	То же	–
2	1223,2	56,64	102,23	Не обнаружено	То же	Сильвин красный
2	1227,4	36,1	74	8,4	То же	–
2	1228	20,5	89,5	7,5	То же	–
2	1234,5	20	110,2	Следы	То же	–
2	1240	30,5	108,4	Не обнаружено	То же	–
2	1250	24,2	48,6	6,7	Нет	–
2	1258	22,8	52,3	6,1	Не обнаружено	–
2	1271	22,3	35,8	10,2	То же	–
7	1305	22,5	99,4	3,1	То же	–
7	1317	34,2	78,0	6,5	То же	–
7	1320	22,8	85,6	8,9	То же	–
7	1325	19,7	91,2	Следы	То же	–



Таблица 2

Состав растворов включений в перекристаллизованном галите

№ сква- жины	Глубина, м	Средние содержания, г/л				Br•10 ³ /Cl	
		K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	В жидкой фазе	В твердой фазе
3	1072,9	8,5	88,7	Не обнаружено	2,8	Не определялось	Не определялось
4	1085	7,9	91,0	То же	1,1	То же	То же
6	1051,8	7,6	92,4	То же	–	То же	То же
10	1207,3	34,8	Не определялось	То же	40,3	То же	То же
10	1212,3	30,0	82,7	То же	13,11	То же	То же
13	932,2	34,0	Не определялось	Нет	81,67	То же	То же
2	958,8	6,64	5,49	Следы	28	7,85	0,11
2	993	14,0	13,76	0,81	6,5	12,49	0,1
2	1047,1	7,05	22,76	4,25	0,9	5,07	0,08
2	1059,6	19,2	21,67	15,7	79,14	18,4	0,11
2	1242	51,2	35,16	0,5	2,79	20,32	0,12
2	1252	43,7	38,81	6,1	2,63	10,96	0,09
2	1264	15,8	12,11	10,7	0,62	15,53	0,1
2	1270	15,0	52,0	2,1	Не обнаружено	Не определялось	Не определялось
3	1090,8	11,0	34,4	Не обнаружено	30,0	То же	То же
4	1086,8	5,3	22,8	То же	27,6	То же	То же

Перекристаллизация галита привела в данных интервалах к нарушению типичной седиментационной ритмичности каменной соли. На существенную роль перекристаллизованного галита здесь (где реликты седиментационного галита имеют концентрацию рапы включений на уровне эпсомитовой стадии) указывают также существенно пониженные значения бром-хлорного отношения, составляющие 0,04–0,07 [2, 3]. Это заметно ниже тех значений, которые характерны для начальных стадий садки галита (0,09–0,1).

Сохранность первичных структур галита и элементарной ритмичности каменной соли возрастает в восточном направлении, в сторону скв. 6, и на север, в направлении скв. 2. В западном направлении от скв. 6 к скв. 4 происходит возрастание степени переработанности галитовой зоны. Вопрос об источниках поступления хлоридно-кальциевых растворов, приведших к перекристаллизации значительной части галогенного разреза погожской ритмопачки не решается однозначно. Вероятно, их можно связывать с бортом Преддонецкого прогиба, так как максимум изменений приурочен именно к этой структурной зоне. Здесь же отмечаются вертикальные трещинки с пленками углеводородов, секущие ангидритовые пласты и каменную соль. Они фиксируют миграцию флюидов и растворов из подсолевых отложений. Здесь, впрочем, возможно и латеральное движение рассолов. Именно с такими источниками растворов можно связывать и наблюдающиеся в надсолевых ангидрит-доломитовых породах, вскрытых в скв. 2, 3, 4, 5 и 6, повышенные концентрации, стронция и бора, которые связаны с минералами бора (колеманит, сульфоборит, витчит, ашарит и др.), стронция (целестин) и бария (барит), уста-

новленными в нерастворимых остатках солей и в шлифах Н.М.Седлецкой и для части интервалов – О.П.Гончаренко [4, 1]. Нами эти результаты подтверждены для разрезов скв. 13 и 10, в которых борная и стронциевая минерализация установлена в продуктивном пласте, в каменной соли, его перекрывающей, и в сульфатно-карбонатных пластах, находящихся на гипсометрическом уровне, близком к доломит-магнезитовому пласту скв. 3.

Влияние растворов, за счет которых происходила перекристаллизация галитовой зоны, сказывалось и на породах калиеносного интервала. Высокая концентрация поровых растворов, присутствующих здесь, воспрепятствовала изменению минерального состава «продуктивного» пласта, хотя, возможно, с этими растворами связано появление в сильвините гнезд и линз шпатового сильвина (скв. 3), а также, вероятно, стала причиной разложения карналлита и образования красного сильвина с пониженным содержанием брома.

Образование каменной соли вышележащей ритмопачки – антиповской (гл. 1173,6–1037,5 м, см. рис. 1) начиналось при концентрации рапы на уровне начала галитовой стадии сгущения. В то же время степень метаморфизации рапы была весьма высокой. Соответствующие этому пониженные концентрации ионов сульфата в рапе (см. рис. 1, табл. 1) можно связывать с существенной ролью терригенно-карбонатных составляющих. Средние части галитовой зоны (каменная соль с примесью карналлита и кизерита) характеризовались высокой концентрацией рапы (K⁺ – 30; Mg²⁺ – 50–60; SO₄²⁻ – 24 г/л), причем соотношение калия и магния свидетельствует о присутствии растворов, отвечающих седиментационному растворению и



замещению калийных солей (гл. 1061,5 в скв. 2, см. табл. 1).

Образование галогенных отложений третьей галитовой зоны началось из рапы хлоридно-кальциевого состава. Формирование средней и верхних частей этой зоны шло уже из рапы сульфатно-магниевого типа (см. рис. 1, табл. 1). Такая особенность галогенной седиментации, как показывают наши исследования [5, 6], характерна лишь для краевых частей солеродного бассейна. Здесь полуизолированные участки (бассейны-сателлиты) могли временно терять связь с основной акваторией бассейна, а поверхностный сток, определявший количество поступающего в них кальция, на отдельных стадиях процесса мог превалировать над существенно сокращенным поступлением сгущенных океанических вод сульфатно-магниевого состава. Диагенетические преобразования солей в третьей галитовой зоне весьма существенны. Они заключаются, прежде всего, в появлении перекристаллизованного галита, образовавшегося при очень высокой концентрации хлористого кальция в растворе (Ca^{2+} до 60–80 г/л).

Условия формирования карналлит-галитовых пород и сильвинитов. Признаками высокой концентрации рапы, как уже отмечено выше, является появление в «перистом» галите минералов-узников. Для первично-седиментационного галита, не претерпевшего существенного повышения температуры на стадиях катагенеза, таким является минерал-узел карналлит. Почти одновременно, но чаще несколько позже, в каменной соли появляются гнезда карналлита. Образование этих интервалов каменной соли происходит при повышенных температурах (определялось методом гомогенизации вакуолей включений в галите). Для большинства пермских солеродных бассейнов мира эти температуры составляют 60–65°C, а иногда и более [6, 7]. Но на стадии опреснения рапы они могут быть несколько меньшими. В связи с этим обращает на себя внимание то, что породы, вмещающие сильвиниты Гремячинского месторождения, формировались при несколько пониженных температурах – 45–50°C.

Следует заметить, что появление вкрапленности карналлита в каменной соли, подстилающей калиеносные интервалы, характерно для всех изученных нами калиеносных разрезов Прикаспия. Связано это, вероятнее всего, с проникновением концентрированных растворов солеродного бассейна в неполностью консолидированный осадок каменной соли. Но, с другой стороны, галит-карналлитовые породы со значительной концентрацией карналлита являются закономерным элементом отложений на калийной стадии галогенеза. Так, в скв. 10 они подстилают сильвиниты. Обоснованием их первичного генезиса является то, что «перистый» галит, являющийся парагенным карналлиту, содержит включения с

концентрацией рапы на уровне карналлитовой стадии (см. табл. 1), т.е. является эвтоническим. Отметим, что такое соотношение между карналлитом и сильвинитом характерно для отложений стадии опреснения, когда наблюдается «перевернутая» последовательность солей в разрезе. Это, например, известно для верхних элементов разреза антиповской и погожской ритмопачек Приволжской моноклинали и северо-западной части обрамления Прикаспийской впадины [6, 8] и для сложных циклов галогенеза, выделенных нами, когда сгущение рапы может сменяться временным опреснением и затем – новым сгущением. Видимо с последним случаем мы имеем дело на Гремячинском месторождении, где в скв. 6 карналлитовый пласт находится между двумя сильвинитовыми [1].

Условия образования карналлита. Карналлит в карналлитовых и карналлит-галитовых породах в большинстве случаев является первично-седиментационным. На это указывают результаты определения содержаний в данных породах брома и рубидия, расчета бром-хлорного и рубидий-кальциевого отношения и более всего – состав рапы включений в галите (табл. 1, табл. 3). Вариации величин таких отношений в солях установлены работами М.Г.Валяшко и др. [9] и использованы для оценки условий образования солей Гремячинского месторождения [1]. Но не меньшую эффективность здесь имеют методы термобарогеохимии.

Таблица 3

Содержание рубидия в карналлит-галитовых породах Гремячинского месторождения (в расчете на чистый минерал) [9]

№ скважины	Глубина, м	Rb, вес. %
2	1227,5	0,015
2	1230,2	0,017
2	1233,4	0,016
3	1076,5	0,018
6	1022,0	0,015
6	1024,0	0,014
6	1050	0,016
6	1051,0	0,017

Примечание. Анализы методом фотометрии пламени выполнены в НИИ Геологии СГУ (ныне отдел геологии НИИЕН СГУ), аналитик И.П.Гудошникова.

Определение состава рапы включений в галите, парагенном карналлиту, в образцах из разрезов скв. 2–6, 10, 13 (см. табл. 1) показывают, что концентрация основных компонентов в ней соответствует карналлитовой стадии (K^+ – 18–25 г/л, Mg – 90–115 г/л). Бромхлорное отношение в галите из этих пород может изменяться в пределах 0,6–1,1, а в самом карналлите – от 5,25 до 9,3 [9]. Как показано [1], содержание рубидия в карналлите уменьшается по мере его



кристаллизации от начальных к заключительным фазам его садки. Приведенные в табл. 4 данные подтверждают, что мы имеем дело с первичными карналлитами. Это не исключает присутствия на месторождении вторичного карналлита. Он устанавливался в породах стадии опреснения пожежской ритмопачки, в отложениях относимых к антиповской ритмопачке в скв. 2 [5, 1]. В этом случае даже сам состав пород (ангидрит-галит, при большей роли первого) позволяет предполагать его вторичный генезис.

Таблица 4

Средние содержания рубидия в молочно-белом сильвине Гремячинского месторождения

№ скважины	Глубина, м	Содержание рубидия, вес. %
2	1207,5	0,005
2	1209	0,006
2	1211,5	0,008
3	1057,8	0,002
3	1060,8	0,003
3	1064,3	0,003
3	1070,1	0,002
6	1022,6	0,0015
6	1035,7	0,002
6	1039	0,003
6	1046,3	0,004
6	1048,6	0,003
7	1296,8	0,005
7	1299,7	0,003
7	1301,6	0,002

Условия образования сильвина. Для этого минерала чисто седиментационные разности, адекватные «перистому» галиту, в ископаемых солях устанавливаются обычно лишь предположительно. В то же время многие исследователи отмечают в некоторых разностях сильвина присутствие первично седиментационных признаков. Таковыми являются, например, ритмично-зональная структура, определенные пределы содержания брома, рубидия, величин отношений $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$ и K/Rb [9], состава растворов включений [2, 3].

Но обычно молочно-белый и розовый сильвин содержит газовой-жидкие вакуоли (газа не более 1–3%), жидкость в которых находится под значительным давлением. Эти признаки говорят о диагенетическом генезисе минерала. Давление в десятки атмосфер характерно и для чисто газовых вакуолей.

Ниже рассматриваются условия образования молочно-белого, розового и красного (прозрачного) сильвина из слоистых сильвин-галитовых пород и массивных сильвинитов Гремячинского месторождения. Рапа солеродного бассейна при ее прогрессирующем сгущении достигает силь-

винитовой стадии еще при отложении каменной соли. Однако концентрации K^+ , отвечающие данной стадии, встречены в рапе включений в галите на латеральном продолжении калиеносных горизонтов и в зоне опреснения. В «перистом» галите и галите высаливания, наблюдающихся в виде отдельных кристаллов или прослоев в пластах калийно-магниевого пород, содержание этого компонента тоже отвечает сильвинитовой стадии. Безусловно, высокие концентрации K^+ и Mg^{2+} фиксируются в газовой-жидких или трехфазовых включениях в сильвине. Практически для всех разностей эвтонического галита и вкрапленности сильвина, с признаками раннедиагенетического происхождения, содержание этих компонентов в целом соответствуют сильвинитовой стадии сгущения современной океанической воды (СОВ) – $\text{K}^+ - 33,8$ г/л, $\text{Mg}^{2+} - 75,7$ г/л, иногда превышая данные значения. В то же время во всех без исключения образцах сильвина из сплошных сильвинитовых горизонтов, в рапе включений, количество ионов калия выше, чем для современной сгущенной океанической воды на сильвинитовой стадии на 15–17 г/л, магния – на 5–10 г/л. По нашему мнению, такая аномалия обуславливается периодическим растворением новосадки сильвина при неустойчивом характере гидрохимического режима на переходе от галитовой стадии к калийной, с расслоением рапы и постепенным падением в ней роли хлористого натрия. И лишь при прекращении этих «колебаний» начинается обвальная донная садка сильвина. На подобную закономерность отложения сплошных калийных солей мы показывали и ранее [5, 6].

Итак, признаками первично-седиментационного сильвина являются высокие значения бромхлорного отношения ($> 0,4$ для галита, находящегося в парагенезисе с сильвином и 2,9–4,0 в самом сильвине), состав рапы включений (содержания калия в рапе включений больше 32 г/л), и редко встречающаяся зональная структура минерала (установленная на месторождении лишь в единичных образцах молочно-белого сильвина из скв. 2). Содержания рубидия в сильвине [9], могут изменяться от 0,0017 в начале его садки до 0,0030 – в конце. Определения, выполненные по образцам молочно-белого сильвина из скв. 2, 3, 6 и 7, показали близкие значения, соответствующие первично-седиментационным (см. табл. 4). Но для части образцов получены завышенные значения. Анализ результатов определения содержания брома также показал на то, что большая часть образцов молочно-белого сильвина оказались первичными (табл. 5).

Сильвин кристаллизовавшийся из рапы бассейна, в которой ранее произошло растворение карналлита. Эта разность сильвина характеризуется пониженным содержанием рубидия (табл. 6, рис. 3) и повышенным содержанием брома и бромхлорных отношений (табл. 7, рис. 4). Но для выводов о генезисе



Таблица 5

Средние содержания брома и величина бромхлорного отношения в молочно-белом сильвините
Гремячинского месторождения

№ скважины	Интервал, м	Содержание Br, вес. %	Пределы колебаний Br/Cl $\times 10^{-4}$
2	1207–1216	0,086	1,32–2,14
3	1057,3–1072,5	0,140	2,45–3,48
6	1020–1050	0,105	1,85–2,95
7	1296,3–1303,2	0,135	2,59–3,05

Таблица 6

Содержание рубидия в сильвинитах с красным сильвином

№ скважины	Глубина, м	Содержание Rb, вес. %	Содержание, %	
			NaCl	KCl
2	1200,2	0,0092	51,48	48,52
2	1203,7	0,01	50,75	49,25
2	1206,3	0,012	27,85	72,15
2	1223,6	0,013	44,6	55,4
2	1224,9	0,04	43,7	56,3
2	1226,5	0,008	99,85	0,25
3	1053	0,017	27	72,6
3	1053,2	0,01	52,14	47,76
3	1074,5	0,02	20,8	79,2
4	1035,5	0,05	28,98	71,02
4	1036,7	0,012	64,03	35,97
6	1008,5	0,007	56,4	43,6
6	1012,3	0,0085	37,3	62,7

Таблица 7

Содержание брома и величина бромхлорного отношения в красном сильвините
месторождения в пересчете на чистый минерал

№ скважины	Интервал, м	Br, вес. %	Br $\cdot 10^3$ /Cl
2С	1199,4–1201,4	0,049	1,1
То же	1201,4–1206	0,072	1,49
То же	1206–1207	0,095	1,95
То же	1226–1226,5	0,057	1,2
То же	1226,5–1231	0,05	1,06
3С	1046–1047,3	0,075	1,5
То же	1047,3–1054,4	0,09	1,85
То же	1054,4–1057,3	0,11	2,38
То же	1072,5–1074,5	0,1	2,1
5С	1004–1011,8	0,077	1,57
То же	1011,8–1016	0,07	1,53
6С	1006–1007	0,04	0,85
То же	1007–1009	0,094	1,76
То же	1009–1011	0,063	1,3
То же	1014–1016,2	0,071	1,43
То же	1025,2–1028	0,095	1,99
То же	1028–1029	0,11	2,28
То же	1029–1031,5	0,065	1,36
То же	1052–1055,5	0,12	2,53
То же	1057,5–1061,5	0,12	2,32
То же	1061,5–1062,5	0,081	1,59
То же	1063,5–1064,2	0,066	1,41
7С	1295–1296,3	0,11	2,25
То же	1298,5–1299,5	0,09	1,93

Примечание. Содержание брома в сильвинитах определялось в лаборатории Волгоградской ГРЭ.

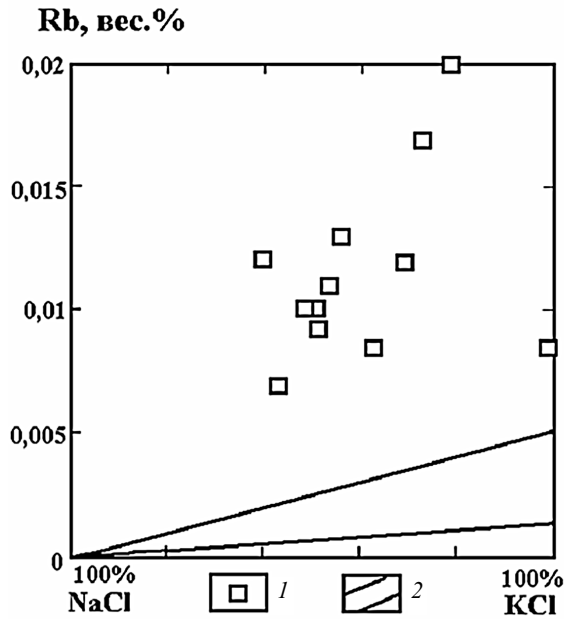


Рис. 3. Содержание рубидия в сильвин-галитовых породах с красным сильвином на шкале нормальных величин этого отношения: 1 – фигуративные точки, соответствующие данным табл. 6; 2 – поле седиментационных значений содержаний рубидия в сильвин-галитовых породах

сильвина определяющая роль принадлежит методам термобарогеохимии: составы включений в этой разности сильвина и парагенном с ним галите отличаются высоким содержанием магния (до 95–115 г/л), при практически полном отсутствии сульфата и кальция (см. табл. 1). Важным, по нашему мнению, является анализ взаимоотношения этого минерала с гидроокислами железа, являющимися постоянным элементом галогенной седиментации. Если гидроокислы железа, пластинки и иголки гематита более или менее равномерно распределены в сильвине, определяя его розовый цвет, то более вероятен первично-седиментационный его генезис. В то же время если гидроокислы железа лишь в виде обрывков каемок и лент обрамляют кристаллы сильвина, а также скопления ангидрита, мелкие кристаллы галита высаливания, то можно с большей уверенностью считать его вторичным по карналлиту. Судя по приведенным выше результатам определений брома и рубидия в красном сильвине Гремячинского месторождения его с полным основанием можно считать вторичным.

Сильвин может кристаллизоваться и при постседиментационном замещении карналлита уже в условиях раннего и даже позднего диагенеза. В этом случае все геохимические показатели, устанавливаемые при его анализе, будут также иметь характеристики карналлита: пониженное содержание рубидия (см. табл. 6, рис.3), повышенные бромхлорные отношения (см.

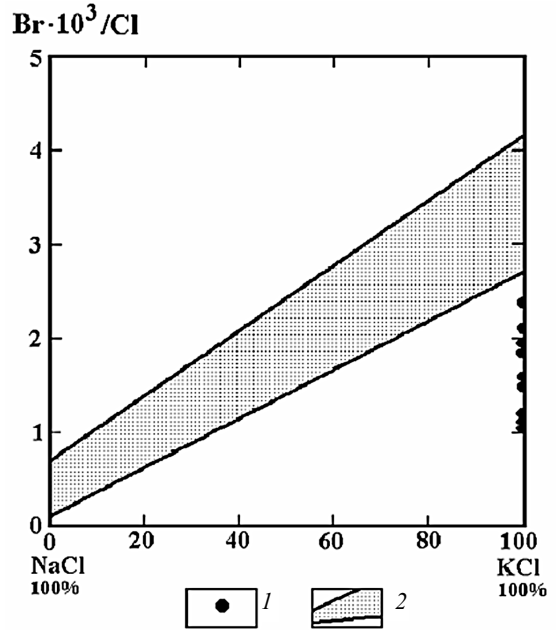


Рис. 4. Положение фигуративных точек величин бромхлорного отношения в красном сильвините Гремячинского месторождения, пересчитанных на чистый сильвин, на шкале «нормальных» величин этого отношения [9]: 1 – фигуративные точки, соответствующие данным табл. 7; 2 – поле «нормальных» (седиментационных) величин бромхлорного отношения

табл. 7, рис. 4) – и состав растворов включений в седиментационном галите, сопровождающем его, соответствующий карналлитовой стадии галогенеза. При этом возможно даже существенное расхождение в составе включений рапы в сильвине и галите. И самое существенное – в его структуре не будет признаков седиментации в бассейне.

Диagenетические преобразования сильвина происходили при температурах 65–79°C (по данным гомогенизации). Незначительные скопления перекристаллизованных разности молочно-белого сильвина встречены нами только в разрезе калиеносных интервалов скв. 2 и 3. Они характеризуются крупнокристаллическим строением и имеют сходство с прозрачным шпатовым сильвином Эльтонского месторождения и пестрым сильвинитом Верхнекамского месторождения. В таких разностях сильвина встречаются газовые вакуоли, имеющие высокое давление и мелкие кристаллики синего галита. Растворы включений данной разности сильвина отличаются высокими содержаниями ионов калия (40–42 г/л) и невысокими, для сильвинитовой стадии, содержаниями магния (70 г/л). Растворы включений в них находятся под давлением около 1,5 мПа и насыщены газами. Все это говорит о том, что указанный минерал образовался при позднедиагенетической перекристаллизации тех разностей сильвина, генезис которых мы определяли как раннедиагенетический.



Подводя итог рассмотрению условий формирования сильвинитов и сильвин-галитовых пород Гремячинского месторождения, можно отметить следующее. Из всех разностей сильвинитов, выделенных нами на месторождении (красный и оранжево-красный, молочно-белый и розовый, крупнокристаллический, молочно-белый, шпатовый), первичными, образовавшимися путем кристаллизации из рапы, являются молочно-белый, розовый и красный. Но молочно-белый и розовый сильвин лишь завершает элементарный цикл накопления сильвинита, начинающийся с отложения красного сильвинита из рапы карналлитовой стадии и являющийся, видимо, десцендентной рапой, растворявшей на пути из основной части бассейна новосадку карналлита. В таком случае сильвиниты месторождения следует рассматривать как образования стадии опреснения погожского цикла, в полном объеме развитого в западной части впадины (район Эльтона). Шпатовый молочно-белый сильвин с вкрапленностью синего галита является перекристаллизованной разностью молочно-белого. Распространение двух основных разностей сильвина на месторождении определялось морфологией его дна.

Заключение

Изучение комплекса отложений кунгурского солеродного бассейна позволило обосновать следующее:

1. Калиеносные отложения формировались в солеродном бассейне и отражают его внутреннюю динамику и гидрохимию. Роль поверхностного стока на момент садки калийных солей была минимальной. Можно предполагать, что в это время заметная роль могла принадлежать хлоридно-кальциевым водам, которые, возможно, разгружались по разрывным нарушениям, ограничивавшим надвиговую структуру на юге.

2. Галогенные отложения, перекрывающие продуктивную толщу, формировались при весьма часто меняющихся динамике и гидрохимии вод бассейна, при возрастании роли поверхностного стока. Именно на этот интервал приходится максимальная деформация пород, связанная, по всей видимости, с горизонтальными движениями в районе надвига (на юге территории). По крайней мере, характер будинажа указанных пород позволяет предполагать преобладание деформаций сжатия, а не растяжения.

3. На месторождении, безусловно, первичными являются карналлит-галитовые породы (где карналлит не является вкрапленностью, а представляет равноценного члена парагенезиса, как и крупнокристаллический «перистый» галит с минералом-узником карналлитом в вакуолях включений). Но выделение красного сильвина как вторичного по карналлиту является также условностью, так как растворение и последую-

щее отложение минералов происходило в рапе бассейна.

4. Скопления ангидрита, образующего линзы, тонкие слойки или рассеянную массу среди мелкокристаллических галита и сильвина, являются своеобразными аналогами базальных слоев элементарных ритмов. Но на Гремячинском участке солеродного бассейна нет доказательств опреснения бассейна на временной отрезок формирования таких слойков. Встречаются эти образования примерно через 30–50 мм крупнокристаллических разностей сильвинита с пониженным содержанием ангидрита. По нашему мнению, данные слойки отражают внутреннюю гидродинамику бассейна, связанную с течениями гравитационного характера и перетоками между его различными участками.

5. На месторождении основными типами сильвинитов являются: а) среднекристаллические красные, красновато-оранжевые и пестрые; б) молочно-белые средне- и крупнокристаллические; в) крупнокристаллические шпатовые, перекристаллизованные. Молочно-белый и розовый сильвинит встречается в основном в кровельной части продуктивного пласта. Отличается несколько большими размерами кристаллов сильвина (3,5–4,5 и даже около 5 мм), а также большим идиоморфизмом кристаллов галита. Шпатовый перекристаллизованный сильвин по наличию вкрапленности синего галита, составу включений внешне похож на пестрый сильвинит Верхнекамского месторождения. Он отличается крупными размерами кристаллов сильвина (4–5,5 мм), несколько меньшим содержанием галита в породе, встречается намного реже остальных типов сильвинита и установлен нами лишь в нескольких интервалах в скв. 2 и 3.

Библиографический список

1. Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., 1986, С. 204–219.
2. Московский Г.А., Гончаренко О.П., Макаров А.С. Интерпретация результатов определения макро- и микрокомпонентов в растворах включений и в твердой фазе минералов галогенных отложений // Геохимия. 1989. № 1. С. 61–67.
3. Московский Г.А., Гончаренко О.П. Основные черты геохимии кунгурского галогенеза в западной части Прикаспийской впадины (по включениям в минералах). Деп. в ВИНТИ 16.11.89, 4072-В90. М., 1989. 198 с.
4. Гончаренко О.П. Бороносность пермского галогенной формации Прикаспийской впадины. Саратов, 2005. 96 с.
5. Московский Г.А. Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1983. 19 с.



6. *Московский Г.А.* Пермский галогенез Прикаспия: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. Воронеж, 2000. 36 с.
7. *Петриченко О.И.* Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев, 1988, 128 с.
8. *Московский Г.А., Свидзинский С.А.* Соотношение

- ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология. 1989. № 5. С. 49–54.
9. *Валишко М.Г., Петрова И.С.* Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей // Бром в соляных отложениях и рассолах. М., 1976. С. 418–427.

УДК [626.34 : 551.435.1] (470.44 – 25)

ЕСТЕСТВЕННАЯ И ИСКУССТВЕННАЯ ДРЕНАЖНЫЕ СЕТИ ТЕРРИТОРИИ САРАТОВА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СООТНОШЕНИЕ

И.А. Яшков, Г.И. Худяков¹, А.В. Иванов

Саратовский государственный университет,
кафедра геоэкологии

E-mail: YashkovIA@mail.ru

¹ кафедра геоморфологии и геоэкологии

E-mail: geomorph@sgu.ru



В статье рассматриваются основные проблемы современного функционирования городской дренажной сети. Проведен анализ геоэкологического состояния отдельных участков городской эрозионной и ливневой систем. Предлагается ряд мер для оптимизации коэволюции естественной и искусственной дренажных сетей на примере территории Саратова.

Natural and Artificial Drainage Networks of Saratov: Modern State and Relation

I.A. Yashkov, G.I. Khudyakov, A.V. Ivanov

Problems of modern urban drainage network functioning have been considered. Analysis of geoeological state of separate regions of urban erosive and drawn systems has been carried out. An approach to the optimization of natural and artificial drainage networks has been suggested by the example of Saratov territory.

Введение

В настоящее время в условиях стремительного роста и усложнения урбанизированных территорий различные геоэкологические процессы, негативно влияющие на нормальное функционирование городских систем, приобретают прогрессирующий характер. Для территории Саратова такими главными негативными геоэкологическими эффектами являются подтопление и оползневые процессы. Среди основных причин, стимулирующих активизацию этих процессов в городе, можно назвать следующие:

- 1) геолого-геоморфологические (подъем уровня грунтовых вод, относительно слабая дренированность территории, подмыв берегов водохранилища и др.);

- 2) инженерно-технические (давление жилых, промышленных и транспортных систем и сооружений на литогенную основу города; за-

стройка жилыми и промышленными зданиями и сооружениями несогласно основным уклонам поверхности геоморфологических структур и соответственно поперек естественному стоку поверхностных и грунтовых вод; порывы водонесущих трубопроводных сетей и утечка бытовых, технических и канализационных вод в почвогрунты и др.).

Одним из основных элементов городской поверхностной структуры, обеспечивающих ее функционирование, являются естественная и искусственная дренажные сети – своего рода «кровеносная система» городского «организма». Под естественной дренажной сетью (ЕДС) будем понимать всю систему эрозионной сети на урбанизированной территории, включающей в себя долины рек, балок и оврагов и их более мелких, соподчиненных им, элементов: ложбин, промоин, рытвин. Искусственная дренажная сеть (ИДС) включает в себя городскую ливневую канализацию и дренажные сооружения.

В настоящее время в развитии урбанизированной системы Саратова наблюдаются определенные закономерности и процессы, которые сильно влияют на всю работу, выполняемую ЕДС и ИДС. По мере развития городской территории нагрузка на общую систему дренажных сетей постоянно растет. За последние два-три десятилетия в динамике развития дренажной сети происходят негативные процессы, связанные с естественным и антропогенным нивелированием городского рельефа, уничтожением эрозионной сети в результате застройки, засыпки техногенным материалом и замусоривания долин рек, оврагов и недостаточным строительством новых линий ливневых коллекторов и дренажей.

Предпосылкой выработки стратегии оптимизации функционирования ЕДС и ИДС городских территорий являются следующие комплексные геоэкологические и эколого-геологические исследования изучаемых объектов.



Изучение геолого-геоморфологических закономерностей развития городской дренажной системы.

Изучение физико-географических и геоэкологических особенностей развития городской дренажной системы.

Изучение влияния геоэкологических особенностей городских территорий на эволюцию овражных комплексов.

Козволюционные предпосылки взаимодействия ЕДС и ИДС урбанизированных территорий.

Функционирование естественной дренажной сети

В результате урбогенеза эрозионная сеть на территории Саратова, существующая уже более 400 лет, претерпела значительные изменения. Некогда крупные долины Глебучева, Белоглинского, Токмаковского и других оврагов прорезали город, расчлняя его на кварталы бедняков и богатых. В их устьевые части могли заходить небольшие речные суда. В настоящее время средняя мощность насыпных грунтов в эрозионных, в основном транзитных, формах рельефа в центральной части города достигает 1–3 м, а в долине уже исчезнувшего и потерявшего свои былые функции Белоглинского оврага и в отдельных участках долины Глебучева оврага – до 10 м [1]. В целом в развитии современной овражно-балочной сети территории Саратова идут два взаимосвязанных процесса естественного и антропогенного нивелирования. Первый происходит в результате засыпки и загрязнения людьми эрозионных долин, более мелкие их порядки в своих верховьях «застывают», приспособившись к новому, более высокому, базису эрозии, также обрастая при этом техногенным и бытовым мусором. Второй процесс обусловлен прогрессирующим ростом городской территории за счет разравнивания новых площадей земли под строительство зданий и сооружений (порой хаотично расположенных), прокладки новых дорог, повторного асфальтирование уже существующих транспортных сетей и т.д. Свою лепту вносит также применение свайного метода во время строительства фундаментов многоэтажных домов при расположении их поперек основному естественному стоку поверхностных и грунтовых вод. В результате действия всех этих факторов водный поток, перемещаясь по естественным уклонам геоморфологических структур города, вынужден искать новые пути разгрузки, проникая в подвалы (а порой и в нижние этажи) жилых домов и зданий, разрушая фундамент и стены, разбивая асфальтовое покрытие дорог (рис. 1), подмывая опоры линий электропередач. Серьезная опасность кроется в строительстве крупных многоэтажных домов, фундамент которых нередко закладывается одной частью на коренном склоне, а другой – на насыпном грунте. Такие участки долин оврагов и балок являются крайне

неустойчивыми. На них развиты различные просадочные и микрооползневые процессы, особенно на контактах коренных пород и насыпных грунтов. Через некоторое время здания, построенные на таком месте, могут дать трещины и перекосы, а в конечном итоге – усилятся процессы разрушения, начиная с фундамента. Примером могут служить проявления оползневого процесса в районе ул. Посадского. Большая часть жилых домов на склоне несколько лет назад была деформирована, в опасной зоне находятся дома №108, №112 (угол ул. Некрасова). В настоящее время в динамике оползня наблюдается относительное равновесие. Еще одним примером взаимосвязи эрозионных процессов и активной оползневой деятельности являются районы садово-огородных участков и дачных поселков на территории Саратова, где в результате наложения комплекса антропогенных и природных факторов масштабы геоэкологических катастроф и риск проживания в этих зонах людей с каждым годом сильно возрастают. Проявление подобных процессов на склонах долины Гуселки, где также наблюдается активизация оползневых процессов, в частности развитие новой крупной оползневой системы, уже приведшее к разрушению отдельных кирпично-бетонных двухэтажных домов, иллюстрирует рис. 2. Причинами активизации оползневых процессов являются преимущественно антропогенные факторы: неумеренный полив садов и огородов на территории зоны оползневой опасности, прокладка и активная эксплуатация грунтовой дороги с щебневой насыпкой (что вызывает повышенную вибрацию, уплотнение грунта, повышение механической нагрузки). Сошедший оползень своим языком частично перегораживает русловую часть р. Гуселки, что вызывает образование заболоченных участков. Хорошо наблюдаются явления «пьяного леса», дальнейшего растрескивания сползших элементов. Есть все основания прогнозировать, что оползень в ближайшие годы, выработывая профиль равновесия, активно продвинется в глубь левого берега реки, осложнится новыми блоками и чешуями, что повлечет за собой разрушение дороги и дачного массива. В качестве предупредительных мер необходимы регулирование полива, запрет эксплуатации дороги большегрузным транспортом, а также желательна ликвидировать ближайшие к оползню садоводческие участки.

Функционирование искусственной дренажной сети

При анализе современного состояния ИДС Саратова использовались в основном официальные документы, данные СМИ (опубликованные газетные статьи, интервью работников административных служб), web-сайтов Интернета, а также маршрутные наблюдения. Научных публикаций и фондовых материалов, специально



Рис. 1. Временные водотоки разбивают асфальтовое покрытие дороги, образуя на ней небольшие эрозионные формы – канавы, бороздки, рытвины. Район 2-й Дачной. Фотография И.А. Яшкова, 2006 г.



Рис. 2. Последствия схода оползня в долине р. Гуселки (Саратовский участок). Фотография И.А. Яшкова, 2006 г.

посвященных данной тематике, не встречено (согласно устным сообщениям В.З. Макарова и В.А. Кононова).

В настоящее время эксплуатацию и строительство новых ливневых сетей Саратова осуществляет МУП «Водосток», на балансе которого находится около 180 км (по другим официальным данным – около 250 км) ливневой канализации и 20 км дренажей [2]. Деятельность этого предприятия координирует специальное структурное подразделение городской администрации – управление по инженерной защите Саратова. Согласно Положению, основными задачами данного управления являются:

- а) курирование всех предприятий, занимающихся строительством и эксплуатацией сооружений инженерной защиты;
- б) организационно-методическая координация работ по инженерной защите города от опасных геологических процессов;
- в) сбор и анализ информации о подтопленных и оползневых зонах на территории города и участков разрушения берегов водохранилища;
- г) научная и организационно-методическая координация работ по инженерной защите от опасных геологических процессов на территории города;
- д) организация и координация работы технического совета города по инженерной защите от опасных геологических процессов;
- е) оперативное управление и контроль за деятельностью муниципального унитарного предприятия «Водосток» и др. [3].

По данным, которые приводит директор МУП «Водосток» Ю.А. Соседов газете «Толк» [4], главной причиной поверхностного подтопления многих улиц Саратова является бытовой мусор (бутылки, пакеты, бумага) и песок, которым зимой посыпают дороги. При снеготаянии и сильных дождях весь

этот песочно-бытовой материал попадает через решетки коллекторов в городскую ливневую сеть. Очистить от него ливневки можно только вручную с применением ведер, багров и лопат.

Одной из причин тяжелого состояния ливневой канализации Ю.А. Соседов называет износ дренажных сетей на 90% при их эксплуатации около 30 лет. До сих пор остается сложной ситуация и с определением юридической принадлежности городской ливневки. Когда несколько лет назад МУП «Водосток» брал ливневки на баланс, их было всего 20 км. За время работы были найдены еще 180 км. Но на большинство коллекторов нет даже проектной документации [4]. В МУП «Водосток» в настоящее время занимается не только вопросом очистки ливневых канализаций, но и «поиском» забытых, засыпанных и разрушенных коллекторов. За все время существования городской ливневой сети (начиная со второй половины XIX в.) было утеряно много документации, в которой отражались схемы и планы существующих дренажей, сами они переходили «из рук в руки» различных административных учреждений.

Интересно по этому поводу рассуждает в своей статье [5] историк и журналист Д. Чернышевский: «“Водная” проблема Саратова имеет давние корни. Уходит она ещё во вторую половину XIX–начало XX в., когда «на болоте» был застроен район Крытого рынка. Но в то время к воде относились серьезнее, вкладывали деньги в строительство дренажных систем и водоотводов. Некоторые «царские» водоотводы, заброшенные и забытые, исправно работают до сих пор. «Пойменный» характер саратовских грунтов учитывался и в составленном при Николае II генеральном плане застройки Саратова, на котором предусматривалось сохранить все саратовские овраги, как естественные водосбор-



ники. Именно овраги (Глебучев, Токмаковский и др.) определили странное направление наших улиц, идущих под углом к Волге: Московская, Немецкая и другие магистрали специально были заложены параллельно оврагам, чтобы отходящие от них уличные застройки упирались в овраги перпендикулярно и «отводили» в них излишки воды. Строили дренажные системы и при Сталине, когда в Саратове проложили 42 км общегородских водоотводов, осушив район от вокзала до ул. Чапаева. Но при Хрущеве про геологию и подземное хозяйство как бы забыли. И с середины 1950-х гг. инженерная защита Саратова была брошена на произвол судьбы. А тем временем заполнилось Волгоградское водохранилище, и уровень подпочвенных вод сделал резкий скачок вверх» [5].

Сейчас, по данным Ю.А. Соседова, специальными бригадам рабочих и специалистов «Водостока» приходится заниматься поиском не только забытых всеми ливневок, но и решеток коллекторов и крышек канализационных люков с помощью миноискателя, так как их замуровывают асфальтовым покрытием при ремонте дорог. Зачастую это делается в корыстных целях. По словам Ю.А. Соседова, администрация города издала распоряжение, согласно которому ливневки возле организаций должны очищать сами предприниматели. К примеру, руководство «Торгового центра» решило просто не тратиться по таким «пустякам». Там ливневки тоже заасфальтировали. Работникам «Водостока» приходится спускаться в коллекторы людей и отыскивать люки изнутри. Только за один 2003 г. в Ленинском районе Саратова были обнаружены около ста замурованных колодцев [4].

На современное состояние и функционирование ИДС Саратова оказывают влияние не только выбросы бытового мусора и забивка коллекторов песком. При строительстве новых многоэтажных домов зачастую канализационные трубы подводят прямо к ливневым сетям или выводят непосредственно в долины оврагов (примером могут служить дома пос. Шарковка в Заводском районе, дома по ул. Кавказская в р-не Заводского загса) [4], что представляется «Саратовводоканалу» «экономичнее». Похожая ситуация складывается и в частном жилом секторе Саратова. По данным генерального директора МПП «Саратовводоканал», председателя постоянной комиссии по градостроительству, жилищно-коммунальному хозяйству, архитектуре, земельным ресурсам Л.В. Абрамовой, порядка 30% частных домовладений не имеют присоединения к системе городской канализации. Это практически весь район Глебучева оврага и частные домовладения на окраинах города».

Поддержание ИДС в городе в более или менее нормальном состоянии, строительство новых ливневок обходится городскому бюджету в десятки миллионов. Проектирование и строительство занимают продолжительное время. За 2002–2004 гг.

в Саратове были построены дренаж п. Мирный протяженностью 4 км, лучевой дренаж на пересечении улиц Рахова и Белоглинской, лучевой дренаж в районе музея им. Радищева, ливневая коллектор по ул. Чапаева – 600 п. м., ливневая канализация по ул. Б.Садовой – 800 п. м., ливневая канализация по ул. Б.Казачьей – 300 п. м. В 2005 г. велись следующие работы: прокладка дренажа по ул. Первомайской Октябрьского района; прокладка дренажа по ул. Соколовой Волжского района; строительство ливневого коллектора Белоглинского оврага. В 2006 г. велось строительство ливневого коллектора в районе ВСО Ленинского района, ливневой канализации в Заводском районе по ул. Огородной. Строительство одного погонного метра коллектора сечением 500 мм обходится в 8–10 тыс. рублей [2].

В настоящее время все проектные расчеты по строительству новых ливневок находятся в ведении МУП «Водосток», «Саратовгражданпроект» и ООО «Эколайн». По различным данным, для нормального функционирования городской ИДС необходимая длина сети ливневых коллекторов и дренажей должна быть не менее 800–1000 км.

Выводы

Для разработки первоочередных мероприятий по сохранению и улучшению основных функциональных характеристик элементов общей дренажной сети городской системы, помимо изучения геолого-геоморфологического строения и гидрогеологических особенностей рассмотренной территории, требуется анализ параметров эрозионных бассейнов и имеющихся в их пределах элементов ИДС. Одним из возможных методов является сопоставление схем элементов естественной и искусственной дренажных систем в пределах отдельного водосборного бассейна внутри городской среды, выполненных в крупном масштабе (рис. 3, а, б). Природная эрозионная сеть, представленная в виде системы линий тальвегов, дает наглядную информацию о характере рисунка природной сети и уровне развития современной ливневой канализации. При необходимости возможность корреляции этих схем увеличивается с учетом использования дополнительных характеристик: глубины залегания грунтовых вод, литологического состава геологического субстрата, мощности техногенных грунтов и т.п.

При анализе потенциальной возможности отдельных структурных элементов изучаемых эрозионных бассейнов выполнять функции переноса и разгрузки поверхностного и подземного стока надо учитывать тот факт, что многие тальвеги первых порядков эрозионной сети Глебучева и Белоглинского оврагов в настоящее время засыпаны техногенным материалом, а по долине главного тальвега проложены бетонные коллекторы. Мощность техногенных грунтов на отдельных участках достигает 5–10 м. В этих

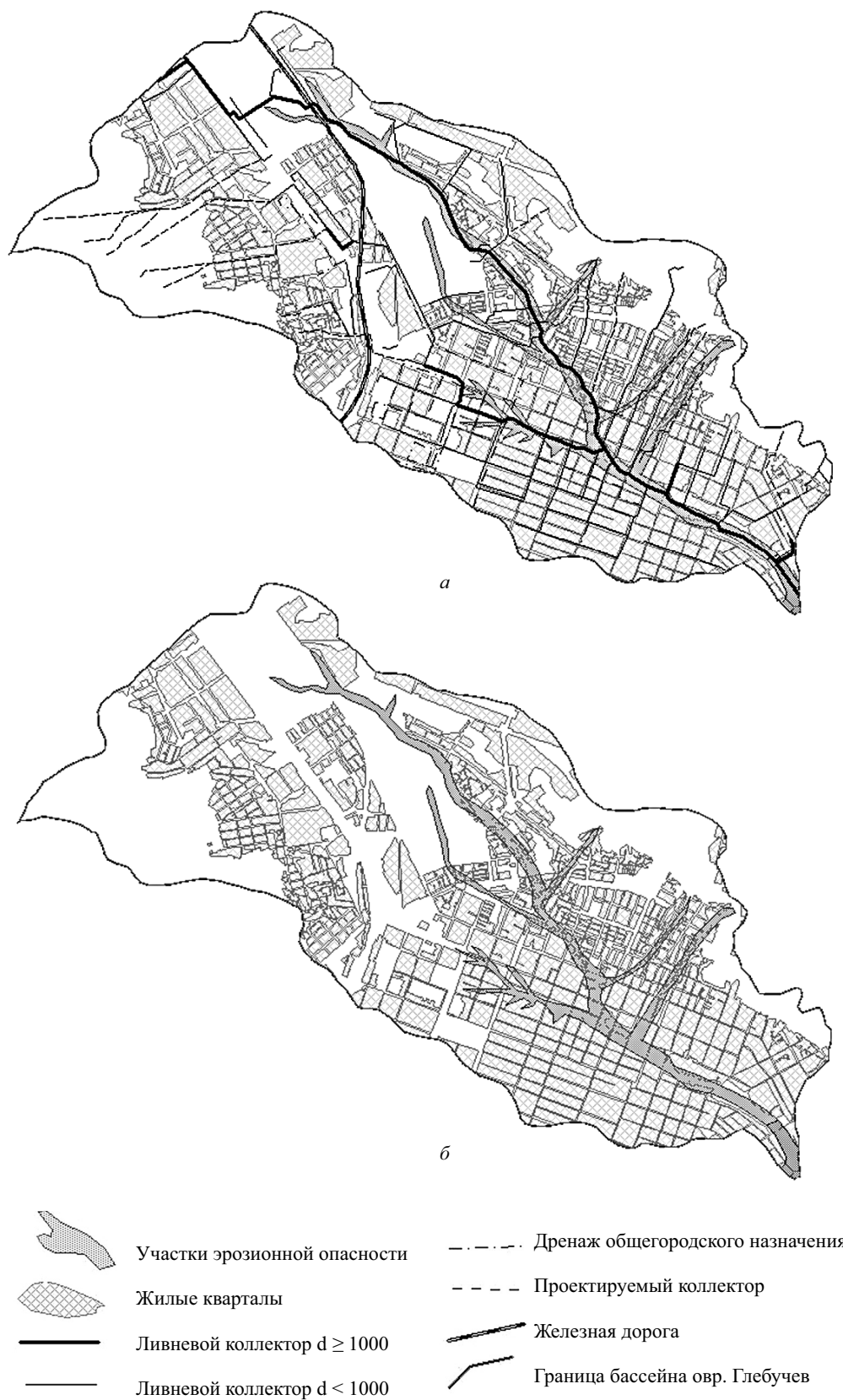


Рис 3. Дренажная сеть бассейна Глебучева оврага: *a* – схема наложения ЕДС и ИДС; *b* – реконструированная долинная сеть (Башкатов, 2004 г.)



условиях ИДС берет на себя основную роль по выполнению функций, которые изначально должны обеспечиваться элементами ЕДС. При разработке проекта и строительстве ИДС инженерами учитываются особенности рельефа и водного баланса территории, необходимые для определения основных направлений заложения коллекторов и их суммарной длины.

Все выше описанные процессы, характерные для современных естественной и искусственной дренажных сетей территории Саратова, происходят в результате закономерного развития городских урбосистем. Основные факторы, ограничивающие нормальное функционирование городской дренажной сети, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные факторы, ограничивающие нормальное функционирование городской дренажной сети Саратова

Естественная дренажная сеть	Искусственная дренажная сеть
Естественное и антропогенное нивелирование ЕДС в результате урбогенеза	Отсутствие необходимой сети городской ливневой канализации (около 250 км из необходимых 1000 км)
Строительство жилых домов и сооружений, транспортных сетей поперек основному естественному стоку поверхностных и грунтовых вод	Износ до 90% всех ливневых сетей города
Строительство жилых домов и сооружений, транспортных сетей на насыпных грунтах	Неполная рабочая мощность ливневой сети (до 50% от проектных расчетов)
Малое озеленение овражных систем	Сброс бытового мусора и канализационных вод в коллекторы
Сброс бытового мусора, жидких и твердых отходов в долины оврагов	Незаконные врезки канализационных труб частного жилого сектора в городские коллекторы
	Отсутствие собственной дренажной сети под новостройками
	Замуровывание люков и решеток коллекторов асфальтовым покрытием

Влияние урбогенеза не остановить, но его можно оптимизировать через принятие последовательных шагов по сохранению устойчивости этой, так называемой «кровеносной системы», города.

1. Противодействие повышению уровня грунтовых вод:

а) за счет строительства мощной системы дренажей в долинах оврагов и плотно застроенной центральной части города;

б) создания биодренажа – посадки деревьев с мощной корневой системой (тополь пирамидальный и дрожжащий, ива вавилонская, ушастая, краснотал и др.) в наиболее подверженных процессу подтопления участках города.

2. Перестройка и укрепление жилых и промышленных зданий и территорий (принятие инженерно-технических мер по защите (укреплению) фундамента и стен зданий, строительство дренажа и ливнеотводящих коллекторов).

3. Создание комплекса мер по поддержанию и частичному восстановлению природных функций городской ЕДС:

а) через очистку долин овражно-балочных комплексов и других эрозионных элементов городской структуры от бытового мусора и твердых отходов;

б) строительство новых ливневых коллекторов вдоль улиц, располагающихся поперек склонов оврагов;

в) укрепление склонов оврагов для защиты от проявления на них опасных эколого-геологических процессов (оползней, обвалов, просадок) и др.

Ключевым является вопрос, может ли ИДС замещать ЕДС, выполняя его функции в полной мере в объеме городской урбосистемы? При решении этого вопроса необходимо руководствоваться в первую очередь тем соображением, что вся городская дренажная сеть (ЕДС и ИДС) развивается коэволюционно во времени и пространстве. Для изучения условий оптимального функционирования городской дренажной сети требуется анализ всего комплекса природных и антропогенных факторов, участвующих в процессе ее развития. Для этого нами используются различные геоэкологические и эколого-геоморфологические методы изучения. Исследования носят междисциплинарный характер. В частности, совместно с коллегами с факультета нелинейных процессов СГУ – член-корреспондентом РАН, профессором Д.И. Трубецковым и доцентом А.А. Короновским получены первые результаты по применению фрактального метода для изучения ОБС территории Саратова [6, 7].

Мы выражаем благодарность за консультации профессору В.З. Макарову, В.А. Кононову, сотрудникам МУП «Водосток» Б.М. Джамгарову и В.П. Пантелееву, сотруднику ООО «Эколайн» А.А. Вихрову, за помощь в обработке картографического материала – ассистенту кафедры геоморфологии и геоэкологии СГУ А.В. Федорову, а также студентам географического факультета С.В. Усагалиеву и В.А. Кравцовой.

Библиографический список

1. Саратов: комплексный геоэкологический анализ / С.А.Артемьев, В.Н.Еремин, А.В.Иванов и др.; Под. ред. А.В.Иванова. Саратов, 2003. 248 с.



2. Шейкин С.В. Он-Line конференция // СаратовБизнес-Консалтинг [Электрон. ресурс]. 2005. Режим доступа: <http://www.saratovmer.ru/comitets/60/>
3. Официальный сайт администрации города Саратова: Управление по инженерной защите города. [Электрон. ресурс]. 2005. Режим доступа: <http://www.saratovmer.ru/comitets/60/>
4. Алексеев В. Мы все утонем в сточных водах // Толк [Электрон. ресурс]. 2004. Режим доступа: <http://www.gazetatolk.ru/N40/n40.htm>
5. Чернышевский Д. Город на песке // Саратовские вести. 2000. № 195,
6. Иванов А.В., Короновский А.А., Минюхин И.М., Яшков И.А. Определение фрактальной размерности овражно-балочной сети города Саратова // Изв. вузов. Прикладная нелинейная динамика. 2006. Т.14, №2. С. 64–73.
7. Koronovskiy A.A., Minyuhin I.M., Ivanov A.V., Yashkov I.A. Definition of the fractal dimension of Saratov ravine network // «Problems of Geocosmos» 6-th International Conference, St. Petersburg, Petrodvorets, 23-27 May, 2006. St. Petersburg, 2006. P. 159–160.