



## ГЕОГРАФИЯ

УДК 911.52(282.247.41)

### АНАЛИЗ ЛАНДШАФТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПРОБЛЕМ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ НА ОСТРОВАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОЛГОГРАДСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

М.Ю. Проказов

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

В статье дается анализ современной ландшафтной дифференциации пойменно-островных геосистем северной части Волгоградского водохранилища. Определяются последствия зарегулирования Волги для волжских островов. В работе указаны основные виды природопользования на исследуемом участке реки, выявляются проблемы охраны природы и создания особо охраняемых природных территорий на волжских островах.

**Ключевые слова:** Волгоградское водохранилище, пойменные острова, ландшафтная дифференциация, особо охраняемые природные территории (ООПТ), рациональное природопользование.

**Landscape Differentiation and Problems of Conservancy Analysis of North Part of Volgograd Storage Pond Islands**

М.Yu. Prokazov

Modern landscape differentiation analysis of North part of Volgograd storage-pond flood-plain-island geosystems is introduced in the article. Also consequences of regulated Volga River and Volga islands are detected. The article points main types of nature management in the observable part of the river, explores problems of nature preservation and Volga islands Protected areas generation.

**Key words:** Volgograd storage-pond, flood-plane islands, landscape differentiation, Protected areas, conservancy.

#### Постановка проблемы

Во второй половине XX в., после сооружения плотин и возникновения системы водохранилищ, природные комплексы р. Волги претерпели значительные изменения. В границах Саратовской области было создано два волжских водохранилища – Саратовское и Волгоградское. Если проанализировать конфигурацию всего каскада «Большой Волги» [1], то можно отметить своеобразие северной озеровидной части Волгоградского водохранилища (рис. 1).

Здесь, как нигде на зарегулированной Волге, сохранились обширные пойменно-островные комплексы. Площадь данной территории с зеркалом воды составляет более 650 кв. км, из которых 40% – пойменные острова (рис. 2). Вместе с тем в настоящее время участок Волгоградского водохранилища, ограниченный широтами городов Маркса – на севере и Саратова – на юге, является объектом активного природопользования. Эта территория подвержена значительным антропогенным нагрузкам. На пойменные геосистемы данного участка Волги оказывают влияние и крупные населенные пункты, среди которых областной центр – Саратов и второй по величине город области – Энгельс, и многочисленные турбазы на волжских островах, и крупнейшие транспортные магистрали (два автомобильных и железнодорожный мосты), а также промышленные и сельскохозяйственные производ-



НАУЧНЫЙ  
ОТДЕЛ





Рис. 1. Северная часть Волгоградского водохранилища в Камско-Волго-Донском каскаде

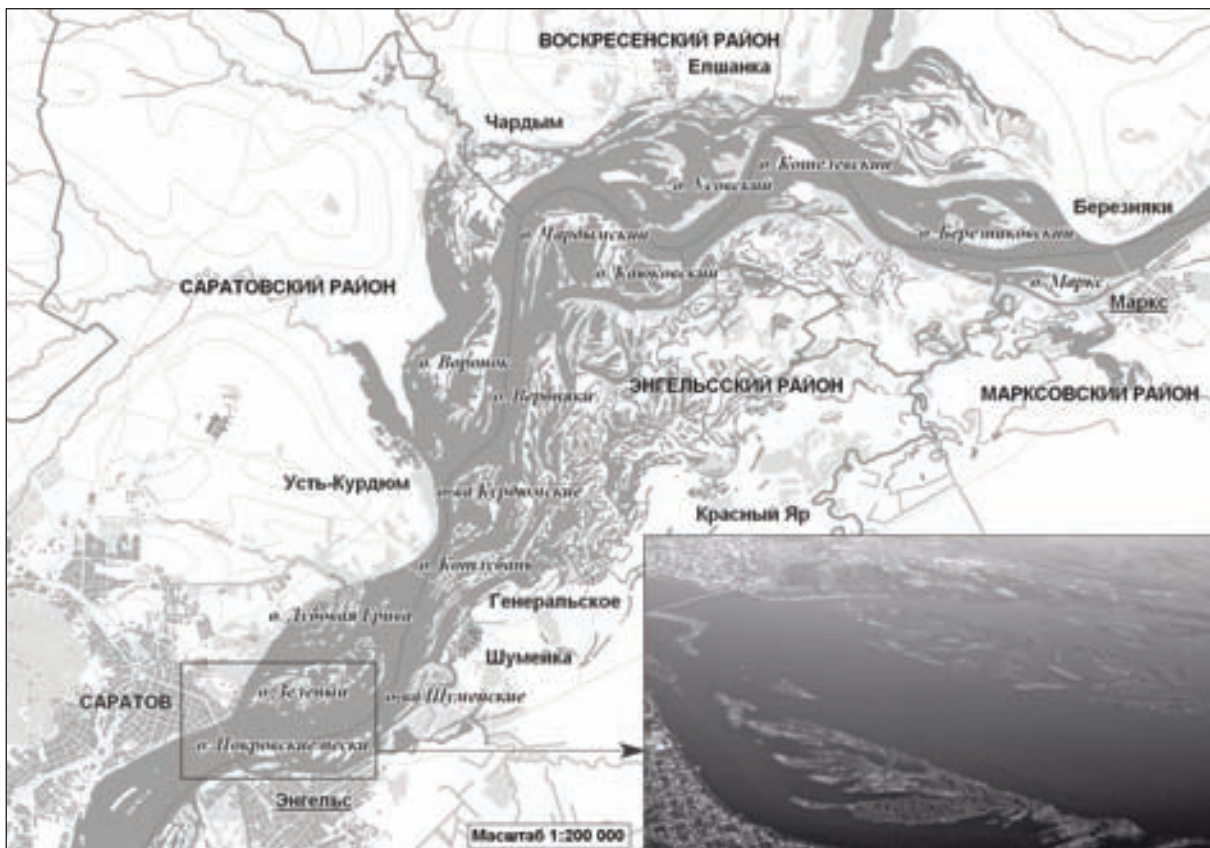


Рис. 2. Сохранившиеся пойменно-островные геосистемы р. Волги в северной части Волгоградского водохранилища



ства на берегах реки [2]. В настоящее время нет каких-либо четко сформулированных данных по ландшафтной дифференциации современной природно-антропогенной геосистемы поймы реки. Отсутствует соответственно и какая-либо программа по рационализации природопользования в заданных границах.

Цель данной статьи – выявить основные ландшафтные характеристики выделенной территории, определить виды природопользования, соответствующие различным ландшафтным единицам, и дать рекомендации по рациональному использованию пойменных геосистем северной озеровидной части Волгоградского водохранилища.

### Изученность территории

Для понимания всех природных особенностей исследуемой территории необходимо проанализировать материалы разновременных исследований в этой части Волги.

Исследования Волги в границах Саратовской области носили различный характер в зависимости от задач, ставившихся перед учеными. Можно выделить четыре периода исследований:

– первый период, длившийся с начала XX в. и до 1917 г., посвящен в основном изучению биологического разнообразия реки. Были составлены первые научные описания поймы, проведены базовые топографические работы на акватории Волги в районе Саратова [3]. Большую роль в данных исследованиях играла научно-практическая деятельность Волжской биологической станции;

– второй период относится к довоенному времени (30-е гг. XX в.) и первым десятилетиям после Великой Отечественной войны и характеризуется в основном исследованием хозяйственного потенциала реки, масштабным преобразованием ее природы [1, 4];

– третий период – 60-е – начало 80-х гг. XX в. – время комплексных экспедиций, направленных на оценку антропогенных преобразований, вызванных зарегулированием Волги. Здесь следует отметить работу комплексных экспедиций Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ, результатом которой стал обширный материал, характеризующий микроклимат, гидрографию, растительность, животный мир и другие компоненты пойменных ландшафтов [5];

– четвертый период – конец 80-х–90-е гг. XX в. – активность исследовательской работы по изучению поймы резко снижается, сами исследования носят разрозненный характер [6].

Все эти исследования предоставили широкий спектр данных по участку р. Волги в заданных границах. Но в настоящее время в географической науке основным подходом при изучении территорий является ландшафтный, в то время как многие проведенные в течение прошлого века исследо-

вания носили узкоспециализированный компонентный характер. Эта ситуация предопределила организацию новых комплексных ландшафтных исследований пойменных геосистем северной части Волгоградского водохранилища. Данные исследования можно определить как пятый период по изучению выделенной территории. Их некоторые результаты будут изложены далее.

### Последствия создания водохранилища

Создание Волгоградского водохранилища повлияло на все компоненты природы р. Волги и соседних территорий. Урез воды у плотины Волжской ГЭС был поднят на 26 м [7]. Фактически, было проведено региональное преобразование природы, оказалась затопленной огромная территория, в том числе 317 тыс. га пойменных земель [8]. На акватории Волгоградского водохранилища и его берегах стали протекать процессы, типичные для многих водохранилищ всего мира: абразия берегов, заиливание дна, изменение видового состава рыб и т.д.

С момента затопления части долины Волги водами Волгоградского водохранилища прошло уже более полувека. За период с 1958 по 2010 г. пойменные ландшафты от г. Балаково до г. Волгограда претерпели значительные преобразования. При этом свой «первоначальный облик» в большей степени сохранили пойменные геосистемы Волги в направлении от Саратова до плотины Саратовской ГЭС. Если в нижней части водохранилища пойма реки была полностью затоплена, то в озеровидном расширении северной части водоема сохранились остатки верхней поймы в виде множества островов различной площади (см. рис. 2).

После затопления поймы Волги водами Волгоградского водохранилища над водной поверхностью в рассматриваемых границах остались наиболее возвышенные участки поймы. При этом пойменные территории, примыкающие к коренным берегам, отделились от них постоянными протоками, низкие участки островной поймы оказались под водой. В первые годы после затопления была сформирована новая береговая линия пойменных островов и коренного берега. В дальнейшем наибольшему разрушению подверглись острова-осередки, которые были обособлены и до преобразования реки. Их берега, выходящие на коренную Волгу, особенно активно размывались, и острова ежегодно сокращались в размерах, теряя по 0,5–1,5 м берега в год (рис. 3). Так, по данным автора, береговая линия острова Кошелевский с 1980 по 2000 г., от его центральной части к ухвостью, отступила на 30–40 метров. Подобная ситуация характерна для островов: Березняковский, Кошелевский, Воронок и т.д. (см. рис. 3). Такие острова, как Чардымский, Дубовая Грива и Динамовские угодья до 1958 г. примыкали к коренному правому берегу, а островной массив «Красноярская пойма» большую часть года не



Рис. 3. Волновое разрушение берегов островов-осередков на коренной Волге (участок восточного берега о. Воронок). Фотография М.Ю. Проказова, 2007 г.

был отделен водой от левого берега реки. В настоящее время эти участки испытывают меньшее морфологическое преобразование по сравнению с осередками. «Красноярская пойма», например, по конфигурации береговой линии и местоположению озер, проток и затонов остается неизменной последние 20 лет. Поскольку в общем виде рассматриваемый участок Волги представляет собой яр с размываемым правым берегом, то острова, находящиеся западнее коренного русла, испытывают большие преобразования.

Произошло морфологическое преобразование островов, изменились также остальные ландшафтные компоненты. Активировалась смена растительных ассоциаций, исчезли многие виды бентоса и nekтона, трансформировался почвенный покров, поднялся уровень грунтовых вод и т.д. [8, 9].

### Современная ландшафтная дифференциация территории

Исходя из вышесказанного, очевидно, что все компоненты пойменных ландшафтов выделенной части Волги были существенно преобразованы после создания водохранилища. Учитывая пробел в научных работах на саратовском участке р. Волги в конце 80-х – 90-е гг., и лишь компонентные данные, полученные в предшествующие периоды, комплексные исследования обозначенных пойменно-островных геосистем стали весьма актуальными. Автор не только участвовал в полевых работах на отрезке волжской поймы – от г. Балаково на севере до г. Саратова на юге – с 2007 по 2010 г., но и был их организатором. За четыре года полевых работ было исследовано около ста ландшафтных выделов на различных островах прирусловой и центральной поймы. На

ключевых участках изучались рельеф, почвенный покров и структура растительных ассоциаций, фиксировались тип природопользования, рекреационная дигрессия и т.д. согласно методическим рекомендациям, изложенным в работах А.А. Видиной [10], Н.Л. Беручашвили [11], К.Н. Дьяконова [12] и других авторов.

Проанализировав разномасштабные общегеографические, топографические, тематические (почвенные, экономико-географические, лесотаксационные) карты саратовской Волги за разные годы, космоснимки высокого разрешения (космоснимки, снятые в августе 1999 г. камерой КФА-1000, установленной на спутнике Ресурс-01; космоснимки с интернет-ресурса google.map.com), данные предыдущих исследований и собственный полевой материал, автор составил открытую ландшафтную карту изучаемого района масштаба 1 : 25 000. При анализе ландшафтной структуры акватории водохранилища выделяются следующие таксономические уровни ландшафтной организации геосистем (по Милькову Ф.Н. [13]):

#### 1. Ландшафт.

Березняковско-Шумейский пойменно-островной ландшафт северной части Волгоградского водохранилища. Исследуемый участок Волгоградского водохранилища является частью пойменных территорий, в значительной степени преобразованных зарегулированием реки каскадом волжских ГЭС. Данный ландшафт можно выделить по его явным физико-географическим отличиям от соседних участков р. Волги на севере и юге. Севернее плотины Саратовской ГЭС расположено Саратовское водохранилище, где пойменные территории полностью затоплены, первая надпойменная терраса также частично находится ниже уреза воды. Южнее с. Узморье (левый берег



Волги, Энгельсский район Саратовской области) заканчиваются последние пойменно-островные системы Волгоградского водохранилища. Таким образом, *Березняковско-Шумейский пой-*

*менно-островной ландшафт северной части Волгоградского водохранилища* представляет собой частично сохранившуюся пойму старой Волги (рис. 4).



Рис. 4. Ландшафтная структура исследуемого участка р. Волги

## 2. Типы местности.

В пределах данного пойменно-островного ландшафта можно выделить следующие типы пойменно-островных местностей:

- центральный (осередковый) пойменно-островной тип местности – острова-осередки, в прошлом отделенные от коренных берегов «постоянной водой», существенно сократившиеся по площади за время существования водохранилища и размываемые по настоящее время;

- правобережный пойменно-островной тип местности – острова, до затопления примыкавшие к коренному правому берегу Волги, в настоящее время также размываемые вследствие нахождения на внешнем радиусе яра;

- левобережный пойменно-островной тип местности – наибольшая по площади группа пойменных островных массивов, до создания водохранилища соединялась с левым коренным берегом, в настоящее время наименее подвержена разрушению (см. рис. 4).

## 3. Местности.

Типы пойменно-островных местностей, в свою очередь, подразделяются на местности, соответствующие в основном по своим мор-

фологическим признакам различным крупным островным массивам: Березняковскому, Усовскому, Кошелевскому, Курдюмскому, Каюковскому – центральный (осередковый) пойменно-островной тип местности; Пономаревскому, Красноярскому, Марковскому – левобережный пойменно-островной тип местности; Зеленоостровскому, Воронковскому и т.д. – правобережный пойменно-островной тип местности. Также местности можно выделить по ведущему фактору в их формировании совместной поймообразующей деятельности р. Волги и малых рек – правых и левых волжских притоков в выделенном районе. Например, *Чардымская местность* – пойменный массив данной местности сформирован совместной поймообразующей деятельностью р. Волги и р. Чардым, образующей в месте впадения в Волгу обширную дельту, сформированную аллювием малой реки; *Караманская местность* – здесь важное значение сыграла поймообразующая роль осадочного материала, привносимого в Волгу р. Большой Караман, и т.д.

## 4. Урочища и группы урочищ.

В данном случае урочища и группы урочищ распределены внутри различных местностей,



в первую очередь в зависимости от высотного уровня. Продолжительность и частота затопления полыми водами – поемность – сохранила ведущую роль в формировании ландшафтных единиц данного района. Помимо дифференциации по вертикали (высотные уровни), группы урочищ меняются и в латеральном направлении. Например, на островах-осередках значительно сокращается площадь дубрав, а в прирусловой пойме не обнаружены полынные и ковыльные сообщества на несформированных песчаных почвах.

В ходе полевых исследований было выявлено несколько типичных урочищ и групп урочищ для всего пойменно-островного ландшафта северной части Волгоградского водохранилища.

#### Низкая пойма:

- пионерные растительные сообщества на песчаных косах низкой поймы;
- полуводные и водные растительные ассоциации на заболоченных участках понижений низкой поймы на иловато-глеевых почвах;
- луговые сообщества на склоновых участках низкой поймы на глеевых суглинистых почвах;
- солонцовые луговые комплексы;
- ивняки на выровненной низкой пойме на глеевых глинистых почвах;
- тополевики на склоновых участках низкой поймы на глеевых супесчаных почвах (рис. 5);
- дубравы на низкой пойме на суглинистых глеевых почвах (рис. 6).



Рис. 5. Топелевики на склоновых участках низкой поймы. Фотография А.В. Кошкина, 2010 г.

Рис. 6. Дубравы ландышевые на высоких гривах и прирусловых валах средней поймы. Фотография М.Ю. Проказова, 2010 г.

#### Средняя пойма:

- тополевики в понижениях средней поймы на слоистых опесчаненных и суглинистых почвах;
- луговые сообщества на склоновых участках понижений средней поймы на глеевых суглинистых почвах (рис. 7);
- тополево-вязовые сообщества в понижениях средней поймы на слоистых опесчаненных и суглинистых почвах;
- дубравы ландышевые на высоких гривах и прирусловых валах средней поймы на суглинистых слоистых почвах (см. рис. 6).

#### Высокая пойма:

- степные сообщества на возвышенных ровных и грядовых участках высокой поймы на неполноразвитых опесчаненных почвах (рис. 8);
- редколесья из тополя и вяза на склоновых участках высокой поймы на неполноразвитых опесчаненных почвах.

Все перечисленные урочища и группы урочищ в разной степени сочетаются в выделенных местностях. В прирусловой левобережной пойме доминирующими урочищами являются дубравы на прирусловых валах и гривах средней поймы и различные луговые ассоциации. В центральной пойме большие площади занимают степные сообщества на неполноразвитых песчаных почвах высокой поймы. Правобережная пойма большей частью занята дубравами, тополевыми и ивняками на различных пойменных уровнях. В настоящее время продолжается обработка полевых материалов, приведенный выше список ландшафтных выделов будет расширен и дополнен.

Часть ландшафтной карты исследуемой территории, где показано пространственное соотношение различных урочищ и групп урочищ в Березняковской местности (о. Березняковский) в центральном пойменно-островном (осередковом) типе местности, приведены на рис. 9.



Рис. 7. Луговые сообщества на склоновых участках понижений средней поймы. Фотография М.Ю. Проказова, 2010 г.



Рис. 8. Степные сообщества на возвышенных ровных и грядовых участках высокой поймы. Фотография М.Ю. Проказова, 2010 г.

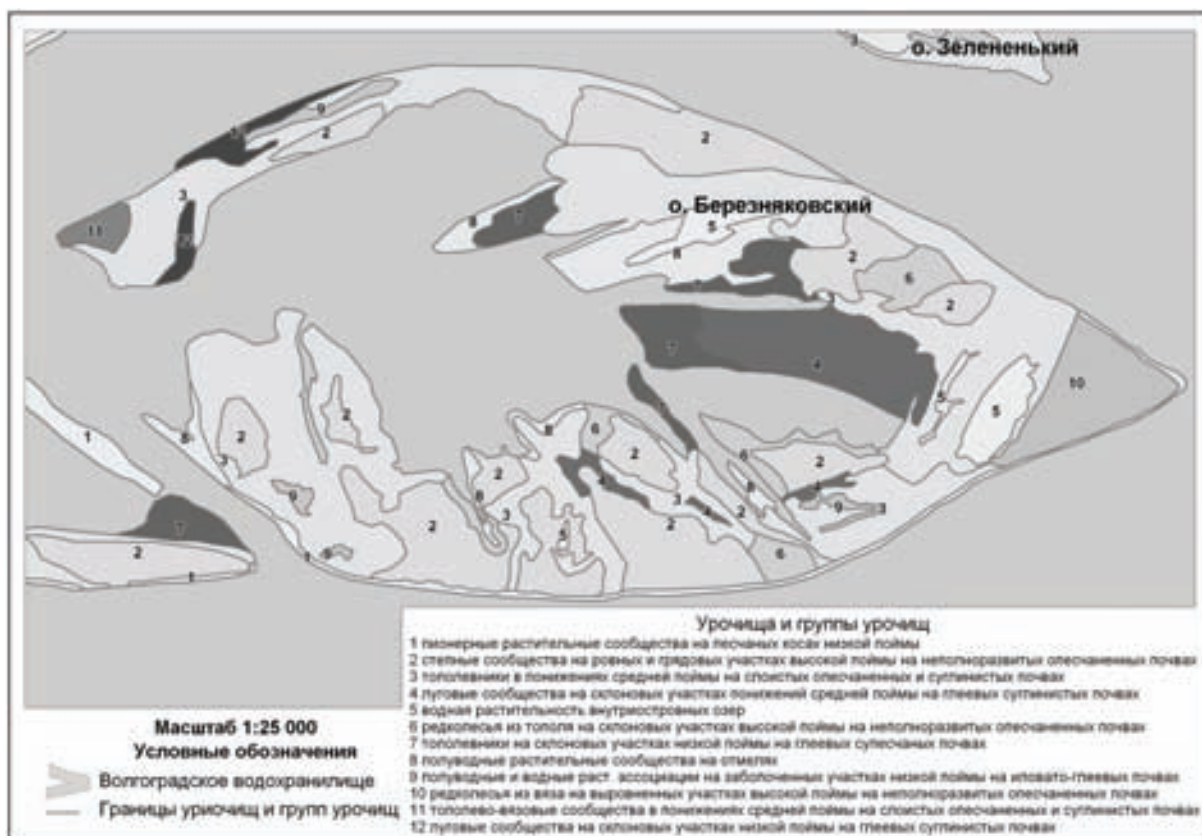


Рис. 9. Ландшафтная карта пойменного участка северной части Волгоградского водохранилища

### Современная структура природопользования

В северной части озеровидного расширения Волгоградского водохранилища можно выделить следующие виды использования территории:

– промышленные зоны – приурочены к территориям Соколовогорского нефтегазоносного месторождения на о. Зеленый [2];

– сельскохозяйственные угодья – поскольку по берегам Волги на данном её участке расположено большое число населенных пунктов, в основном специализирующихся на сельхозпроизводстве, территории близлежащих островов часто используются в качестве сенокосов, выпасных угодий, огородов и садовых участков. Стоит отметить, что этот вид природопользования является



исторически сложившимся и характерным для этой территории на протяжении XIX–XX вв.;

– рыбное хозяйство – лов рыбы на акватории водохранилища производится на различных участках, в основном вдоль берегов коренной Волги;

– водный транспорт – по фарватеру водохранилища в судоходный период ходят пассажирские и грузовые суда. В настоящее время трафик движения значительно уступает показателям до 1991 г.;

– автодорожный транспорт – данный участок водохранилища пересекается двумя автомобильными и железнодорожным мостами;

– трубопроводы, ЛЭП – дно Волги пересекается различными путепроводами, а над её руслом проходят линии высоковольтных ЛЭП;

– рекреационные зоны – встречаются практически на каждом острове в пределах исследованного участка реки. При этом максимальная рекреационная нагрузка приурочена к островам,

наиболее приближенным к городам Саратову и Энгельсу, а также к другим населенным пунктам. По островным берегам располагаются турбазы, индивидуальные палаточные лагеря и стоянки рыбаков [2];

– особо охраняемые природные территории (ООПТ) – островной массив «Дубовая Грива» (площадь 800 га), расположенный напротив северной части Волжского района г. Саратова, является частью ООПТ регионального значения природный парк «Кумысная Поляна» (рис. 10).

Все перечисленные виды природопользования на данной территории часто встречаются в сочетании, взаимно дополняя и перекрывая друг друга. Очевидна высокая и разноплановая антропогенная нагрузка на пойменные геосистемы в заданных границах. Причем процент ООПТ, создание которых является одной из наиболее действенных мер по регулированию взаимоотношений человека с природой, здесь весьма незначительный.

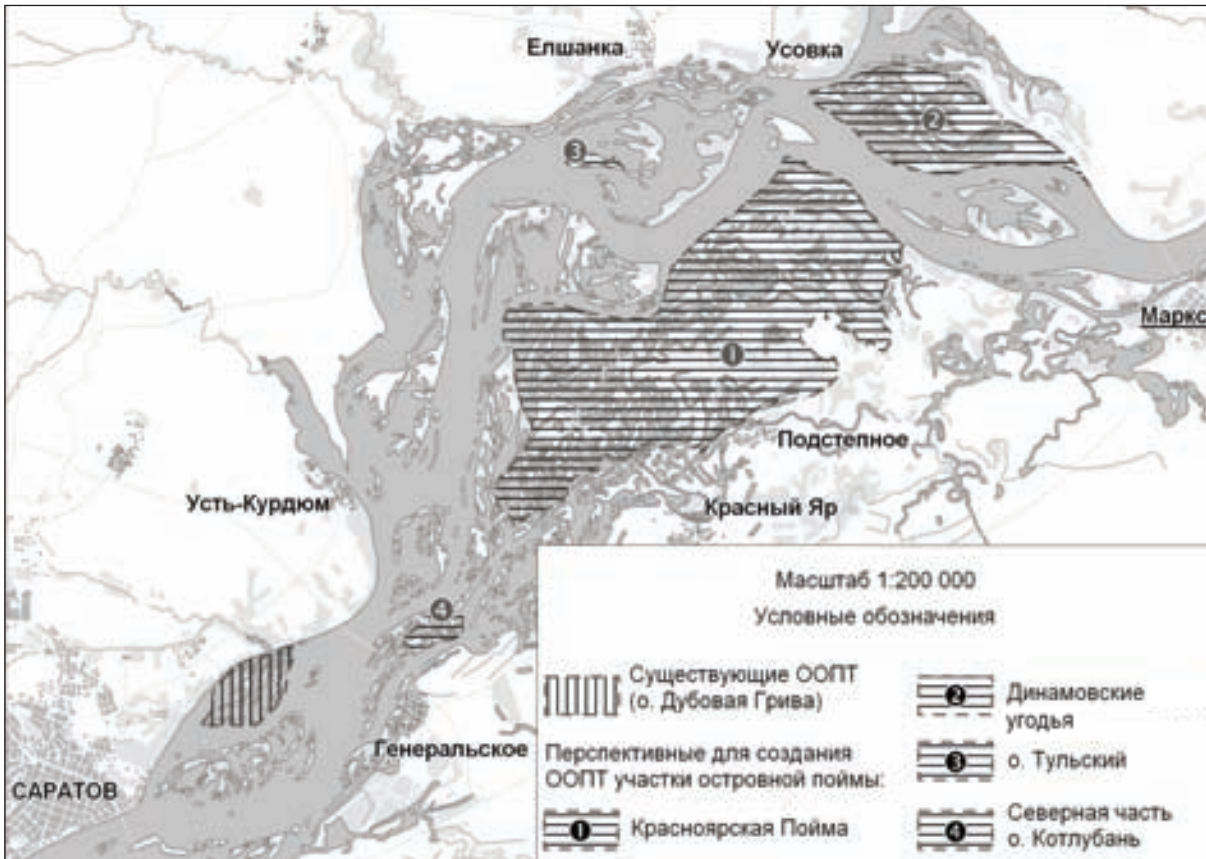


Рис. 10. Особо охраняемые природные территории в границах исследуемого участка р. Волги

### Создание ООПТ как оптимальная программа развития выделенной территории

От всей территории Саратовской области ООПТ занимают лишь 2,5% [14], что явно не достаточно для сохранения экологического баланса территории края. В этой связи придание природоохранного статуса пойменным ландшафтам Волги

существенно увеличит процент охраняемых территорий. Кроме того, за последние годы на данном участке Волги была проведена обширная полевая работа, позволяющая определить пойменные территории с максимальным природоохранным потенциалом. В первую очередь это «Красноярская Пойма» – левобережный прирусловой пойменно-островной массив, расположенный в





районе сел Красный Яр – Подстепное Энгельсского района Саратовской области (см. рис. 10). Данный участок Волги неоднократно предлагался в качестве охраняемой территории, в том числе учеными Саратовского государственного университета Г.В. Шляхтиничевым и А.В. Беляченко [15]. В настоящее время материалы экологического обследования, составленные на основе комплексных полевых работ, выполненных сотрудниками и студентами СГУ в 2010 г., находятся на рассмотрении в Комитете охраны окружающей среды и природопользования Саратовской области. Есть все основания полагать, что в ближайшее время участок будет зарезервирован в целях создания особо охраняемых природных территорий регионального значения. Здесь в охране нуждаются пойменные ландшафты, типичные для Нижнего Поволжья, сохранившиеся в верхней зоне Волгоградского водохранилища после затопления и включающие ландышевые дубравы, белотопольники, заливные и остепненные луга, заболоченные участки. Волжские острова являются местообитанием декоративных и лекарственных растений, редких растений и животных, занесенных в Красные Книги Саратовской области и Российской Федерации (горечавка лёгочная (*Gentiana pneumonanthe* L.), ирис аировидный (*Iris pseudacorus* L.), жук-олень (*Lacanus cervus* (Linnaeus, 1758)), орлан-белохвост (*Haliaeetus albicilla* (Linnaeus, 1758)) и т.д.) [16]. Акватория комплекса – место нереста и нагула ценных пород рыб. Наряду с Красноярской поймой можно выделить еще несколько территорий, перспективных в качестве охраняемых на данном участке Волги: Динамовские угодья, о. Тульский, северная часть о. Котлубань. Здесь могут быть организованы ООПТ как регионального, так и местного уровня (см. рис. 10).

Все перечисленные выше островные комплексы представляют собой своеобразное сочетание эталонных урочищ и местностей, расположенных на данном пойменном участке. Их общая площадь составляет более 14 000 га. Безусловно, для принятия решения об охране этих территорий необходимо не только научное обоснование их уникальности, но и понимание их ценности для природы всей Саратовской области со стороны властей и населения.

## Выводы

Создание Волгоградского водохранилища существенным образом отразилось на всем природном комплексе волжской поймы в пределах Саратовской области. Тем не менее в связи с физико-географическими особенностями данной территории и особенностями затопления водами водохранилища здесь сохранились обширные пойменные земли. Практически на всем протяжении современной Волги (до плотины Волжской ГЭС), представляющей из себя каскад водохранилищ,

этот пойменно-островной участок является уникальным и единственным в своем роде.

Опираясь на данные предыдущих исследований и обширный полевой материал, собранный в течение последних лет, автором были выявлены ландшафтная дифференциация территории, выделены основные таксономические уровни поймы в пределах северной озеровидной части водохранилища. Была также определена структура природопользования в заданных границах, показавшая минимальный процент охраняемых природных территорий в пойме саратовской Волги. Таким образом, организация ООПТ в пределах пойменных ландшафтов северной озеровидной части Волгоградского водохранилища позволит внести существенный вклад в реализацию областной целевой программы «Экологическое оздоровление Саратовской области на 2009–2013 годы» и послужит важнейшим звеном в формировании экологического каркаса нашего региона.

## Библиографический список

1. Проблемы Волго-Каспия / Тр. / Ноябрьская сессия 1933 г. Л., 1934. 638 с.
2. Проказов М.Ю. Применение ГИС-технологий и данных дистанционного зондирования при определении структуры природопользования и участков, перспективных для создания ООПТ, на островах озеровидного расширения Волгоградского водохранилища в районе Саратова // ИнтерКарто / ИнтерГИС 14: Устойчивое развитие территорий: теория ГИС и практический опыт: материалы междунар. конф. Саратов, 2008. Т. I. С. 145–148.
3. Мейснер В.И. Гидробиологические очерки некоторых поемных озер долины реки Волги у Саратова // Тр. / Волжская биол. станция. Саратов, 1909. Т. IV, вып. 5. С. 1–3.
4. Каждан З.А., Кузин В.Н. Сталинградское водохранилище // Учен. зап. Сталингр. пед. ин-та. 1959. Вып. 10. С. 19–34.
5. Труды комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / под ред. А.С. Константинова. Саратов, 1970. Вып. 1. 131 с.
6. Проказов М.Ю. История изучения пойменных ландшафтов Волги в районе Саратова // Изв. Саратов. ун-та. Новая сер. 2008. Т. 8. Сер. Науки о Земле, вып. 1. С. 17–21.
7. Географические исследования в Саратовском университете: сб. ст. Саратов, 1968. 269 с.
8. Труды комплексной экспедиции Саратовского университета по изучению Волгоградского и Саратовского водохранилищ / под ред. А.С. Константинова. Саратов, 1972. Вып. 2. 126 с.
9. Пискунов В.В. Растительность пойменно-островных экосистем Волгоградского водохранилища // Бюл. Бот. сада Саратов. гос. ун-та. 2002. Вып. 1. С. 23–31.
10. Видина А.А. Методические указания по полевым крупномасштабным ландшафтными исследованиям. М., 1962. 147 с.
11. Беручаивили Н.Л. Геофизика ландшафта. М., 1990. 287 с.
12. Дьяконов К.Н., Касимов Н.С., Тикунов В.С. Современные методы географических исследований: кн. для учителя. М., 1996. 207 с.



13. Мильков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. М., 1966. 256 с.
14. Особо охраняемые природные территории Саратовской области: национальный парк, природные микрозаповедники, памятники природы, дендрарий, ботанический сад, особо охраняемые геологические объекты / Комитет охраны окружающей среды и природопользования Саратов. обл.; науч. ред. В.З. Макаров. Саратов, 2007. 300 с.

УДК 911.52 (470.44–25)

## ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ЛЕСОПИРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РЕКРЕАЦИОННЫХ ЛЕСОВ В ЦЕЛЯХ ОРГАНИЗАЦИИ ОТДЫХА (на примере территории природного парка «Кумысная поляна» г. Саратова)

Л.А. Тархова

Саратовский государственный университет,  
кафедра физической географии и ландшафтной экологии  
E-mail: fiz-kafedra@yandex.ru

В статье речь идет о лесопирологической ситуации рекреационной территории – природного парка «Кумысная поляна» г. Саратова, обозначены подходы к выделению критериев для оценки потенциальной горимости лесов.

**Ключевые слова:** рекреационные леса, лесопирологическая ситуация, количество пожаров, площадь гари, дорожная сеть, природный парк «Кумысная поляна» г. Саратова.

### Valuation Methods of the Forest Pyrology Conditions in Recreational Forests for Recreational and Rest Purposes (on Example of the Nature Park «Kumysnaya Polyana» near Saratov-City)

L.A. Tarkhova

The matter is the forest pyrology on the recreational area of the nature park «Kumysnaya Polyana» near Saratov-City. In the article the estimate criterions for the potential ability to burn in the forest are considered.

**Key words:** recreational forest, forest pyrology, wildfire area, conflagrations, road network, nature park «Kumysnaya Polyana» near Saratov.

На возникновение, продолжительность и степень распространения лесных пожаров, кроме природных условий (состояние растительного покрова, метеорологические условия, орографические факторы и др.), большое влияние оказывает антропогенный фактор (небрежность в обращении с огнем, близкое расположение лесных массивов к городским кварталам и пр.). По данным дистанционного мониторинга Global Fire Monitoring Center (GFMC), в германском Фрайбурге общая площадь территории, выгоревшей в результате природных пожаров в России в 2010 г., превысила 10,7 млн га. С марта по ноябрь 2010 г., по данным научного центра аэрокосмического мониторинга «Аэрокосмос», от огня пострадало более 10 млн га [1], что

15. Проказов М.Ю. Изучение пойменных геосистем Волгоградского водохранилища. Развитие физической географии и ландшафтной экологии в Саратовском университете / под ред. д-ра геогр. наук, проф. В.З. Макарова. Саратов, 2005. 171 с.

16. Красная книга Саратовской области: Грибы. Лишайники. Растения / Комитет охраны окружающей среды и природопользования Саратов. обл. Саратов, 2006. 528 с.



сопоставимо с площадью всей Саратовской области (10,02 млн га). Такая ситуация сложилась в результате нескольких причин. Во-первых, аномальная жара в России, приведшая к высуханию растительности, когда лесной пожар мог возникнуть от самого небольшого источника огня и легко перерасти в разрушительный верховой пожар. Во-вторых – слабая работа государственной лесной охраны, фактическая бесхозность и беспризорность больших участков леса. Основная причина возникновения лесных пожаров связана также с хозяйственной деятельностью людей, которая определяется факторами антропогенного происхождения (более 80% загораний случается по вине населения) [2].

Статистика природных пожаров показала, что их всплеск наблюдается в выходные дни, когда люди массово направляются отдыхать на природу. По данным профессора Н.П. Курбатского, 93% всех пожаров возникает в 10 км лесопарковой зоне вокруг городов и поселков, следовательно, пожарная нагрузка превышает здесь естественный уровень в десятки раз [3].

Одним из наиболее крупных целостных представителей лесопарковой зоны г. Саратова является центральный лесной массив Лысогорского плато (296 м абс. выс.), вошедший в 2007 г. в состав природного парка «Кумысная поляна» г. Саратова, ресурсы которого с XIX в. используются в целях рекреации. На территории центрального лесного массива наблюдается напряженная лесопожарная ситуация.

Цель работы – анализ фактической лесопирологической ситуации и выявление критериев оценки потенциальной горимости леса на примере территории центрального липово-дубового лесного массива Лысогорского плато природного парка «Кумысная поляна» г. Саратова.



С 1996 по 2010 г. на территории природного парка «Кумысная поляна» возникло более 220 пожаров, выгоревшая площадь составила с 1996 по 2008 г. 153,0 га. К древесным породам, погибшим в результате горения низовых беглых (НБ) и низовых устойчивых (НУ) пожаров относятся в основном дуб черешчатый нагорный низкоствольный (Днн), сосна обыкновенная (С), клен остролистный (К), но зафиксированы также случаи горения пород – интродуцентов, таких как каштан конский, лиственница сибирская и др. За 2009–2010 гг. была зафиксирована треть от общего количества пожаров рассматриваемого периода при площади, пройденной огнем, 121,24 га (табл. 1). За период с 2007 по 2010 г.

в выходные и праздничные дни возникало 70% пожаров.

31 июля 2010 г. был введен режим чрезвычайной ситуации во всех 38 районах Саратовской области, с мая того же года был введен особый противопожарный режим, запрещен въезд на автотранспорте в рекреационные леса, в том числе на территорию природного парка. Таким образом, количество их посещений в 2010 г. по сравнению с предыдущим периодом сократилось; значения площади, пройденной огнем, оказались ниже по сравнению с менее засушливым 2009 г. (рис. 1), что указывает на высокую степень мобилизации сил противопожарной охраны лесов при тушении возгораний в связи с введением чрезвычайного режима в регионе.

Таблица 1

Пожары на территории центрального лесного массива природного парка «Кумысная поляна» за период 1996–2010 гг.

Год	Количество пожаров	Номер квартала	Площадь пожаров, га	Виды пожара	Преобладающая порода
1996	9	25, 41, 91	3.4	НБ-2, НУ-7	Днн
1997	8	3, 4, 12, 119	2.6	НБ-8	Днн
1998	55	3, 4, 10, 13, 16, 17, 22, 23, 25, 26, 27, 41, 73, 80, 91, 109	36.7	НБ-21, НУ-34	Днн
1999	10	4, 5, 7, 8, 14, 38, 40, 71	15.9	НБ-2, НУ-8	Днн, С
2000	6	3, 13, 22, 25, 71, 91	2.3	НБ-3, НУ-3	Днн
2001	5	76, 87, 96	7.6	НБ-2, НУ-3	Днн
2002	27	3, 4, 15, 25, 52, 75, 98, 102, 114	19.0	НБ-9, НУ-18	Днн, С
2003	4	52, 98, 102, 115	3.8	НБсл-2, НУ-2	Днн
2004	4	25, 110	1.5	НБ сл-4	Днн, К
2005	16	11, 15, 52, 75, 91, 92, 102	17.1	НБ сл-6, НБ ср-10	Днн, С
2006	9	74, 76, 88, 96, 109, 122	25.8	НБ сл-4, НБ ср-2	Днн, С
2007	9	58, 76, 88, 94, 97, 109, 114, 119, 121	11.0	НБ сл-5, В-4	Днн, С,
2008	4	52, 40, 88, 121, 123, 129,	6.3	НБ сл-4	Днн
2009	26	4, 16, 25, 26, 40, 41, 58, 70, 74, 76, 77, 80, 89, 90, 91, 95, 102, 103, 107, 109, 113, 122, 126, 129	92.7	НБ сл, НУ, В	Днн, С, К
2010	30	3, 11, 12, 17, 30, 74, 76, 88, 89, 91, 118, 119	28.54	НБ, НУ	Днн, С
Всего	222	–	274.2	–	–

Практически не подвержена пожарам огромная западная часть природного парка в связи с низкой степенью транспортной доступности и освоенности территории (рис. 2).

Анализ фактической лесопирологической ситуации 2006 г. на территории природного парка позволяет выявить следующее: за пожароопасный сезон одного года загорания могут возникать на одном и том же участке леса, прогалине, поляне; очаги возгорания приурочены к дорожной сети, строениям, учреждениям отдыха (табл. 2).

По плану противопожарного лесоустройства (ПППЛУ) [4] территория центрального лесного массива Лысогорского плато и его склонов отнесена к двум классам пожарной опасности, причем разделение на классы произведено на основе квартальной сетки лесоустройства, что является недостаточным: не учитывается влияние ландшафтных особенностей, метеорологического

и орографического факторов на степень пожарной опасности территории.

При закладке критериев, оценивающих потенциальную горимость леса в условиях малолесных районов типичной степной зоны, исходят из следующих посылов:

- пожары в условиях затрудненного лесовозобновления, недостаточного увлажнения, большой изрезанности опушечной линии имеют лишь отрицательные последствия для экологической ситуации в лесу;

- низовые пожары в условиях типично-степной зоны являются источником сильнейшего нарушения лесной среды в первую очередь в связи с повреждением подроста, подлеска, а особенно самосева и задернения в прилегающих к границам лесфонда ненарушенных природных участков типа степных и с дикой древесно-кустарниковой растительностью, являющихся естественным продолжением лесных ландшафтов.

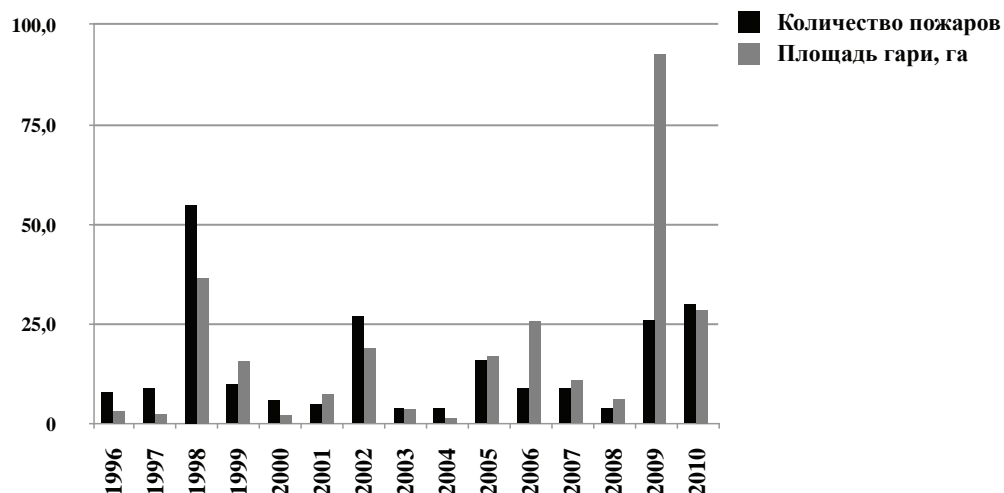


Рис. 1. Количество и площадь пожаров за 1996–2010 гг. на территории природного парка «Кумысная поляна»

Таблица 2

Пожары на территории природного парка «Кумысная поляна» в 2006 г.

Квартал	Выдел	Площадь, га	Привязка очага
96	7	11,0	Питомник
122	2	8,0	Учебная база технического университета «Медик»
76	1	1,0	Примыкает к тропе ко 2-му выделу
88	1–2	0,5	Рядом с тропой. Около 74 кв., между 1 и 2-м выделом
76	1	0,8	Рядом с дорогой на границе 75-го квартала
76	1	1,0	Примыкает к тропе, недалеко от дороги на границе с 89-м кварталом
76	2	1,0	Вокруг тропы
122	2	2,0	Учебная база технического университета «Медик»
74	11	0,5	Граница с 88 кварталом, между тропой и дорогой

Определение пожарной опасности включает в себя три основных взаимосвязанных компонента:

– использование шкалы оценки лесных участков по степени опасности возникновения в них пожаров (отражающей усредненно очередность пожарного созревания лесных участков по периодам возможного возникновения в них загораний);

– составление окрашенной карты-схемы лесов по классам природной пожарной опасности (выявляющей характер пространственного расположения лесных участков с различными классами пожарной опасности (КППО), наличие преград распространению возникающих пожаров;

– определение пожарной опасности по условиям погоды.

Учитывая наличие на территории лесопарка и прилегающей территории различных пород деревьев, их состояние и бонитет, степень использования территории для отдыха и различия в посещаемости разных участков территории, разную удаленность от городских кварталов, а также дифференциацию в увлажненности почвы и воздуха, необходимо произвести оценку степени пожароопасности всей территории лесопарка. Ранее территория разбивалась на три класса пожа-

роопасности [4]. К I классу относились сосновые и лиственные насаждения. На наш взгляд, этого недостаточно. В связи с важностью природного парка «Кумысная поляна» для города следует больше детализировать территорию по классам пожарной опасности.

Предлагается следующая шкала оценки лесных участков по степени опасности возникновения пожаров. К самому высокому I классу опасности следует отнести сосновые насаждения до 20-летнего возраста. Чуть менее опасны сосновые насаждения свыше 20-летнего возраста, также порослевые вырубki дубрав до 20 лет и мягколиственные насаждения до 10-летнего возраста. Эти площади в течение всего сезона от схода снежного покрова до его появления пожароопасны.

Ко II классу пожарной опасности (высокая) относятся крутосклонные боромятликовые дубравы и липняки. Здесь возможны низовые пожары в течение всего пожароопасного сезона.

К III классу пожарной опасности (средний) относятся боромятликовая, узкомятликовая и орляковая дубравы, а также волосисто-осоковая, которые опасны низовыми пожарами в течение всего сезона. Сюда включаются осинник воло-



Рис. 2. Фактическая лесопирологическая ситуация в природном парке «Кумысная поляна» (1996–2007 гг.)

систо-осоковый, кленово-ландышевая дубрава и крутосклонный березняк. Возможны летние и осенние максимумы пожаров.

К IV классу пожарной опасности (умеренный) относятся снытевая кленово-ландышевая дубрава, вязо-дубняк кленовый и осинник кленово-ландышевый. Возможны низовые пожары в летний пожарный максимум.

Очень низкая пожарная опасность (V класс опасности) свойственна пойменным осокоревым дубравам, ольховым судубравам, пойменным ивово-кустарниковым дубравам и приручьевым ольховым дубравам, в которых возникновение пожара возможно при особо неблагоприятных условиях.

Пожарная опасность устанавливается на класс выше для лесных участков, примыкающих к дорогам общего пользования, населенным пунктам, для участков леса (площадью не более 10 га), расположенных среди земель сельскохозяй-

ственного пользования, а также на захламленных лесных выделах.

Шкала оценки лесных участков по степени возникновения в них пожаров, разработанная саратовским филиалом института «Росгипролес», базируется на основе учета ряда признаков. За учетную единицу принят таксационный выдел. В выделе оцениваются лесорастительные условия, крутизна, экспозиция склонов, существующий древесный состав, его полнота, возраст, бонитет, учитываются контрастность ландшафтов, категория леса, хозяйственные распоряжения, наличие дорог населенных пунктов, захламленность территории и другие признаки.

Исследование современной лесопирологической ситуации проводилось на модельных участках, расположенных в лесопарковой зоне Саратова, в непосредственной близости от города в границах природного парка «Кумысная поляна», на основе данных последнего лесотаксационного



описания, проведенного Воронежской экспедицией в 1994 г., и принятой шкалы. Модельные участки, расположенные на трансекте, проложенном в районе памятника природы Андреевские пруды в овраге Широком (11-й квартал) в ландшафтной дифференциации [5], представляют выпуклые пологие и сильнопокатые эрозионные ( $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ ) склоны сложного профиля (200–250 м) с серыми лесными среднесмытыми суглинистыми почвами под липово-дубравой. Территория, прилегающая к прудам, интенсивно используется в целях купально-пляжного, бивачного отдыха. Трансект выходит на платообразную структуру – плоскую ровную поверхность (290–295 м), крутизной 0– $1^{\circ}$  со слабым элювиальным чехлом на песках и песчаниках саратовского яруса палеогена с серыми лесными песчаными и супесчаными почвами под липово-дубравами, березняками, осинниками и преимущественно черноземами выщелоченными

и суглинистыми и супесчаными с разнотравно-злаковыми ассоциациями на полянах и редианах (20-й квартал). Условно-ненарушенный участок мало преобразован хозяйственной деятельностью. Модельным участкам по выделам, составляющим квартал, присваивался класс пожарной опасности, с отображением штриховкой на плане (рис. 3), соответственно I класс – клетчатая штриховка, V класс – вертикальная штриховка.

На основании методики института «Росгипролес» лесопирологическая оценка выделов природного парка «Кумысная поляна», попадающих на модельные участки, произведена впервые (проект противопожарного устройства лесов природного парка не осуществлялся). Кроме того, наложение на рисунок ландшафта, включающий группы урочищ, дает более четкую дифференциацию лесопирологических условий территории.



Рис. 3. Классы пожарной опасности

Необходимо отметить, что деление леса на выделы лесоустроителями оказалось сопоставимым с конфигурацией контуров групп фаций и урочищ в большинстве случаев. Имеет место объединение фаций в группу при хозяйственной однородности выдела.

В целях определения пожарной опасности по условиям погоды была проанализирована связь числа пожаров с метеорологическими условиями каждого из рассматриваемого года. Наибольшее количество пожаров отмечено в 1998, 2002, 2005, 2009, 2010 гг. (55, 27, 16, 26 и 30 случаев соответственно), которые были наиболее засушливыми. Так, величины осадков (за период с апреля по сентябрь) в перечисленные годы составили (по годам) от 103 до 200 мм/период при норме

251 мм. Наименьшее число пожаров зафиксировано в 2003, 2004, 2008 гг., когда сумма осадков составила более 272 мм/сезон. Во все годы, когда численность пожаров не переходила цифру 10, сумма осадков была выше нормы. Кроме того, сыграл роль и человеческий фактор, так как люди просто не шли в лес в сырую погоду.

Важное значение для прогноза загорания и продолжения пожара оказывают факторы орographic и метеорологического характера. Так, на перемещение переднего фронта пожара оказывает влияние крутизна склона, причем необходимо учитывать, как распространяется пожар – поперек склона, вниз или вверх по склону. Необходимо учитывать влажность и температуру приземного слоя воздуха, но особое внимание



должно быть уделено ветровому режиму района, особенно скорости и направлению ветра во время пожара. Специалистами пожарной службы составлены специальные таблицы поправочных коэффициентов, которые учитывают влияние основных факторов на скорость распространения пожаров.

Однако учитываются не все факторы, влияющие на степень распространения пожара, например температура воздуха, а ведь при высоких температурах происходит самовозгорание растительного покрова и сухой подстилки, особенно хвойной. Но наибольшее значение имеют совместные сочетания температуры и влажности воздуха. Однако из всех метеорологических факторов наибольшее влияние на распространение пожара оказывают направление и скорость ветра, причем пожар ведет себя неоднозначно – распространяется он по ветру, против или поперек ветра. Рост скорости ветра от штиля до 3 м/с увеличивает скорость распространения пожара по ветру в 13 раз. Резко увеличивается скорость распространения пожара при малой влажности воздуха, которая чаще всего наблюдается в периоды долгой засухи при высоких значениях температуры воздуха.

В эти периоды, как правило, растительный покров, особенно степной, сухой. Сухая в этот период и подстилка в лесу. Наиболее опасны лесные пожары на крутых склонах, что связано с увеличением турбулентности и восходящих вертикальных токов, возникающих при горячей растительности. При этом значительная крутизна склона как бы приближает подстилающую поверхность к фронту пожара, тем самым способствуя его усилению (увеличение крутизны склона от 35° до 40° увеличивает скорость распространения пожара практически в 3 раза).

Природный парк «Кумысная Поляна» является местом массового отдыха, поэтому вероятность возникновения пожаров здесь увеличивается многократно, особенно в периоды сухой и жаркой погоды. По данным [6], повторяемость сухой погоды (влажность воздуха  $\leq 30\%$  в любой из сроков наблюдений) составляет летом в районе Саратова до 10–12%, в то время как повторяемость влажной погоды (влажность  $\geq 80\%$  в 13 часов) – менее 2%. Это указывает на большую пожароопасность нашего района.

Ветровой режим Лысогорского плато наиболее изучен в рамках исследования микроклимата восточного склона Приволжской возвышенности и Саратова. Увеличение скорости ветра на Лысогорском плато по сравнению с метеостанцией Саратов «Юго-Восток» составляет 10%, но на открытых участках возрастает до 30%.

Наибольшую деформацию ветер испытывает в оползневых цирках, которая выражается в ослаблении его скорости и изменении направления. Наибольшее ослабление скорости происходит в днищах цирков, где ее величина составляет

50–80% от скорости свободного потока (скорости ветра на открытых участках верхней равнины). Ветер в цирках всегда дует вдоль продольной оси. В зависимости от освоенности днищ цирков и характера растительного покрова изменение ветра не одинаково. В Завокзальном цирке, днище которого имеет степную растительность, а склоны покрыты редким кустарником, изменение скорости ветра днем заметно лишь на дне цирка и составляет в среднем 20–30%. Как показали съемки 60-х гг. (Э.Ф. Скоробогатова), ослабление ветра на дне цирка тем больше, чем больше скорость ветра. На склонах цирка скорость не только не убывает, но и, наоборот, возрастает, что особенно заметно на нижней трети склона. Здесь изменение скорости ветра по отношению к скорости на верхней равнине выражено коэффициентом 1,5.

Важным является использование данных метеостанции для обеспечения пожарной безопасности природного парка, расположенного на Лысогорском плато, необходимо обеспечение регулярности получения постоянной информации о ветровом режиме в исследуемом районе.

Таким образом, фактическая лесопирологическая ситуация в центральном массиве природного парка объясняется:

- вклиниванием города в границы лесного массива, значительной изрезанностью опушечной линии и общим опоясывающим расположением города;
- большими значениями крутизны склонов Лысогорского плато, балок, оврагов, ущелий;
- сосредоточением мусора на границе с лесным фондом и внутри лесного массива;
- сильной степенью деградации ландшафтов, высокой стадией (3 стадия) рекреационной дигрессии;
- неоднозначностью восприятия последствий лесных пожаров при проектировании противопожарного благоустройства.

В результате работы выявлены проблемные вопросы:

- ограниченность шкалы для применения в условиях повышенной рекреационной нагрузки;
- возможность дополнительной ситуационной нагрузки ландшафтными интегральными характеристиками планов противопожарного устройства лесов;
- низкий учет пожарных последствий в градации шкал по классификации устойчивости ландшафта.

Оставлены без исследования вопросы наглядности карт для эффективного обнаружения возгораний при маршрутном патрулировании при условии, что на первый план при оценке лесопирологических условий в последнее время вышли такие антропогенные факторы, как сосредоточение источников огня, хозяйственная деятельность, рисунок функционального зонирования и противопожарного благоустройства.



Должного внимания не оказано созданию серий тематических карт, где главными были: деление пожароопасного сезона на периоды пожарных максимумов (весенний, летний и осенний); градация и районирование территории по приемлемо допустимым уровням горимости лесов; разделение пирологических и ценностных признаков лесных экосистем по аспектам: природная пожарная опасность для возгорания, пожарные последствия для леса (конкретной лесорастительной зоны), трудность ликвидации огня, ценность экономическая и экологическая (принятая на данный момент).

#### Библиографический список

1. Лесные пожары в России 2010: защита от гари и дыма, прогнозы, очевидцы, карты и снимки из космоса // Частный корреспондент. 2010. 10 авг. URL: [http://www.chaskor.ru/hub/lesnye\\_pozhary\\_v\\_rossii\\_19076](http://www.chaskor.ru/hub/lesnye_pozhary_v_rossii_19076) (дата обращения: 15.10.2010).
2. Арцыбашев Е.С. Лесные пожары и борьба с ними. М., 1974. 122 с.
3. Курбатский М.П. Методические указания для опытной разработки местных шкал пожарной опасности в лесах. М., 1962. 130 с.
4. Проект организации и развития лесного хозяйства леспаркхоза «Кумысная поляна»: в 3 т. Т. 1. Пояснительная записка. Воронеж, 1995. 185 с.
5. Бобров Г.П., Тархова Л.А. Лысогорское плато как локальная модель ландшафтов южной лесостепи Саратовской области // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. 2009. Т. 9. Серия. Науки о Земле, вып. 1. С. 3–15.
6. Справочник по климату СССР. Л., 1968. Вып. 12, ч. IV. 335 с.





## ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.143 +553.24.065 +551.761

### СИНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СОБЫТИЙ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ТРИАСОВЫХ ТОЛЩ

Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина, А.Д. Коробов

Саратовский государственный университет,  
НИИ естественных наук, отделение геологии  
E-mail: bukina\_tf@land.ru

Событийная стратификация разрезов является направлением исследований, нацеленным на детальную межрегиональную корреляцию осадочных толщ. Авторами на большом фактическом материале установлены наиболее значимые изменения осадочных и вулканогенно-осадочных образований среднего триаса. Весь период среднего триаса охарактеризован проявлением гидротермально-метасоматических процессов в терригенных, биогенных, вулканогенных и смешанных по генезису образованиях. Они прослеживаются на тысячи километров – от Кумо-Маньчского прогиба через Устюрт, Мангышлак, Тургайский прогиб до Западной Сибири. Широкое распространение осадков среднего триаса позволяет использовать синседиментационные гидротермальные процессы в качестве индикаторов геологических событий для межрегиональной корреляции триасовых толщ.

**Ключевые слова:** триас, стратификация разрезов, межрегиональная корреляция толщ, тектоно-гидротермальная активизация, синседиментационные гидротермальные процессы, индикаторы геологических событий.

#### Synsedimentation Hydrothermal Processes as Event Indicators for Interregional Correlations of Triassic Sequences

T.F. Bukina, Z.A. Yanochkina, A.D. Korobov

Event stratification of the sections constitutes an investigation trend aimed at detailed interregional correlation of sedimentary sequences. Based on extensive factual material, the authors have revealed the most significant changes in the Middle Triassic sedimentary and volcanogenic-sedimentary bodies. The entire Middle Triassic is peculiar for manifestations of hydrothermal-metasomatic processes within terrigenous, biogenic, volcanogenic bodies and bodies of mixed origins. Those may be traced along thousands of kilometers: from the Kuma-Manych trough, through the Ustyurt, Mangyshlak, the Turgaiskij trough and up to West Siberia. Widely occurring alterations of the Middle Triassic sediments allow to use synsedimentation processes as geologic event indicators for interregional correlations of Triassic sequences.

**Key words:** Triassic, section stratification, sequence interregional correlation, tectonic-hydrothermal activation, synsedimentation hydrothermal processes, geologic event indicators.

Событийная стратификация разрезов является особым направлением исследований, нацеленным на детальную межрегиональную корреляцию осадочных толщ. В пределах палеозойской и мезозойской шкалы выявлена и охарактеризована последовательность, включающая шестьдесят глобальных и субглобальных событий, уровней разного масштаба [1]. В работе Т.Н. Корень с соавторами были распознаны уровни крупных перестроек палеоэкосистем, охарактеризовано среднеоленёкское (раннетриасовое) событие седиментологического и фаунистического плана, которое может быть прослежено на протяжении 500 км от побережья Оленёкского залива до Хараулакского хребта Лено-Хатангской структурно-фациальной зоны. Совместные исследования с Валентиной Васильевной Липатовой, крупным спе-



НАУЧНЫЙ  
ОТДЕЛ





циалистом в области изучения пермо-триаса России, позволяют рассмотреть абиотические события, протекавшие в триасовую эпоху на ещё более обширной территории.

Нами на большом фактическом материале установлена приуроченность наиболее значимых изменений осадочных и вулканогенно-осадочных образований среднего триаса в результате синседиментационных гидротермальных процессов. Первые данные по этому вопросу были опубликованы в работе [2], посвящённой межрегиональной корреляции триасовых толщ Прикаспия, Мангышлака и Устюрта, где отражена цементация оолитов в известковых осадках крупнокристаллическим кальцитом, доломитом и кварцем при отсутствии признаков предварительного уплотнения материала. Установлено образование хлорит-кварц-альбитовых и хлорит-кварц-анкерит-альбитовых метасоматитов в прослоях туфов, лав, известковых кокколитовых илов анизийского стратиграфического уровня. Эти явления последовательно сменяются более низкотемпературной серицитизацией кристаллокластики в туфолах и известково-туфогенных осадках начала ладинского стратиграфического уровня. К концу ладинского века наблюдаются процессы монтмориллонитизации (смектитизации) всех фрагментов вулканического стекла, содержащегося в осадках, с формированием натёчных форм смектитов. Возраст всех изменений подтверждён палеонтологическими данными [2].

Высокая тектоническая активность Горного и Южного Мангышлака в триасовый период отразилась на информативности петрографических признаков отложений. Среднетриасовый комплекс представлен в основном морскими отложениями и сложен известняками, алевролитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами и смешанными алевроито-известковистыми образованиями преимущественно серой окраски. Известняки разнообразны по составу. В нижней части преобладают водорослевые, псевдооолитные и псевдооолитовые; в верхней части – органогенно-обломочные, доломитизированные пелитоморфные, кокколитовые с примесью туфогенного материала. Гидротермально-метасоматические изменения отложений были успешно использованы для их стратификации и корреляции как информативные показатели событийной стратиграфии [3].

Изучение триасовых отложений Западной Сибири [4,5] также выявило влияние на осадкообразование в среднетриасовое время интрузий, экструзий, трещинных излияний основных лав с образованием зон синседиментационного окварцевания, эпидотизации, смектитизации, цеолитизации, сульфидизации. Так, в скв. СГ-6, на глубине 6555,7–6565,7 м нами фиксируются гидротермалиты с едва различимыми признаками туфов базальтового состава, гематитизированные туфы с гидротермальным каолинитом, долериты с существенно хлоритизированными темноцвет-

ными минералами. В других регионах Западной Сибири широкое распространение в верхах среднего триаса приобрели средние и кислые эффузивы- липариты, туфы псефо-псаммитовые витро- кристалло- литокластические кислого состава. Для этих пород также свойственна интенсивная гидротермальная проработка.

Породы среднего триаса Западной Сибири принадлежат верхней части туринской серии [4]. В нижней части Т<sub>2</sub> преобладают осадочно-вулканогенные образования основного состава с прослоями долеритов. Базальтовые туфы и базальты сложены реликтами лейст андезина и лабрадора, агрегатами кварца, хлорита, серпентина, селадонита, каолинита, смектита (монтмориллонита). Это преимущественно рифтогенные образования, отлагавшиеся в раскаленном состоянии явно на обводнённую поверхность Земли. Пары воды в виде газовых пузырьков пронизывали покровы базальтов и слои туфов. Неустойчивые минералы (пироксены, оливин, вулканическое стекло) в ходе барботажа и до тех пор, пока циркулировали гидротермальные растворы растворялись и замещались глинистыми минералами. Ассоциации гидротермальных минералов замещали вулканогенные минералы избирательно. Пироксены замещаются агрегатами кварца, селадонита, магнетита, хлорита, тонкозернистого кремнистого вещества, образующих зональные везикулы. Фенокристаллы лабрадора и андезина иногда замещены криптозернистыми агрегатами каолинита.

Следует подчеркнуть, что минералы группы каолинита являются индикаторами кислых сред, следовательно, формирование осадочно-вулканогенных комплексов среднего триаса отчасти протекало в обстановке болотных или болотно-озерных фаций. Более пористые туфы подвергались почти полной гидротермальной проработке. В то же время наличие прослоев известняков с кокколитовыми микро- и наноструктурами и величина Sr/Ba коэффициента намного больше единицы определяют проявление морских обстановок.

В верхах среднего триаса более широкое развитие приобретают средние и кислые эффузивы, туфы псефо-псаммитовые витро- кристалло- литокластические также кислого состава. Липаритовый состав туфов определяется по наличию растрескавшихся кристаллов кварца различной формы (до 50%), небольшого количества кристаллов плагиоклаза с нечёткими двойниками и решетчатого микроклина. Значительную роль играют литокластические фрагменты с графической микрогранитной структурой. Часть литокластов замещена цеолитами. Отдельные структурные элементы тонкозернистой массы с трудом различаются в связи развитием глинистых минералов, нивелирующих контуры осколков стекла, шлаков, темноцветных минералов. В гидротермалитах, развитых по кислым



эффузивам, с трудом определяются реликты вкрапленников плагиоклаза и редких темноцветных минералов, в основной массе едва угадываются микролиты плагиоклаза, вкрапленники замещены неоднородным глинистым веществом, по данным рентгеноструктурного анализа, с преобладанием каолинита. Часто в гидротермалитах ярко выражены «кружевные структуры», появляющиеся в результате зонального замещения крупных кристаллов полевых шпатов каолинитом с вермикулами различных размеров, селадонита – радиально лучистыми агрегатами хлорита и гидрослюдю.

Известны сведения о явлениях окварцевания, серицитизации, гидрослюдизации среднетриасовых отложений Кумо-Маньчской впадины. Они имели направленность, аналогичную зафиксированной на Мангышлаке – от высокотемпературных процессов в начале среднего триаса до низкотемпературных в конце. В Кушмурунском грабене, занимающем промежуточное положение между Мангышлаком и Западной Сибирью, гидротермальные процессы, подобные развитым на Мангышлаке, привязаны к среднему и верхнему триасу [6, 7]. Однако, по имеющимся в нашем распоряжении данным, в поздне триасовое время эти гидротермально изменённые образования представлены в разрезах в переотложенном состоянии.

Следовательно, весь период среднего триаса охарактеризован проявлением активных гидротермально-метасоматических процессов в терригенных, биогенных, вулканогенных и смешанных по генезису образованиях. Они прослеживаются на тысячи километров – от Кумо-Маньчского прогиба через Устюрт, Мангышлак, Тургайский прогиб до Западной Сибири. Скорее всего, развиты также на Кавказе и на территории других тектонически активных регионов. Анизийско-ладинское время отличается наиболее яркими явлениями синседиментационных преобразований осадков различного генезиса. Следы этих явлений могут быть уверенно отнесены к разряду событийных индикаторов, тогда как ранее к межрегиональным индикаторам вулканизма разнофациальных толщ относились только прослойки пеплов и развитых по ним бентонитовых глин [1]. Индикаторами вулканической деятельности на всей территории Тетиса, Паратетиса и прилегающих территорий могут служить сохранившиеся в геологической летописи гидротермалиты, которые имеют признаки воздействия специфических агентов на нелигифицированный осадок.

Масштабы этих процессов можно оценить по объёму накопившихся осадков так называемой Пурской свиты Западной Сибири [8]. Она залегает в основании верхнего триаса, сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками с массой переотложенных окатанных обломков вулканитов, гидротермалитов, метасоматитов со сложными реликтовыми структурами. Материалом для её

формирования послужили разрушаемые, в основном среднетриасовые отложения. Мощность Пурской свиты достигает участками 500 м.

Характерными породами верхнего триаса являются базальные конгломераты и гравелиты, залегающие с угловым несогласием в углублениях на частично эродированных комплексах осадочно-вулканогенных образований среднего триаса. Они хорошо коррелируются с аналогичными образованиями Мангышлака и Устюрта [2]. К наиболее информативным компонентам типично терригенных пород относятся переотложенные окатанные фрагменты гидротермалитов с «кружевными структурами», а в Прикаспии – фрагменты кор выветривания. Сходство отложений связано с общим воздыманием территорий, гумидизацией климата, широким распространением однообразных озерных, озерно-болотных и аллювиальных ландшафтов континентального типа, развитием на источниках сноса кор выветривания. Фрагменты гидротермалитов сложены каолинитом, реже другими глинистыми минералами, сохраняющими реликтовые структуры от витрокластической и пепловой до криптозернистой, перлитовой, микролитовой и др., которые подчеркиваются распределением примеси тонкодисперсного кремнистого вещества. В некоторых обломках тончайшие остроугольные частички вулканического стекла замещены кварцем. Каолинит образует червеобразные агрегаты, оконтуривающие первичные структурные элементы.

Этот материал не только встречается в базальных гравелитах, но и составляет основу петрофонда для чередующихся в разрезе песчаников, алевролитов и пелитолитов. Типичные равномерно дисперсные глины не свойственны верхнетриасовым образованиям, хотя во всей литературе им придаётся большое значение. В песчаниках нижней юры фрагменты гидротермалитов и кор выветривания встречаются крайне редко, а глины приобретают обычную равномерную структуру. Эти особенности вещественного состава, прослеженные на большой территории [2], позволяют коррелировать их, особенно при отсутствии палинологических, палеонтологических и палеофлористических данных.

Опираясь на результаты минералого-петрографических исследований, можно предположить, что триасовый период в Западной Сибири ознаменовался весьма сложными геологическими процессами, а проявление рифтогенеза, начавшееся в раннем триасе, достигло максимума между анизийским и ладинским веками, когда наряду с андезитами появлялись потоки базальтов, обогащённых магнием и содержащих реликты форстерита. В ладинском же веке Западная Сибирь превратилась в арену гидротермальной деятельности, «долину тысяч дымов», наряду с трещинными излияниями появились экструзивные купола с кислыми лавами. Режим постепенно сменился тафрогенным,



напряжения растяжения – сжатием, а к началу карнийского века процессы гидротермального литогенеза уступили место терригенному осадконакоплению, когда купола и поля развития гидротермалитов – очень рыхлых пород – начали активно размываться.

Ведущим петрофондом для формирования пурской свиты послужили разрушаемые в поздне-триасовое время вулканические аппараты, потоки и покровы базальтов, поля гидротермалитов среднего и нижнего триаса. Основными генетическими типами отложений, по-видимому, являлись конусы выноса, перекрывающие друг друга, в связи с чем состав обломочного материала на различных глубинах интервала скв. СГ-6 (6012–6522 м) варьирует. Микроскопическое изучение глин пурской свиты в шлифах позволило различить в них пелитово-комковатую структуру с различной величиной минеральных индивидов глинистого вещества и различным их составом, поставившихся из выветрелых и гидротермально измененных эффузивов (из содержащихся в них миндалинов и псевдоминдалинов при сохранении реликтовых морфологических структур). Информативным признаком пурской свиты является также наличие углефицированных растительных остатков во всех типах пород. Все это свидетельствует о том, что во время накопления пурской свиты были также развиты процессы формирования и разрушения почвенных образований.

Таким образом, широкое распространение гидротермально-метасоматических изменений осадков среднего триаса позволяет использовать синседиментационные гидротермальные процессы в качестве индикаторов геологических событий для межрегиональной корреляции триасовых толщ.

УДК 551.762.2 (470.4)

## ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ БАЙОС-БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В МАЛОМ КАМЕННОМ ОВРАГЕ (север Волгоградской области)

Посвящается Е.А. Троицкой

Е.М. Первушов, В.Ф. Салтыков<sup>1</sup>, В.Б. Сельцер<sup>2</sup>,  
А.Ю. Гужиков<sup>3</sup>, М.В. Пименов<sup>3</sup>

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

<sup>1</sup>лаборатория петрофизики  
E-mail: dekanat@geol.sgu.ru

<sup>2</sup>кафедра геоэкологии

<sup>3</sup>кафедра общей геологии и полезных ископаемых  
E-mail: GuzhikovAY@info.sgu.ru, pimenovmv@gmail.com

Показано, что в разрезе Малого Каменного оврага (Волгоградская область) присутствуют снизу вверх: песчаная пачка – как

### Библиографический список

1. Корень Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А. Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России: методическое пособие. СПб., 2000. 166 с.
2. Липатова В.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Межрегиональная корреляция триасовых толщ Прикаспийской впадины, Устюрта и Мангышлака // Проблемы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Саратов, 1991. С. 177–191.
3. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Гидротермально-метасоматические изменения триасовых отложений Южного и Горного Мангышлака (как информативные показатели событийной стратиграфии) / Тр. НИИ геологии СГУ. Новая серия. 2001. Т. VII. С. 57–67.
4. Методика стратиграфических исследований триаса Западной Сибири / В.В. Липатова, Ю.А. Волож, Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию к мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С. 28–31.
5. Корреляция нижне- и среднетриасовых отложений Западной Сибири / В.В. Липатова, Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина, Г.М. Романовская, Н.В. Ильина // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию к мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С. 185–192.
6. Коробов А.Д. Некоторые аспекты гидротермального литогенеза в тафrogenных бассейнах породообразования / Тр. НИИ геологии СГУ. Новая серия. 2001. Т. VIII. С. 123–131.
7. Коробов А.Д. Нижнемезозойские гидротермалиты Кушмурунского грабена. Саратов, 1988. 166 с.
8. Пурская свита – новый стратон триаса на севере Западно-Сибирской плиты / Ю.А. Ехлаков, А.Н. Угрюмов, В.С. Бочкарёв, А.М. Проворова, С.С. Сапфинова, Н.К. Могучева // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию к мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск, 2001. С. 32–48.



нижняя часть аллювиальной гнилушкинской свиты, датированная поздним байосом; верхняя (глинистая) часть прибрежно-морской караулинской свиты, отнесенная к биоzone *Pseudocoscoceras michalskii* верхнего байоса; отдельные интервалы полного разреза жирновской свиты нижнего бата (зона *Gonolkites convergens*), глины которой отлагались в условиях нормального мелководного моря; верхняя часть каменноовражной свиты среднего бата, сложенной светло-серыми тонкослоистыми глинами и алевролитами, рассматриваемыми в качестве регрессивной фации морского бассейна, которые несогласно перекрываются глинами нижнего келловея. Дана магнитостратиграфическая характеристика изученного разреза.

**Ключевые слова:** байос, бат, келловей, свиты, Нижнее Поволжье, магнитостратиграфия.



### The Bajocian-Bathonian Key Section from the Malyy Kamennyj Gully (the North of the Volgograd Region)

E.M. Pervushov, V.F. Saltykov, V.B. Seltser, A. Yu. Gujikov, M.V. Pimenov

The following sequence from the Kamennyj gully (Volgograd Region) has been shown to occur in the section, upwards from below: a sand member as the lower portion of the Late Bajocian alluvial Gnilyushkinskaya suite; the upper (clayey) part of the overlying littoral Karaulinskaya suite, referred to the Upper Bajocian *Pseudocoscoceras michalskii* biozone; fragments of a complete section of the Lower Bathonian Zhirnovskaya suite (*Gonolkites convergens* zone), with the clays deposited under the normal shallow sea conditions; the upper part of the Middle Bathonian Kamennno-Ovrazhnaya suite, composed of light gray, finely laminated clays and aleurites, regarded as regressive facies of a marine basin; those are overlain with the Lower Callovian dark colored clays. Magnetostratigraphy characterization of the studied section was obtained.

**Key words:** bajocian, bathonian, callovian, suite, Lower Volga Region, magnetostratigraphy.

**Введение.** Известные в течение многих лет выходы среднеюрских пород в Каменных оврагах, расположенных вблизи Жирновска на севере Волгоградской области, долгое время рассматривались в качестве ключевых разрезов при расчленении отложений средней юры Поволжья. Несмотря на многочисленные находки в морских образованиях фаунистических остатков, они никогда не описывались в полном объеме с точной привязкой находок аммонитов и другой палеофауны по наблюдаемому разрезу. В основном решалась задача биостратиграфического обоснования принадлежности рассматриваемых образований тому или иному ярусу и подъярусам [1, 2].

Однако при этом возникали трудности сопоставления выявленных аммонитовых комплексов, среди которых отмечались формы, ранее считавшиеся эндемичными и характерными преимущественно для Донбасса, Северного Кавказа и Поволжья, со стандартной аммонитовой шкалой Европы. Относительная фаунистическая бедность, установленная ранними исследованиями в ряде обнажений, не способствовала достоверному диагностированию аммонитов и соответственно определению надежного их стратиграфического положения. В результате возраст вмещающих остатки аммонитов морских глин принимался то позднебайосским [1], то раннебатским [2]. Последняя точка зрения зафиксирована в стратиграфических схемах Русской плиты [3] и Поволжского региона [4], в которых, однако, не обоснованной осталась граница между байосским и батским ярусами.

В то же время недавние исследования [5–8] показали, что границу между верхним байосом и нижним батом следует проводить по появлению аммонита *Gonolkites convergens* (Buck.), как и принято в стандартной шкале, тогда как эндемичный аммонит *Pseudocoscoceras michalskii* (Bor.) надо

относить к зоне *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса. Но этот вопрос применительно к Поволжью рассмотрен главным образом в биостратиграфическом аспекте, причем по материалам изучения других геологических объектов, а не по Каменным оврагам.

Точно так же давно известны выходы в Каменных оврагах песков, отнесенных А.Н. Мазаровичем [9] к гнилушкинской свите, стратотип которой находится на западе Приволжской моноклинали, в верховьях р. Иловля. В районе Жирновска они изучались Г.Ф. Лунгерсгаузенем [10], А.В. Смирновым [11] и Е.А. Троицкой [12], причем возраст этих терригенных образований трактовался в диапазоне от ранней юры до позднего байоса. Аален-байосская датировка основана на изучении растительных остатков, собранных из глинистых прослоев среди песков и реже в песчаниках, вскрытых в Каменных оврагах [12, 13]. Аален-байосская датировка и принята в стратиграфической схеме Поволжья [4], хотя по флористическим и палинологическим данным лучше отдать предпочтение только байосу [14]. До сих пор существует две точки зрения по поводу фациальной принадлежности рассматриваемых песков – прибрежно-морское [9] или аллювиальное [10] их происхождение. Континентальный генезис утверждается в стратиграфической схеме Поволжья без должного обоснования (без отображений очертаний речной долины, каких-либо соображений о возможном приемном морском бассейне и др.). Проблема генезиса рассматриваемых песков и песчаников подробно рассмотрена в работе [14].

Крупным недостатком почти всех ранее предпринятых исследований разреза юрских отложений в Каменных оврагах является игнорирование структурного и тектонического факторов, в значительной степени влиявших на полноту стратиграфической летописи. А.Н. Мазарович [9] показал, что район верховьев Иловли, где им кратко описаны стратотипы гнилушкинской и караулинской свит, приурочен к Гнилушкинскому куполу, осложняющему западную часть Приволжской моноклинали на границе с Жирновско-Иловлинским валом. Материалы, изложенные ниже, отмечают важность учета структурного положения среднеюрских отложений особенно при описании стратотипических разрезов.

В существующей стратиграфической схеме средней юры Поволжского региона [4] в качестве стратотипического принят разрез отложений, вскрытых в Малом Каменном овраге (МКО) (рис. 1). В результате все вышеописанные моменты стратиграфии юрских отложений и структурного плана территории оказались внедренными и частично замаскированными в этом документе. С таким подходом в какой-то мере можно было бы согласиться при описании рядового разреза, но не стратотипического, так как это противоречит требованиям Стратиграфического кодекса [15]. Внимательное рассмотрение описания среднеюрских



Система	Отдел	Ярус	Свита	Мощность, м	Литологическая колонка	Палеонтологическая характеристика	
Юрская	Средний	Келлов.	Батский	Каменно-овражная	9		—
					5		Ammodiscus baticus Dain
					6		
		Байосский-батский	Жирновская	16		Meleagrinnella echinata (Smith) Meleagrinnella cf. Echinata (Amith) M. cf. doneziana Bor	
				9		—	
				15		Parkinsonia mojarowskii (Mosar.) Meleagrinnella echinata (Smith) Posidonia buchi Rocm. Inoceramus formosulus Voron.	
				15		Meleagrinnella echinata (Smith) Pleuromya peregrina Orb. Posidonia buchi Rocm.	
				13		Parkinsonia parkinsoni (Sow.) P. subcompressa mour. P. fff. Compressa Qu. Pseudocosmoceras michalskii (Bor.) Meleagrinnella doneziana (Bor.) Posidonia buchi Rocm.	
				10		Parkinsonia parkinsoni (Sow.) Meleagrinnella echinata (Smith) Medvediceras masarowini (Mour.) Pseudocosmoceras michalskii (Bor.)	
				1,2		Cladophlebis kamenkensis Thomas Coniopteris spectabilis Brick. C. Hymenophylloides (Br.) sew.	
				4			
				9			
				6			
				Ааленский-байосский (нижний)			
Карбон						—	

Рис. 1. Разрез среднеюрских отложений Малого Каменного оврага [10]



отложений МКО (см. рис. 1) и его сопоставление с авторскими и литературными данными выявляют следующие противоречия.

Во-первых, принимается традиционное представление о том, что гнилушкинской свите соответствует только песчаная пачка. Без какого-либо анализа стратиграфического положения свиты она датируется аален-ранним байосом, что является спорным и недостаточно обоснованным.

Во-вторых, несмотря на данные А.Н. Мазаровича [9] и Г.Ф. Лунгерсгаузена [10], в представленном варианте расчленения юрских отложений (см. рис. 1) отсутствует караулинская свита. Наши материалы не согласуются с таким заключением авторов схемы. Более того, они сами считают, что в караулинских отложениях присутствуют фораминиферы *Ammidiscus subjurassicus* Sar. et Chab. (устаревшее наименование вида), которые установлены и в нижней части вышележащей жирновской свиты. Причем караулинская свита представлена только алевритово-песчаной пачкой, а жирновская – глинами, несмотря на то что в ее нижних слоях присутствуют те же самые фораминиферы.

В-третьих, вызывает недоумение как величина мощности, так и палеонтологическая характеристика жирновской свиты. Непонятно, как авторы схемы смогли оценить мощность свиты в 78 м по разрезу МКО, когда там отсутствует непрерывный разрез в таком объеме. Представленное расположение органических остатков, в частности аммонитов, не соответствует наблюдаемым фактам. Авторы просто не удосужились ознакомиться с данными Е.А. Троицкой. Указанная датировка свиты не согласуется со стандартной аммонитовой шкалой и новыми данными по систематике аммонитов Н.В. Безносова и В.В. Митты.

В-четвертых, заявленные параметры выделенной каменноовражной свиты ни по литологическому составу, ни по величинам мощностей, ни по предлагаемому возрасту (средний и поздний бат) не соответствуют результатам как ранних исследований, так и нашим наблюдениям. Очевидно, авторы схемы, с одной стороны, излишне абсолютизируют некоторые данные по разрезу в МКО, а с другой – неправомерно переносят в принятый ими стратотипический разрез сведения, полученные из разреза в Малиновом овраге, расположенного на 130 км к северу от местонахождения изучаемого стратотипа.

Указанные противоречия и изложенные выше соображения обусловили необходимость представить описание разреза среднеюрских отложений, вскрываемых МКО и в рядом расположенных геологических объектах. В основу публикации положены многолетние наблюдения авторов статьи, сделанные как при проведении практики студентов геологического факультета СГУ на этом полигоне, так и при выполнении геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000. Кроме того, частично использованы данные по скважинам, расположенным

вблизи обнажений, сведения по которым позволяют существенно уточнить литологический состав свит, величины их мощностей и палеонтологическую характеристику. В последнюю включены сборы остатков аммонитов с их детальным описанием, выполненным Е.А. Троицкой в конце 1970-х и в первой половине 1980-х годов.

**Размещение рассматриваемых стратонов на Правобережье Медведицы.** Каменные овраги находятся на правобережье Медведицы и протягиваются в западном направлении более чем на 4 км от ее долины. Оба оврага приурочены к своду и склонам Жирновского локального поднятия (рис. 2).

Наибольший интерес в стратиграфическом смысле представляют выходы среднеюрских отложений в МКО. Здесь последовательно с востока на запад вскрываются гнилушкинские пески, занимающие около 1,5 км протяженности оврага, караулинские и жирновские глины (протяженность около 1,1 км), каменноовражные и келловейские глины и алевриты, расположенные в зоне флексуры в виде узкой полосы шириной около 400 м. Далее к западу нижнемеловые железистые песчаники бронируют поверхность и подстилающие образования от денудационных процессов. Поэтому только здесь наблюдаются полные мощности среднеюрских отложений. Начиная с каменноовражной свиты породы залегают под все более увеличивающимися углами (до 45°) с общим направлением падения на запад. Это обусловило фрагментарность разреза вследствие последующей денудации.

Если на достаточно большом расстоянии от долины Медведицы обнаженность гнилушкинских песков сравнительно высокая и поперечный профиль оврага является асимметричным, когда левый борт гипсометрически выше правого примерно на 10–20 м (в устье оврага доходит до 40 м), то в непосредственной близости от начала выходов глинистых пород (обнажение 116) он становится почти симметричным, высота бортов и тем самым обнаженность резко снижаются. Однако в районе флексуры врез оврага снова увеличивается, и каменноовражные глины и алевриты слагают здесь почти вертикальный обрыв, так называемую «Батскую стенку» высотой до 10 м.

Данные по изменению мощностей трех свит – караулинской, жирновской и каменноовражной – в предлагаемых авторами статьи объемах стратонов представлены на рис. 2. Их анализ показывает, что на большей части района, в пределах поднятого крыла флексуры, мощности глинистых пород являются незначительными, постепенно наращиваются к западу и достигают максимальных величин вблизи узла флексуры или далее к западу, в пределах Терсинской впадины. Лишь на южной периклинали Жирновского поднятия (скв. 35, 11к, 5к, 15к) мощности жирновской свиты увеличиваются. При этом вариации величин мощностей вдоль флексуры довольно суще-



Рис. 2. Расположение скважин (кружки) и обнажений (треугольники) на правом берегу Медведицы; двойным кружком обозначены скважины, вскрывшие каменноовражную свиту, мощность которой указана в скобках; в числителе – мощности жирновской свиты, в знаменателе – мощности караулинской свиты; прочерки обозначают отсутствие отложений данной свиты; прямоугольник ограничивает площадь обнажений; штрих-пунктир – Западно-Жирновский разлом, разграничивающий Терсинскую впадину (I) и Жирновско-Иловлинский вал (II); локальные поднятия: Б – Бахметьевское, Ж – Жирновское; цифры обозначают номера скважин: без индекса – собственные картографические; с индексом – структурные (площади: м – медведицкая; сз – сазоновская; з – жирновская (по Т.Н. Золотовой, 1949); к – куракинская (по Р.И. Фан-Юнг, 1958); т – терсинская (по Р.И. Фанг-Юнг, 1959); ж – жирновские эксплуатационные). Схема составлена В.Ф. Салтыковым

ственные, обусловленные структурным фактором. На западном склоне Бахметьевского поднятия максимальные мощности (51 м) локализованы в пределах флексуры и отмечены в скв. 21з. Между Бахметьевским и Жирновским поднятиями мощности увеличиваются даже к востоку от флексуры (скв. 9з). В районе Каменных оврагов наибольшая (но не полная) мощность жирновской свиты установлена в скв. 6з, расположенной вблизи флексуры. Любопытно, что на протяжении почти всей меридиональной полосы только в скважинах, размещенных между локальными поднятиями (9з) и южной периклиналью Жирновской брахиантиклинали (11к), фиксируются значительные мощности каменноовражной свиты (см. рис. 2). В районе Каменных оврагов на территории Жирновско-Иловлинского вала они не установлены, хотя в скв. 5з уже в пределах Терсинской впадины наблюдается полная мощность свиты, где эти глины перекрываются келловейскими отложениями.

Следует обратить внимание на характер изменения мощностей караулинской свиты (величины указаны в знаменателях дроби на рис. 2). На всей изученной площади они редко достигают 15 м – наиболее обычные мощности, установленные к востоку от данного района. Около Каменных оврагов чаще наблюдаются мощности, преимущественно глин, менее 10 м, но к северу и югу от оврагов отмечается увеличение мощностей. При этом в достаточно однообразном в литологическом отношении интервале разреза появляется нижняя алевролитовая пачка.

Для гнилушкинских пород свойственно постепенное наращивание мощностей в западном направлении, что определяется как палеогеоморфологическими, так и палеоструктурными факторами, главным образом благодаря существованию локальных структур, имеющих асимметричное поперечное сечение – западный склон намного круче восточного. В районе Каменных оврагов наблюдаются только пески при полном отсутствии верхней углисто-глинистой пачки, которая, однако, отмечается к югу и северу от оврагов [16].

Для оценки изменения величин мощностей необходимо заметить, что в зоне флексуры истинные мощности среднеюрских свит резко сокращаются за счет значительного растяжения глинистых пород при перемещении блоков в результате новейшего тектонического этапа с суммарной амплитудой до 550 м, но вертикальные мощности сохраняют почти первоначальные величины, что свидетельствует об отсутствии разрыва сплошности рассматриваемых геологических тел (стратонов).

Таким образом, изложенные сведения показывают, что наибольшие мощности каменноовражной и жирновской свит приурочены к сравнительно узкой субмеридиональной полосе, прослеживаемой вдоль флексуры. При этом только в отдельных местах Жирновско-Иловлинского вала (преимущественно на западном его окончании)





мощность жирновской свиты является полной и даже фиксируется нижняя часть каменноовражной свиты. На территории Терсинской впадины обе свиты характеризуются полными объемами, но породы этого возраста погружены на значительную глубину и не выходят на современную поверхность. В зоне самой флексуры возможны выходы частей каменноовражной и жирновской свит, но такие обнажения необходимо достаточно точно привязывать к полному разрезу. Учитывая увеличение углов падения пород (от 10° на востоке до 25° на западе и далее до 45° в узле флексуры), требуется определенная осторожность в оценке истинных мощностей отложений, принадлежащих разным стратонам. В районе Каменных оврагов все четыре рассмотренные свиты (гнилушкинская, караулинская, жирновская и каменноовражная) представлены только отдельными фрагментами, причем некоторые пачки, установленные в скважинах, расположенных к востоку от района, вообще отсутствуют в обнажениях Каменных оврагов.

**Континентальные гнилушкинские отложения (J<sub>2gn</sub>).** Давно известные выходы песков в Каменных оврагах, как и их стратотипический разрез в Гнилушкинском овраге на западе Приволжской моноклинали [9], обусловили появление термина «песчаная пачка», который сопоставляли с выделенной гнилушкинской свитой. Но как в Гнилушкинском, так и в Каменных оврагах разрез не является непрерывным, а представлен отдельными фрагментами, которые не позволяют получить общую картину залегания гнилушкинских песков. Детальный анализ распределения и строения гнилушкинских отложений в указанных оврагах произведен соавторами данной работы в статье [16], а данные по скважинам рассмотрены в работе [14]. В этих публикациях проиллюстрировано расположение обнажений и скважин на меридиональном геологическом разрезе поперек простирающихся Каменных оврагов, показан характер залегания гнилушкинских песков [16, рис. 2] и приведены подробные сведения по гранулометрии песков и замерам в косых сериях, приуроченных к низам рассматриваемого разреза.

В работе [14] выявлена приуроченность гнилушкинских отложений к речной долине. При этом в их составе различается две литологические пачки: в низах преобладают пески с прослоями алевритов, песчаников и реже глин, а верхняя часть сложена углистыми глинами с линзами бурых углей и прослоев известковистых песчаников с общей мощностью до 44 м [14]. Эти данные хорошо согласуются с материалами, полученными по естественным разрезам в Каменных оврагах, хотя в них верхняя пачка непосредственно не наблюдается. Анализ ранее известных флористических и полученных нами палинологических сведений дал возможность обосновать возраст гнилушкинской свиты – только поздний байос, а не аален-ранний байос, как считалось ранее [4].

Это согласуется с палеогеоморфологическими реконструкциями [17], показывающими нахождение древней речной долины на севере Волгоградской области, тогда как на юге области выявленные речные долины имели субширотное, а не субмеридиональное простирание.

Таким образом, несмотря на традиционное представление о гнилушкинской свите как песчаной пачке, изложенные данные не согласуются с этим утверждением. На самом деле, свита имеет более сложное строение, но оно может быть выведено из совместного рассмотрения скважинных материалов и наблюдательных данных из обнажений Каменных оврагов. При этом детальная литологическая характеристика песков, изложенная в работе [16], является важным дополнением, так как керновые материалы в силу самого способа их получения страдают определенной неполнотой. В то же время именно их анализ позволяет понять и оценить сведения, выявленные при изучении обнажений в Каменных оврагах.

**Байос-батские морские отложения.** Наибольшие возражения с приведенным выше (см. рис. 1) разрезом морских отложений и обозначенными объемами свит возникают при использовании палеонтологических данных, полученных как в результате ранних исследований [18, 19], так и последующих сборов остатков аммонитов, произведенными Е.А. Троицкой в конце 1970–1980-х гг., В.Ф. Салтыковым в конце 1980-х гг. и В.Б. Сельцером в 2002 г. Удивляет игнорирование этих сведений при выделении и обосновании возраста свит в существующей стратиграфической схеме средней юры Поволжья [4], хотя большая их часть известна уже давно. Собственно проблема состоит в наиболее точной привязке находок органических остатков, сделанных в обнажениях, к полному разрезу рассматриваемого интервала отложений. Е.А. Троицкая и Т.Н. Хабарова [2] не стали ее решать, а представили сводный разрез, указав только, что одни образцы отобраны из нижней, а другие из верхней частей, при этом они не выделяли местные стратоны.

Детальное изучение керна многочисленных скважин и определение собранных остатков аммонитов и другой фауны, выполненные Е.А. Троицкой, позволяют произвести сопоставление отложений, опробованных в скважинах и обнажениях. Этому способствует однотипность видов аммонитов на одних и тех же участках полного и непрерывного разреза, хотя некоторые различия все-таки отмечаются. План размещения разрезов, изученных в МКО, изображен на рис. 3. Этот участок показан специальным знаком на рис. 2. Корреляция разрезов с привязкой их по гипсометрии дана на рис. 4, где каждый разрез представлен в виде величины, доступной для изучения мощности. В горизонтальном направлении масштаб является схематическим из-за трудностей изображения, но в целом относительно большие расстояния между разрезами соответствуют про-

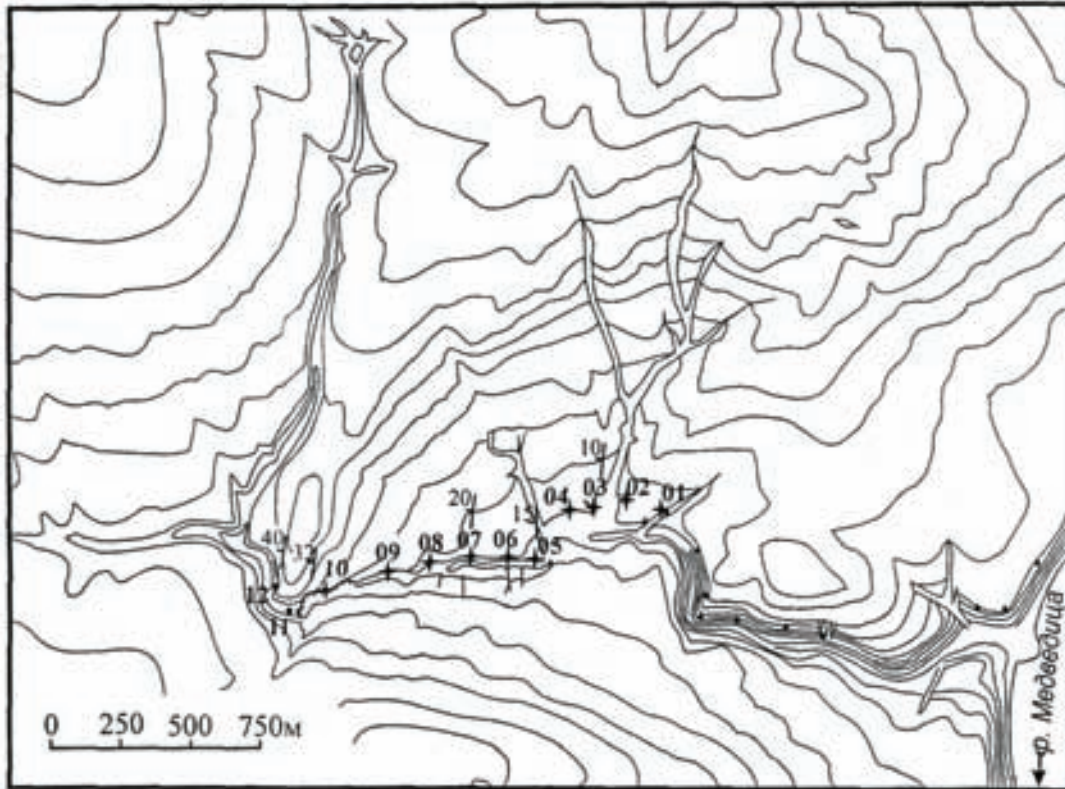


Рис. 3. План расположения разрезов среднеюрских отложений в Малом Каменном овраге, составленный Е.М. Первушовым

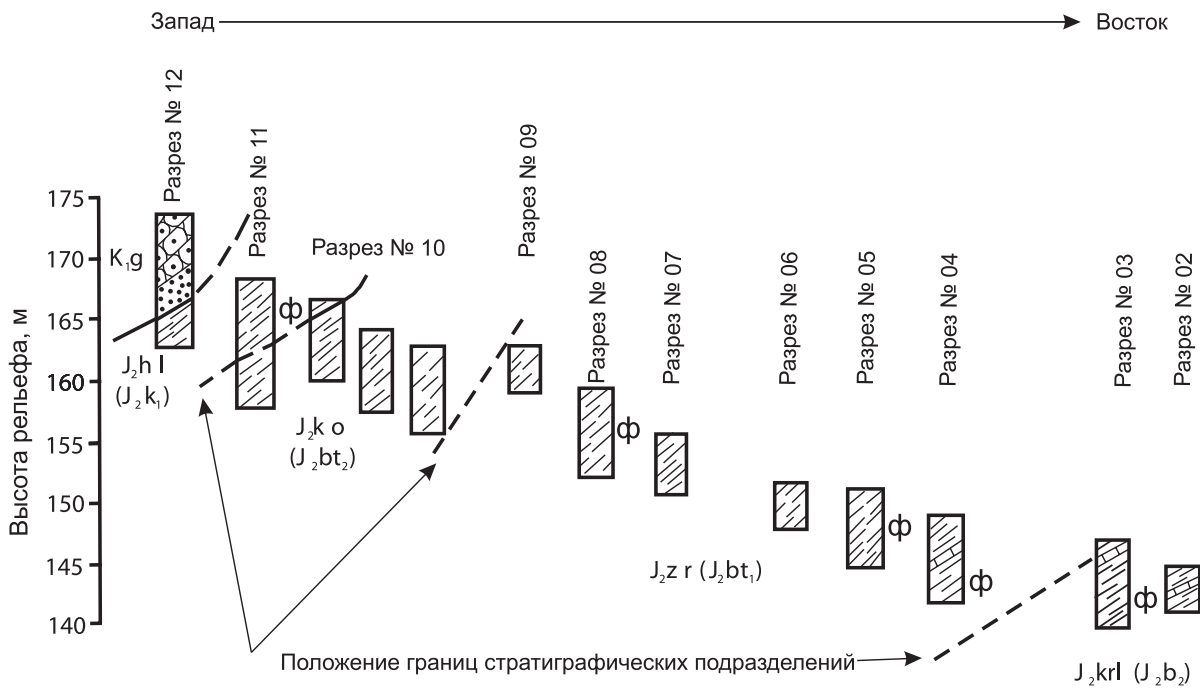


Рис. 4. Схема корреляции среднеюрских отложений по разрезам в Малом Каменном овраге, составленная В.Ф. Салтыковым и Е.М. Первушовым; символом «φ» показано расположение находок фауны; для подразделений средней юры приводится двойная (местная и общая) индексация



межуткам в 100–300 м, а малые – до 100 м. Ввиду фрагментарности разреза в МКО и сравнительно однородного глинистого состава литологическая характеристика здесь не приводится. В составе ранее описываемой единой «глинистой» пачки средней юры сейчас рассматриваются интервалы отложений, отвечающих трем свитам: караулинской, жирновской и каменноовражной.

**Караулинская свита (J<sub>2</sub>kr1).** Данное подразделение до сих пор имеет самый неопределенный статус с точки зрения стратиграфического объема и возраста. Выделенная А.Н. Мазаровичем [9] в караулинскую серию толща переслаивающихся глин, алевролитов и глинистых песков, описанная в балке Караулинской (верховья р. Иловли), рассматривалась в качестве прибрежной фации байосского морского бассейна. Изученные П.К. Мурашкиным [18] из сборов А.Н. Мазаровича аммониты были условно отнесены к нижнему бату по аналогии с Донбассом, хотя не исключался и верхний байос. Обследование ряда обнажений, в частности в Каменных оврагах, предпринятое в 1947 г. Г.Ф. Лунгерсгаузенным [10], не прояснило ситуацию.

В.Г. Камышевой-Елпатьевской с коллегами [1] отложения датировались байосом без выделения местных стратонтов. Более определенную позицию заняла А.И. Сарычева [20], которая на основании обнаружения различных комплексов фораминифер в ряде скважин структурного бурения на севере Дно-Медведицких дислокаций в течение 1950-х гг. установила две биозоны по микрофауне: нижнюю с *Ammodiscus subjurassicus* Sar. et Chab., которую она сопоставляла с караулинской серией А.Н. Мазаровича, и верхнюю с *Lenticulina volganica* Dain и *L. mironovi* (Dain), хотя обе биозоны исследователь включала в состав байоса в соответствии с существовавшей в то время стратиграфической схемой средней юры. В эти же годы Т.Н. Хабарова [21] по пробам из обнажений в МКО (вероятно, из разреза 03) впервые описала новые виды фораминифер *Lenticulina clara* Chab., *L. compacta* Chab., *L. (Astacolus) concinna* Chab., *L. immodulata* Chab., *Glomospira fixumys* Kos. и остракод *Palaeocytheridea tricostata* Chab., *P. bajociensis* Chab., *P. praerimosa* Chab. Причем данный комплекс фораминифер практически не встречается в Поволжье выше по разрезу отложений средней юры. Однако эти данные по микрофауне не были сопоставлены со сведениями П.К. Мурашкина по аммонитам. Последующие находки в Каменных оврагах многочисленных раковин аммонитов, сделанные В.П. Николаевой [19], Е.А. Троицкой в 1970-е годы и В.Б. Сельцером (в 2002 г.), подтвердили результаты П.К. Мурашкина [18]. На основании установления аммонита *Pseudocosmoceras michalskii* (Vor.) в соответствии с существовавшими в то время биостратиграфическими представлениями изученные отложения были отнесены к нижнему бату в составе единого стратона, несмотря на разные комплексы фораминифер [2, 4].

Однако систематические исследования аммонитовых сообществ из Северного Кавказа и Средней Азии [5], а затем и Поволжья [6–8] показали, что правильнее рассматривать *Ps. michalskii* (Vor.) в составе верхнего байоса, а нижний бат связывать с появлением аммонита *Gonolkites convergens* (Buck.), как это и предусмотрено стандартной шкалой для Западной Европы. Такое предложение позволяет уточнить стратиграфическое положение фораминиферных комплексов, с одной стороны, а с другой – пересмотреть возраст и объем караулинской свиты.

Глинистые отложения свиты вскрываются в МКО (разрезы 01–03), Большом Каменном овраге (БКО) (выходы находятся на одном меридиане с разрезами 02–03) и в балке Жирная Паруба (к югу от г. Жирновска). Наиболее полным является разрез 03, где выделены серые алевролитистые глины с прослоем алевролитов, залегающим по азимуту падения 280° под углом 10°, и линзовидным прослоем известняков с недоразвитой текстурой «конус в конус», наблюдаемой А.Н. Мазаровичем в Караулинской балке. Разрез 02 является менее представительным. Общая мощность в изученных разрезах составляет около 8,5 м, что сопоставимо с величинами из скважин. Все находки аммонитов суммированы и приведены в табл. 1. Изображения аммонитов приводились П.К. Мурашкиным [18], В.П. Николаевой [19] и частично В.В. Миттой [7].

Изложенные палеонтологические сведения позволяют рассматривать их в качестве биостратиграфической характеристики караулинской свиты, учитывая, что идентичный состав аммонитов установлен для нее в стратотипической местности – в верховьях Иловли. Принимая во внимание представление Н.В. Безносова и В.В. Митты, следует ограничить верхнюю границу свиты биозоной *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса. Этот вопрос рассмотрен в статье [22]. Следует отметить, что в скважинах, расположенных в пределах района, описанные глины подстилаются алевролитами, присутствие которых в обнажениях только предполагается. Это обстоятельство должно учитываться при описании полного объема стратона. Караулинская свита представляет собой прибрежную фацию раннебатского морского бассейна.

**Жирновская свита (J<sub>2</sub>zr)** в существующей стратиграфической схеме принята на основе разреза в МКО (см. рис. 1). Представленное В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой описание не согласуется с фактическими наблюдениями ни по величинам мощностей, ни по палеонтологической характеристике.

Нами изучены алевролитистые глины с тонкими прослоями (0,4 м) и линзой (3 м) алевролитовых глин и прослоями (до 0,5 м) темно-серых известняков, залегающих по азимутам падения 270–290° под углами 10–20°. Они прослежены в разрезах 04–09, протягивающихся на расстоянии около 1 км по МКО. Вскрытая мощность в каждом разрезе не



Таблица 1

Список видов аммонитов, обнаруженных в глинах, вскрываемых Каменными оврагами и в соседних обнажениях и изученных П.К. Мурашкиным [18], В.П. Николаевой [19], Е.А. Троицкой [ЕАТ] и В.Б. Сельцером [ВБС]

Вид аммонитов	Свита						
	караулинская				жирновская		
	[18]	[19]	ЕАТ	ВБС	[18]	ЕАТ	ВБС
<i>Pseudocosmoceras michalskii</i> (Bor.)	М (03) ИЛ	М (03) ИЛ	М (03) Б (03) ИЛ, П	–	–	–	–
<i>Pseudocosmoceras medium</i> Mur.	М (03)	–	–	М (03)	–	–	–
<i>Pseudocosmoceras minor</i> Mur.	М (03)	–	–	М (03)	–	–	–
<i>Medvediceras masarowici</i> Mur.	М (03) ИЛ	М (03) П	Б (03) П	–	–	–	–
<i>Medvediceras inclarum</i> Mur.	М (03)	–	–	М (03)	–	–	–
<i>Medvediceras conjungens</i> Mur.	М (03)	–	–	–	–	–	–
<i>Rarecostites mutabilis</i> (Nic.)	–	–	М (03)	–	–	–	–
<i>Gonolkites convergens</i> (Buck.)	–	–	–	–	–	М (05) Ж	–
<i>Gonolkites validus</i> Wetz.	–	–	–	–	–	Б (05)	–
<i>Gonolkites pseudoferrugineus</i> (Nic.)	–	–	–	–	–	М (05) Б (05)	–
<i>Parkinsonia complanata</i> (Nic.)	–	–	–	–	–	М (05)	–
<i>Parkinsonia subcompressa</i> Mur. ( <i>Oraniceras gyrumbilicus</i> (Quen.)*)	–	–	–	–	М (05)	–	–
<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.)	–	–	–	–	–	М (08) Ж ИЛ	–
<i>Parkinsonia pseudoparkinsoni</i> Wetz.	–	–	–	–	–	М (08)	–
<i>Oraniceras gyrumbilicus</i> (Quen.)	–	–	–	–	–	М (08)	–
<i>Oraniceras wuerttembergicus</i> (Oppel)	–	–	–	–	–	М (08) ИЛ	–
<i>Oraniceras</i> sp.	–	–	–	–	–	–	М (08)
<i>Oraniceras mojarowskii</i> Mas.	–	–	–	–	ИЛ	–	–

Примечания. 1) обозначения: Малый (М) и Большой (Б) Каменные овраги; П – балки Жирная Паруба; Ж – район Жирновска; ИЛ – верховьев Иловли; 2) 03, 05, 08 – нумерация разрезов в Малом Каменном овраге или соответствующая им параллелизация в Большом Каменном овраге; 3) звёздочкой обозначено уточненное название вида согласно [5]

превышает 6 м. Кроме того, небольшой выход наблюдался в БКО, который в целом сопоставляется с разрезом 05. Обследованы и маломощные выходы таких же глин вблизи Жирновска на левом берегу Медведицы и в оврагах верховьев Иловли. Наиболее представительными следует признать разрезы в МКО с суммарной мощностью 24 м, причем ни верхняя, ни нижняя границы свиты не фиксируются. Таким образом, установить полный объем свиты из этих наблюдений практически невозможно, тем более что в соседних скважинах мощность жирновских отложений изменяется в пределах 76–84 м. Очевидно, можно полагать, что в изученных разрезах представлены нижняя и средняя части полного разреза, а в районе Иловли – глины низов свиты. Такое предположение основывается на распределении видов аммонитов по разрезу в обнажениях и скважинах.

Аммониты обнаружены и описаны Е.А. Троицкой в основном из разрезов 05 и 08, частично

П.К. Мурашкиным [18] из разреза 05 и В.Б. Сельцером из разрезов 04 и 08. Их распределение показано в табл. 1, куда введены и находки аммонитов из других обнажений. Их изображения показаны П.К. Мурашкиным.

Важно отметить два обстоятельства: 1) ни один из видов аммонитов, отобранных из разреза 03, не обнаружен в последующих разрезах, где прослеживаются вышележащие интервалы разреза глин; 2) для последующих интервалов разреза свойственно иное сообщество представителей родов аммонитов *Gonolkites*, *Parkinsonia*, *Oraniceras* с зональным видом *G. convergens* (Buck.), характеризующее нижнюю подзону биозоны *Zigzagiceras zigzag* стандартной шкалы, относящейся к нижнему бату. Однако наряду с нижнебатскими аммонитами родов *Oraniceras* и *Gonolkites* здесь встречены аммониты рода *Parkinsonia* и вида *G. pseudoferrugineus* (Nic.), которые считаются верхнебайосскими. Такая ситуация возможна,



если принять последние в качестве транзитных форм. Но вероятен и вариант, которого придерживается В.Б. Сельцер, что имеет место не совсем точное систематическое определение видов. В пользу этого предположения говорит и пересмотренное Н.В. Безносовым и В.В. Митгой название аммонита, данное П.К. Мурашкиным для *P. subcompressa* Mur. (см. табл. 1). По мнению В.Б. Сельцера, существует вероятность, что первоначально определенный вид *G. pseudoferrugineus* (Nic.) на самом деле может относиться к представителям рода *Oraniceras*. Такой вариант обусловлен неполной сохранностью раковин аммонитов, у которых скульптура внутренних оборотов и габитус весьма близки. Однако этот вопрос требует дополнительного изучения аммонитов из новых сборов.

Сопоставление видов аммонитов, обнаруженных в обнажениях (см. табл. 1) и в керне скважин (табл. 2), показывает большое сходство сообществ. Но в керне не встречены наиболее крупные формы (с диаметром более 70 мм), зато установлены другие виды, которые дополняют сообщество из обнажений. Характерно, что в непрерывных разрезах из скважин нигде не отмечается совмещение типовых для караулинской и жирновской свит видов аммонитов, хотя присутствуют некоторые транзитные формы, в основном приуроченные к низам жирновской свиты. Это подчеркивает генетическую близость отложений свит, т.е. они формировались в пределах одного морского бассейна. Однако расстояние между

находками аммонитов *G. convergens* (Buck.) и *Ps. michalskii* (Bor.) в разрезах составляет не более 5 м (редко больше), что может считаться диагностическим признаком для разделения свит [22].

В.Б. Сельцер также определил остатки двустворчатых моллюсков *Meleagrinnella* cf. *deneziana* (Bor.) и *Pleuromya* aff. *uniformis* (Sow.) в глинах из разреза 04, *Posidonia buchi* Roem., *P. cf. dagestanica* Uhlig., *M. cf. echinata* (Smith.), *Camptonectes lens* (Sow.) из разреза 08. В керне скважин установлено более представительное сообщество двустворчатых и брюхоногих моллюсков, белемнитов.

Микрофауна в глинах из обнажений не изучалась. В керне скважин повсеместно наблюдается комплекс фораминифер *Lenticulina volganica* – *Vaginulina dainae*, причем только редкие экземпляры первого вида отмечаются в отдельных образцах из караулинских отложений. Чаще в непрерывных разрезах фиксируется смена караулинского и жирновского комплексов фораминифер на первых метрах мощности в зависимости от шага опробования. Этот момент давно уже утверждался А.И. Сарычевой для всего Поволжья [23].

Таким образом, приведенные сведения следует признать наиболее полной биостратиграфической характеристикой жирновской свиты, особенно в совокупности с данными по скважинным материалам. Эта биостратиграфическая характеристика позволяет считать возраст жирновской свиты только раннебатским и отделить ее от нижележа-

Таблица 2

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

Вид аммонитов	Караулинская (скв. 86)		Жирновская (скв. 41)	
	Количество	%	Количество	%
<i>Pseudocosmoceras michalskii</i> (Bor.)	27	32	–	–
<i>Pseudocosmoceras medium</i> Mur.	1	1 (52)	1	2 (10)
<i>Pseudocosmoceras minor</i> Mur.	16	19	3	8
<i>Medvediceras masarowici</i> Mur.	30	35	2	5
<i>Medvediceras inclarum</i> Mur.	1	1 (37)	–	(5)
<i>Medvediceras conjungens</i> Mur.	1	1	–	–
<i>Rarecostites mutabilis</i> (Nic.)	1	1	–	–
<i>Rarecostites harmonulatus</i> (?) (Khud.)*	–	(1)	1	2 (2)
<i>Parkinsonia</i> sp.	4	5	12	30
<i>Parkinsonia balakhanensis</i> Khud.	–	–	1	2
<i>Parkinsonia pseudoparkinsoni</i> Wetz.	–	(5)	2	5 (39)
<i>Oraniceras fretensis</i> (Wetz.)	–	–	1	2
<i>Gonolkites validus</i> Wetz.	5	5	11	27
<i>Gonolkites convergens</i> (Buck.)	–	(5)	4	10 (42)
<i>Gonolkites pseudoferrugineus</i> (Nic.)	–	–	2	5
< <i>Perisphinctes</i> > <i>defrancei</i> (Orb.) *	–	–	1	2

Примечание. Вид, отмеченный звездочкой, – неоднозначного систематического положения [5]; в скобках указано общее количество экземпляров.



щей верхнебайосской караулинской свиты, которая также присутствует в разрезе МКО. Однако фрагментарность даже наиболее протяженного разреза там не позволяет признать его стратотипическим. Правильнее будет принимать за таковой совокупность разрезов из ряда скважин с добавлением палеонтологической информации, полученной при изучении обнажений, в частности, в МКО. Учитывая сравнительно однородный литологический состав, постоянное присутствие линзовидных прослоев известняков и наличие типично морской фауны, а также широкое распространение на территории Поволжья, можно полагать, что жирновская свита формировалась в относительно мелководном эпиконтинентальном морском бассейне.

**Каменноовражная свита (J<sub>2</sub>ko)** в существующей стратиграфической схеме Поволжья принята на основе разреза в МКО (см. рис. 1), который признается стратотипическим. В.И. Левина и Н.П. Прохорова пишут, что свита представлена «...алевролитами серыми неравномерно глинистыми, слабо известковистыми, слюдястыми с прослоями глин темно-серых алевритистых, песчаников мелкозернистых глинистых, известковистых, реже мергелей» [4, с. 12]. Ими отмечается выдержанность мощностей свиты в пределах 15–30 м на территории Поволжья и величиной 20 м в стратотипе. Авторы датируют свиту средним и поздним батом на основании обнаружения фораминифер *Ammodiscus baticus* Dain и редких двустворок *Meleagrinnella* в изученном разрезе и переноса сведений по находкам (без указания литературного источника) диноцисты *Kalyptea dinoceras* в Малиновом овраге (Саратовская область), расположенном на 130 км к северу от стратотипа. Эти заключения противоречат нашим фактическим данным по Каменным оврагам по ряду параметров.

В разрезах 10–11 (рис. 4) обнажается переслаивающаяся толща серых неизвестковистых алевритистых глин и алевритов с соотношением примерно 50 : 50, которые образуют тонкую горизонтальную слоистость. Алевролитов (кроме катагенетического происхождения за счет вторичного железистого цемента) и тем более мергелей и песчаников не встречено. Сами глины имеют светлую окраску, чем они отличаются от подстилающих темно-серых глин жирновской свиты и таких же темноокрашенных покрывающих нижнекелловейских глин хлебновской свиты (J<sub>2</sub>hl). В каждом из указанных разрезов мощность достигает 10 м, но они частично наращивают друг друга, в результате чего суммарную мощность можно оценить в 17–20 м. Везде элементы залегания пород составляют азимут падения 280°, углы изменяются от 28 до 32°.

Нижняя граница свиты не наблюдается. Между разрезом 09, в котором обнажаются жирновские глины, и разрезом 10 («Батская стенка») находится 100–150 м задернованного пространства. Верхняя граница фиксируется в разрезе 11, но она не

является четко выраженной. Однако в основании темно-серых глин хлебновской свиты нижнего келловоя (датирование их обосновывается присутствием аммонита *Keplerites (Gowericeras) gowerianus* (Sow.), двустворчатых моллюсков *Parallelodon pictum* (Mill.) и фораминифер *Ammodiscus quadrifidus* Mit.). Здесь же отмечаются окатыши светло-серых алевритов, очень похожих на аналогичные породы каменноовражной свиты. Несмотря на усилия авторов настоящей статьи, предпринимаемые в течение продолжительного времени, никаких фаунистических остатков в отложениях не было обнаружено, в том числе и фораминифер. Однако расположение свиты между четко отделяемыми по литологическим признакам и с обилием органических остатков жирновскими глинами и вышележащими келловейскими глинами позволяет выделять каменноовражную свиту в разрезе МКО, но признать этот геологический объект стратотипическим, на наш взгляд, нельзя.

В ряде скважин, находящихся в пределах Терсинской впадины и на западе Жирновско-Иловлинского вала, мощность свиты изменяется в диапазоне 54–61 м, что хорошо согласуется с выводами многих исследователей стратиграфии средней юры Поволжья. Учитывая наблюдаемую верхнюю границу свиты, можно полагать, что в разрезе МКО присутствует лишь ее верхняя часть. Это предположение следует также из приуроченности данного участка разреза к зоне флексуры.

Многочисленные гранулометрические спектры пород, опробованных по всему протяжению непрерывных интервалов в скважинах, показывают, что для полного объема свиты характерно соотношение глин и алевритов примерно 80 : 20. Но в верхней части фиксируемой мощности оно приближается к величине 50 : 50. Это явление давно уже отмечалось многими исследователями. Для свиты свойственны частые прослои сидеритизированных известняков, обладающих пологоволнистой и мультислойной слоистостью, и лишь иногда встречаются слабо мергелистые глины без четко выраженных контактов. Эти результаты изучения скважинного материала, а также отсутствие находок палеофауны в МКО и только визуальная литологическая характеристика, приводимая В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой, ставят под сомнение правомерность отнесения указанного разреза к стратотипическому.

Перенесение находок рассмотренной выше диноцисты так далеко на юг и именно в стратотип вряд ли можно признать целесообразным. Отсюда возникает вопрос, можно ли расширять возраст каменноовражной свиты до позднего бата? Вообще-то данная проблема для Русской плиты является очень сложной, и она пока еще не решена. В частности, нет полной уверенности, что данная диноциста характеризует верхний бат, хотя в унифицированной стратиграфической схеме [3] принята именно эта точка зрения.



Во всяком случае, нахождение фораминиферы *Am. baticus* Dain совместно со среднебатским аммонитом *Procerites progricilis* (Cox et Ark.) в типовой местности в Англии [17] позволяет достоверно отнести каменноовражную свиту к среднему бату. Этот момент важно подчеркнуть применительно к стратотипу.

Таким образом, несмотря на некоторую схематичность корреляции изученных разрезов вдоль МКО (см. рис. 4), полученные материалы позволяют реконструировать сводную стратиграфическую колонку морских среднеюрских отложений (рис. 5), где отмечаются пропуски в стратиграфической записи. На самом низком гипсометрическом уровне залегают караулинские алевроиты и глины (см. рис. 4), причем разрез 03 является наиболее представительным. Со значительным разрывом по латерали, но практически без такового по вертикали, выше располагается жирновская свита, нижние слои которой залегают на высотах около 145 м, а верхние – выше 160 м. Ряд разрезов (04–05) лишь частично наращивают друг друга, тогда как для разрезов 08–09 это явление хорошо видно. Судить о гипсометрии каменноовражной свиты весьма сложно, так как для нее кроме относительно монотонного увеличения мощности к западу, хотя и при возрастающих углах наклона, значительную роль начинает играть структурный фактор (зона смыкающего узла флексуры).

**Результаты палеомагнитных исследований.** Отбор ориентированных образцов с 51-го стратиграфического уровня по разрезу МКО для палеомагнитного анализа был проведен авторами статьи в 2002 г. По условиям обнаженности удалось выполнить только фрагментарное опробование разреза (см. рис. 5). Лабораторные палеомагнитные исследования 2002–2003 гг. с целью определения знака полярности среднеюрского геомагнитного поля включали измерение магнитной восприимчивости ( $K$ ) и естественной остаточной намагниченности (ЕОН,  $J_n$ ), магнитные чистки температурой от 100 до 350–500°C с шагом 50°C, компонентный анализ и магнитоминералогическую диагностику с помощью опытов магнитного насыщения, дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) и термокаппаметрии (измерения  $K$  после нагрева пород до 500°C в воздушной среде). Измерения  $K$  проводились на приборе ИМВ-2, ЕОН – на спин-магнитометре JR-4.

По материалам ДТМА надежно установлена роль магнетита как главного носителя ЕОН по характерному спаду на кривых ДТМА в районе температур, близких к точке Кюри  $Fe_3O_4$  – 578°C. Это подтверждается наличием магнитомягкой фазы по данным магнитного насыщения (в основном поле насыщения варьирует от 100 до 200 мТл, остаточная коэрцитивная сила – от 50 до 80 мТл), типичной для тонкодисперсного магнетита. Во многих образцах, наряду с  $Fe_3O_4$ , фиксируются маггемит

(по новообразованному гематиту в результате повторных нагревов и уменьшению величины  $K$  после нагрева до 500°C) и гидроокислы железа (по наличию магнито жесткой фазы), являющиеся, вероятно, продуктами однофазного и гетерофазного окисления магнетита соответственно.

В результате анализа материалов магнитных чисток в большинстве образцов не удалось надежно выделить характеристическую компоненту (ChRM), что в первую очередь связано с исключительно слабой магнитностью отложений (в основном  $K = 1–22 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $J_n = 0,1–1 \cdot 10^{-3}$  А/м), из-за которой величины ЕОН были ниже пороговой чувствительности измерительной аппаратуры уже после нагрева до 250–300°C.

Тем не менее, компонентный анализ диаграмм Зийдервельда, графиков терморазмагничивания и стереографических проекций направлений ЕОН (до, в процессе и после магнитных чисток) позволил по результирующим направлениям  $J_n$  (которые в отличие от векторов ЕОН в образцах «in situ», тяготеющих к направлению перемагничивания пород современным полем, проявили тенденцию к обособлению на две группы), построить предварительную палеомагнитную колонку, в предположении, что направления  $J_n$ , группирующиеся в первом квадранте нижней полусферы и третьем квадранте верхней, отражают режим прямой ( $N$ ) и обратной ( $R$ ) полярности древнего поля соответственно [24]. В пользу геофизической природы выделенных магнитозон косвенно свидетельствует независимость знака полярности от литологии, цвета, петромагнитных характеристик и других особенностей вещественного состава пород, а также сходство палеомагнитной структуры верхов байоса-бата в МКО с одновозрастными отложениями в других разрезах Поволжья (Сокурский тракт [25], скв. 42 [26]).

После появления в СГУ современного высокочувствительного магнитометрического оборудования (спин-магнитометр JR-6, демагнизатор LDA-3A AF, каппабридж MFK1-FB) в 2009 г. было проведено выборочное (с 15-ти стратиграфических уровней) повторное опробование разреза. Использование новой аппаратуры позволило получить палеомагнитные результаты удовлетворительного качества (рис. 6). По результатам компонентного анализа данных магнитных чисток переменным полем в образцах, отобранных в пределах, намеченных ранее  $N$ -магнитозон, выделяется характеристическая компонента  $J_n$  со средним наклоном ( $D$ ) 358° и наклоением ( $I$ ) 50°. В образцах, соответствующих, предположительно,  $R$ -магнитозонам, ChRM надежно выделить не удалось (разброс палеомагнитных векторов после воздействия переменным полем > 30 мТл слишком велик для этого). Но вплоть до 30 мТл направления  $J_n$  смещаются по дуге большого круга, а после воздействия более интенсивных полей, несмотря на значительный разброс, проецируются на верхней полусфере (см. рис. 6). Возможно, выделение

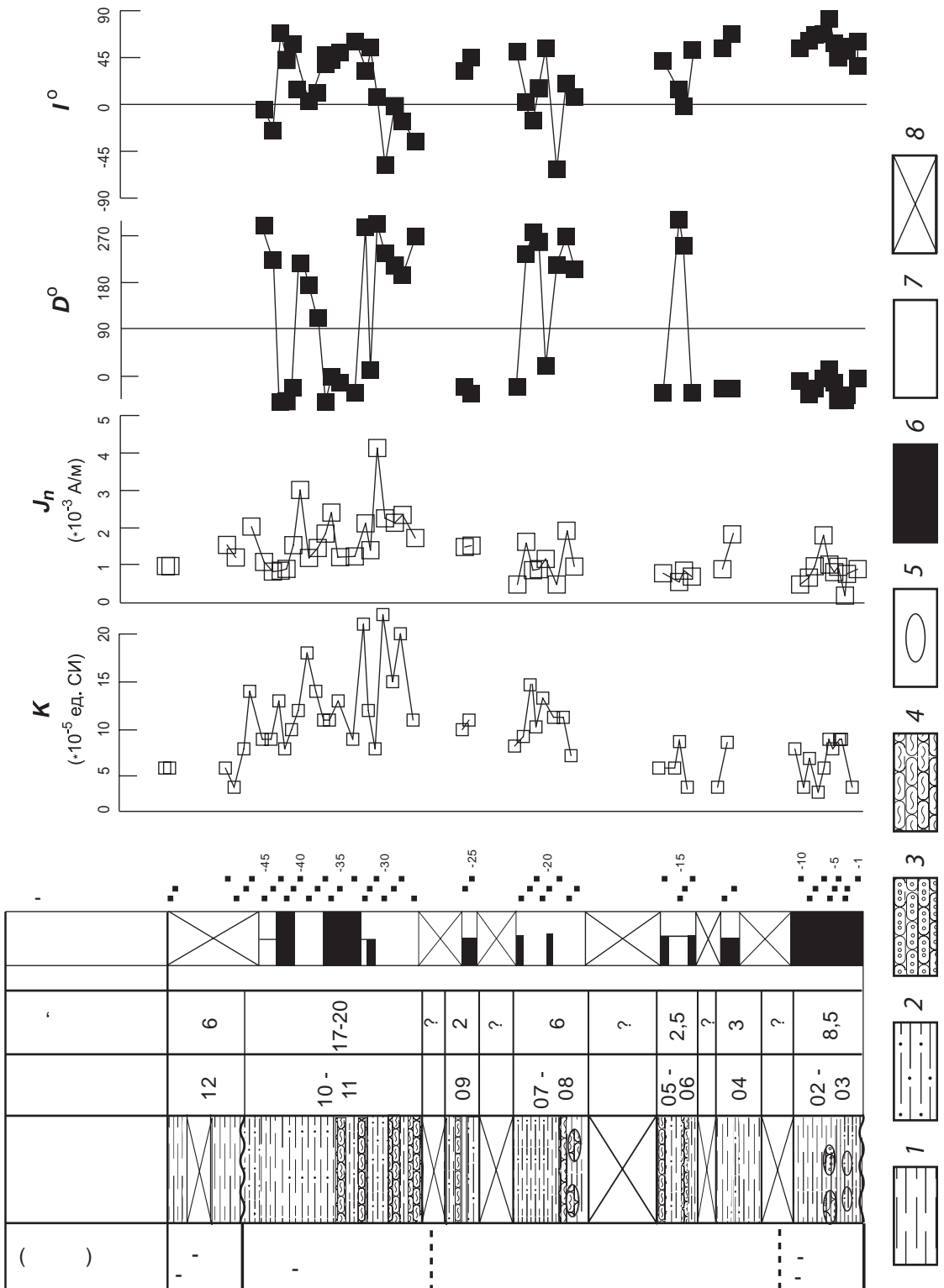


Рис. 5. Магнитостратиграфический разрез средневожских отложений оврага Малый Каменный: 1-5 – литология: глины (1), алевроиты (2), песчаники (3), песчаники глинистые известковые (4), конкреции (5); 6 и 7 – геомангитная полярность прямая (6) и обратная (7); 8 – отсутствие данных. Символом «ф» показано расположение находок фауны



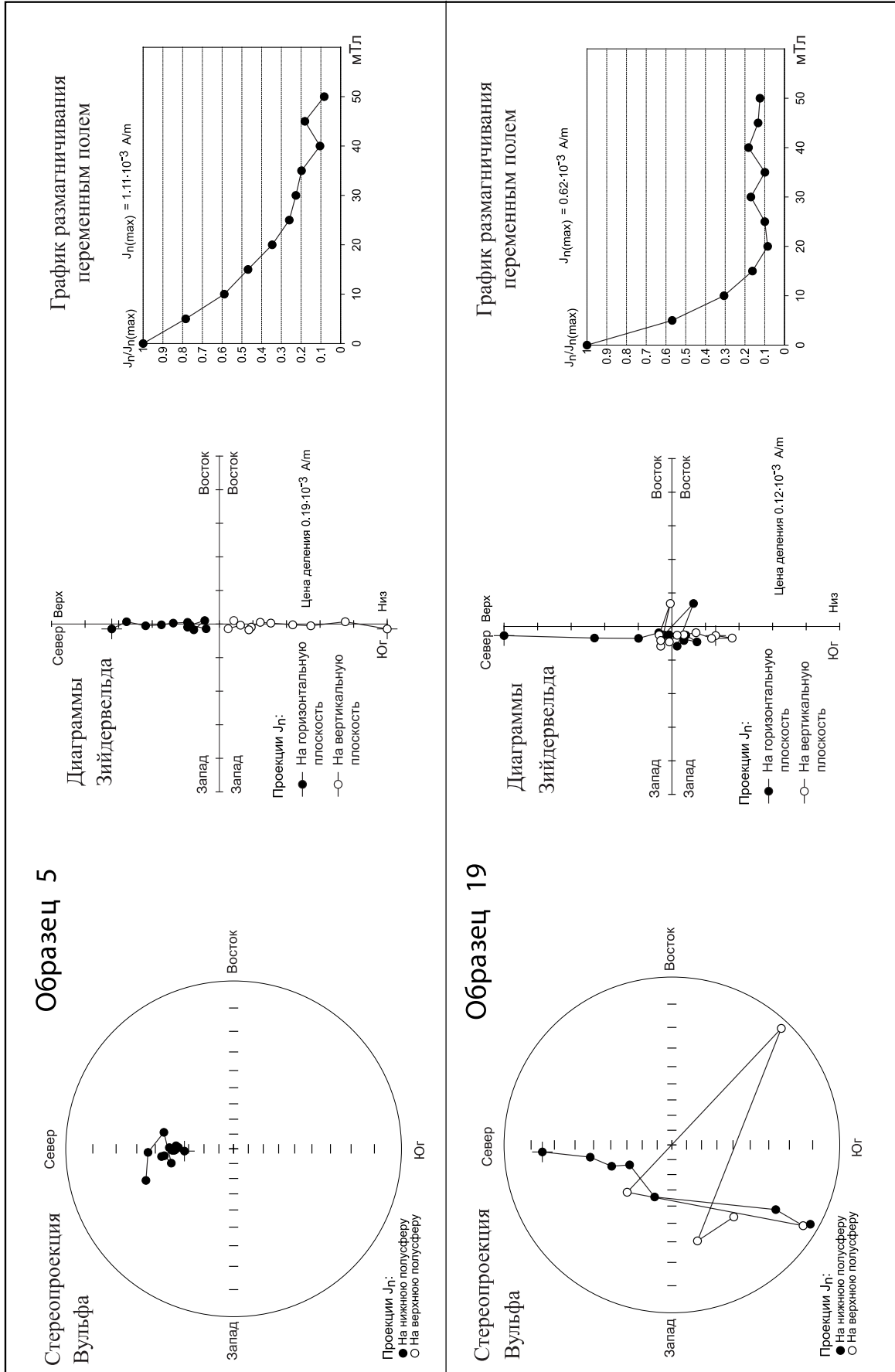


Рис. 6. Результаты компонентного анализа по разрезу МКО (слева – направо): стереографические изображения изменения векторов  $J_H$  в процессе чисток переменным полем и диаграммы Зийдверельда (в стратиграфической системе координат), графики размагничивания образцов



ChRM соответствующей обратной полярности затрудняется наличием вязкой компоненты (VRM), направленной по современному геомагнитному полю и связанной с устойчивыми к воздействию переменных полей гидроокислами железа. В образцах, соответствующих прямой полярности, указанный эффект менее заметен, потому что в этом случае векторы ChRM и VRM близки между собой. Вероятно, из-за «загрязненности» вязкой компонентой координаты виртуального геомагнитного полюса, рассчитанные по ChRM, соответствуют *N*-полярности, близки, но статистически не совпадают с местоположениями стандартных среднеюрских палеомагнитных полюсов для стабильной Европы [27] (рис. 7). Однако наличие в одних образцах двух разнонаправленных, а в других двух близких по направлению компонент ЕОН сомнений практически не вызывает.

Таким образом, новые палеомагнитные результаты подтвердили валидность магнитополярных определений по разрезу МКО, базирующихся на данных предыдущих исследований [24]. Полученные материалы, несмотря на фрагментарность опробования разреза, позволяют дать предварительную палео- и петромагнитную характеристику стратонов, выделенных в разрезе МКО (см. рис. 5).

Караулинской свите (в представлении авторов) соответствует субзона прямой полярности,

охарактеризованная образцами с 10-ти стратиграфических уровней. Свита обладает слабой естественной магнитностью ( $K = 2-10 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $J_n = 0,1-1 \cdot 10^{-3}$  А/м). В низах жирновской свиты, по мнению авторов, зафиксирована преимущественно прямая полярность (выделение магнитополярной субзоны в этом интервале невозможно из-за малого количества образцов и их разрозненности по разрезу). Изученные фрагменты интервалов верхов свиты характеризуются преимущественно обратной полярностью. Количество палеомагнитных образцов позволяет предположить здесь наличие *Rn*-субзоны. По петромагнитным свойствам жирновская свита аналогична караулинской.

Каменноовражная свита отмечена в целом знакопеременной полярностью (*RN*). Возможно, низы свиты, вместе с верхами жирновской свиты охвачены единой *Rn*-субзоной, но однозначному ранжированию магнитозон препятствует протяженный перерыв в опробовании. В петромагнитном отношении каменноовражная свита выделяется повышенной магнитностью ( $K = 10-25 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $J_n = 1-4 \cdot 10^{-3}$  А/м) по сравнению как с подстилающими, так и перекрывающими породами.

Полученные фрагментарные магнитополярные данные по разрезу МКО не противоречат известным представлениям о палеомагнитной зональности верхов байоса-бата: в магнитостра-

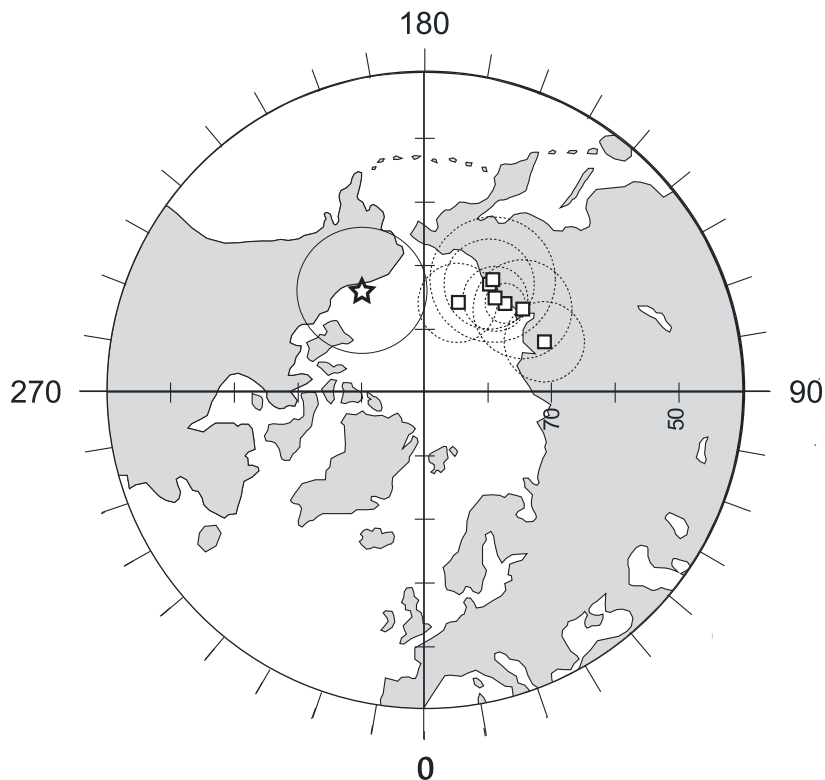


Рис. 7. Положения виртуального геомагнитного полюса (ВГМП) с кругами доверия ( $A_{95}$ ), определенных по средне-, верхнеюрским отложениям: звездочка – ВГМП, рассчитанные по ChRM, выделенной в разрезе МКО; квадратики – стандартные полюсы для стабильной Европы [27]



тиграфической шкале [28], базирующейся на материалах по опорным разрезам средней юры на юге Испании [29] (а в верхнебатской части и на линейных магнитных аномалиях), этот интервал характеризуется в целом переменной полярностью. Более детальные магнито-стратиграфические сопоставления весьма условны, учитывая неполноту палеомагнитной колонки разреза МКО. Тем не менее следует отметить согласованность магнитополярной характеристики фрагментов жирновской и каменноовражной свит с палеомагнитной структурой нижнего и среднего бата Испании, что свидетельствует в пользу среднебатского возраста каменноовражной свиты. На роль же вероятного аналога *N*-субзоны, соответствующей караулинской свите, в испанских разрезах может претендовать только крупная магнитозона прямой полярности в верхах байоса (зона *Garantiana garantiana*). Подобное предположение было высказано ранее Э.А. Молостовским [26] на основе данных о зафиксированных *N*-магнитозонах в пределах караулинской свиты в разрезе МКО [26] и в пределах зоны *Pseudocosmoceras michalskii* (по разрезу скв. 42 на территории Камышинского района (Волгоградское правобережье)).

Петромагнитный признак – возрастание  $K$  и  $J_n$  в породах каменноовражной свиты в МКО – может оказаться весьма полезным в качестве дополнительного критерия для обоснования подошвы свиты, в том числе в разрезах других структурно-фациальных зон.

**Заключение.** 1. Наблюдается значительное несоответствие предложенной В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой [4] схемы расчленения рассматриваемых отложений средней юры на свиты, основанной главным образом на разрезе в МКО. При этом ни по величинам мощностей, ни по литологическому составу, ни по палеонтологическому обеспечению эта схема не подтверждается фактическим материалом, полученным нами при изучении обнажений в том же овраге. Это касается всех свит – гнилушкинской, караулинской, жирновской и каменноовражной, причем отсутствие второй из них в разрезе по МКО вообще вызывает недоумение, так как изученный район является стратотипической местностью для данного подразделения.

2. Подтверждается фрагментарность разреза по МКО, где доступен для изучения лишь прерывистый выход среднеюрских отложений. Это обусловлено как геоморфологическими особенностями, широким распространением покровных отложений, так и приуроченностью указанного оврага к своду Жирновского локального поднятия, примыкающего к Западно-Жирновскому разлому в палеозойских образованиях, отраженного в виде флексуры по мезозойским породам. Причем расположение обнажения вблизи или непосредственно в зоне флексуры не позволяет обоснованно судить об истинных мощностях подразделений.

3. Традиционное представление о гнилушкинской свите только как «песчаной пачке» не подтверждается данными по скважинам, расположенным вблизи Каменных оврагов, хотя в обнажениях прослеживаются главным образом разнозернистые пески. Использование материалов по многочисленным скважинам свидетельствует о формировании гнилушкинских отложений в пределах речной долины. Высказывается предположение о том, что эта свита является приблизительным континентальным аналогом бахтемирской свиты, соответствующей фазе *G. garantiana*. Северное окончание этого морского бассейна проходит примерно по широте г. Камышина.

4. Наиболее спорным моментом в схеме В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой, вошло в унифицированную схему юры Русской платформы по Прикаспийскому региону, является представление об объеме и возрасте жирновской свиты. Изложенные данные показывают приуроченность находок аммонитов родов *Pseudocosmoceras* и *Medvediceras*, а также вида *Rarecostites mutabilis* (Nic.) только к нижней части разреза, где также был установлен специфический комплекс фораминифер *Lenticulina saratovensis* – *Ammodiscus subjurassicus*. Это можно рассматривать в качестве палеонтологической характеристики караулинской свиты. В верхней части разреза присутствует совершенно иная ассоциация аммонитов, состоящая из родов *Parkinsonia*, *Gonolkites*, *Oraniceras*. Эти сведения хорошо согласуются с распределением тех же самых аммонитов в керне многочисленных скважин, где параллельно был установлен и иной комплекс фораминифер: *L. volganica* – *V. dainae*.

Следовательно, по ассоциациям аммонитов и фораминифер нижние 10–15 м разреза резко отличаются от остальной его части. Присутствие на границе этих отложений прослоев известняков с текстурой конус в конус, на что обращал внимание А.Н. Мазарович и что убедительно показано по керну скважин, дает основание рассматривать данные прослои в качестве граничного горизонта между свитами. Магнито-стратиграфическая характеристика караулинской свиты (субзона прямой полярности) также отличается от таковой жирновской свиты. Последней свойственна преимущественно обратная полярность. Все это позволяет полагать, что нижние караулинские и верхние жирновские отложения принадлежат к различным местным стратиграфическим подразделениям [22].

5. Несмотря на обилие палеонтологических данных, вопрос о стратиграфическом положении рассматриваемых свит является наиболее трудным. Его разрешение в сильной степени зависит от принятой концепции систематики аммонитов и соотношения установленных видов со стандартной шкалой. Если основываться на концепции унифицированной стратиграфической схемы для средней юры, согласно которой *Pseudocosmoceras michalskii* (Vor.) соответствует зоне *Zigzagiceras*



zigzag нижнего бата, то караулинская и жирновская свиты составляют один стратон и тогда по правилу приоритета он должен именоваться первым термином, а жирновские отложения будут выступать в качестве подсвиты. Если же принять во внимание представления Н.В. Безносова и В.В. Митты, тогда караулинская свита будет соответствовать зоне *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса, а жирновская свита – зоне *Z. zigzag* (подзонам *convergens* и *macrescens*) нижнего бата стандарта или зоне *besnosovi*, предложенной В.В. Миттой для Русской платформы [7, 8]. Нельзя игнорировать гипотезу, базирующуюся на магнитостратиграфических данных, о соответствии караулинской свиты верхнебайосской зоне *Garantiana garantiana* стандартной шкалы Тетической надобласти, хотя ее доказательство нуждается в дополнительных данных по другим разрезам. Таким образом, точка зрения о соответствии караулинской свиты верхнему байосу нам кажется наиболее правдоподобной [22]. Однако имеются и серьезные противоречия. Они касаются, прежде всего, присутствия ряда аммонитов, которые считаются верхнебайосскими. В то же время установление характерных для нижнего бата аммонитов (*G. convergens* (Buck.) и различных *Oraniceras*) свидетельствует в пользу отнесения жирновской свиты к нижнему бату.

6. Палеомагнитные данные говорят о среднебатском возрасте каменноовражной свиты, но отсутствие фаунистических остатков и сокращенный разрез этих отложений в МКО ставят под сомнение возможность признать его стратотипическим в полном смысле слова. Тем не менее изучение непосредственного контакта свиты с келловейскими отложениями, содержащими соответствующую фауну, является ценным геологическим документом. Видимо, более целесообразным будет принимать за стратотипический наиболее полный разрез, вскрываемый скважинами в этом же районе, где были обнаружены фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain.

Можно констатировать, что, несмотря на установленную фрагментарность, разрез по МКО является весьма важным в палеонтологическом отношении при изучении среднеюрских отложений, особенно с учетом новых данных по стратиграфической приуроченности ряда ключевых аммонитов. Однако при выделении свит необходимо обязательно принимать во внимание структурный план территории, а также материалы по рядом расположенным скважинам.

Авторы благодарят В.В. Митту за уточнение определений видов аммонитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00385).

## Библиографический список

1. Камышева-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского Правобережья по аммонитам / Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 137. С. 3–265.
2. Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Стратиграфия средней юры Нижнего Поволжья // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 23–30.
3. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1993. 72 с.
4. 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.
5. Безносов Н.В., Митта В.В. Позднебайосские и батские аммониты Северного Кавказа и Средней Азии. М.: Недра, 1993. 347 с.
6. Митта В.В. О проблемах биостратиграфии средней юры Европейской России // Недра Поволжья и Прикаспия. 2004. Вып. 39. С. 28–33.
7. Митта В.В. К эволюции аммонитов и стратиграфии пограничных отложений бата и келловей в бассейне Волги // Эко-системные перестройки и эволюция биосферы. М.: Палеонтологический институт РАН, 2004. Вып. 6. С. 125–136.
8. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова / В.В. Митта, И.С. Барсков, Й. Грюндель и др. // Новости из Геол. музея им. В.И. Вернадского. 2004. № 12. 39 с.
9. Мазарович А.Н. Среднеюрские отложения реки Иловли // Вестн. Моск. горной акад. 1923. Т. 2, № 1. С. 29–60.
10. Лунгерсгаузен Г.Ф. Материалы по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений северной ветви Доно-Медведицких дислокаций / Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста. 1956. Вып. 2. С. 190–255.
11. Смирнов А.В. Новые данные о возрасте гнилушкинской свиты и ее аналогов // Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1966. Вып. 3, ч. 2. Мезозой. С. 138–156.
12. Троицкая Е.А. Растительные остатки и условия осадконакопления песчаной пачки средней юры окрестностей г. Жирновска // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1987. С. 21–29.
13. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени / Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1964. Вып. 102. 263 с.
14. Салтыков В.Ф., Киселева О.И. Среднеюрские континентальные отложения гнилушкинской свиты Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, Вып. 1. С. 16–35.
15. Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
16. Салтыков В.Ф., Первушов Е.М. Гнилушкинские отложения в обнажениях и скважинах в районе Каменных оврагов (север Доно-Медведицких дислокаций) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 6. С. 3–12.
17. Салтыков В.Ф. Палеогеоморфология байосского времени северной части Доно-Медведицких дислокаций // Геоморфология. 2004. № 4. С. 78–86.
18. Мурашкин П.К. Среднеюрские аммониты северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1930. Т. 8, № 1–2. С. 139–166.
19. Николаева В.П. Систематическое положение и объем рода *Pseudocoscoceras* // Палеонтологический журн. 1967. № 2. С. 52–61.
20. Сарычева А.И. Стратиграфия юрских отложений Сталинградского Поволжья по фауне фораминифер / Тр. науч.



конф. по стратиграфии мезозоя и палеогена Н. Поволжья и смежных областей. Саратов, 1958. С. 135–141.

21. Хабарова Т.Н. Фораминиферы юрских отложений Саратовской области / Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 137. С. 461–519.

22. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. К проблеме биостратиграфической характеристики байос-батской границы в Нижнем Поволжье // ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 366–369.

23. Сарычева А.И. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области / Тр. Волгогр. НИИНГ. 1964. Вып. 3. С. 48–58.

24. Пименов М.В., Ямпольская О.Б. Сводный магнито-стратиграфический разрез средней–верхней юры Русской плиты // Очерки по региональной геологии / под ред. В.Н. Старовойта. Саратов: Изд. центр «Наука», 2008. С. 68–81.

25. Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Иванов А.В. Палеомагнитная характеристика нижнебатских отложений разреза «Сокурский тракт» (Саратов) // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 47. 2006. С. 46–55.

26. Молоствовский Э.А. Новые данные по магнито-стратиграфии байос-батских отложений Нижнего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Первого Всерос. совещания. М.: ГИН РАН, 2005. С. 161–163.

27. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, № 11. P. 1–31.

28. Ogg J., Ogg G. Late Jurassic (139–169 Ma time-slice). 2008. URL: [http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5\\_Jur-Cret\\_Sept08.pdf](http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_Jur-Cret_Sept08.pdf) (дата обращения: 13.09.2010).

29. Steiner M.B., Ogg I.G., Sandoval I. Jurassic magnetostratigraphy, Bathonian-Bajocian of Carcabucy, Sierra Hara and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, Southern Spain) // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 82. P. 357–372.

30. Опорный разрез байос-батских отложений в Малом Каменном овраге (север Доно-Медведицких дислокаций) / Е.В. Первушов, В.Ф. Салтыков, Е.А. Троицкая и др. // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология: материалы Второй регион. науч.-практ. стратиграф. конф. Саратов: Научная книга, 2004. С. 82–83.

## НОВООБРАЗОВАНИЯ В СТРОЕНИИ СКЕЛЕТА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГУБОК, СПОСОБСТВОВАВШИЕ ФОРМИРОВАНИЮ ПОЛИОСКУЛЬЮМНЫХ ФОРМ

Е.М. Первушов

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

Магистральные направления в формировании модульной организации скелетных гексактинеллид обусловлены формами вегетативного размножения. Предполагается, что некоторые тенденции выделения простейших модульных форм могут быть прослежены в морфогенезе отдельных представителей поздне меловых губок. Понятие «полиоскульюмные» губки рассматривается в очень широком контексте, в частности применительно к скелетам с несколькими оскульюмами, возникшими в результате частичной регенерации организма.

**Ключевые слова:** губки, гексактинеллиды, модульные формы, поздний мел.

### Neogenesis in Structure of Skeletons of Late Cretaceous Sponges Contributed to the Formation of Polyosculumic Forms

Е.М. Pervushov

Arterial directions in formation of module organization of skeleton hexactinellids are caused by vegetative forms of reproduction. It is supposed that some tendency of selection of protozoa module forms can be traced in morphogenesis of separate generic types of late Cretaceous sponges. The concept "polyosculumic", sponges is considered in vast context personally in reference to skeletons with some osculumics formed in the result of partial regeneration of organism.

© Первушов Е.М., 2011



**Key words:** Sponges, Hexactinellida, modular forms, Upper Cretaceous.

При изучении морфологии скелетных форм губок термину «полиоскульюмные» в разные моменты времени придавалось несколько отличное содержание. Неоднозначные представления по иерархии уровней организации губок способствовали использованию этого понятия в качестве синонима более распространенного словосочетания «колониальные губки». В этом случае в качестве «колониальных» губок рассматривались все формы с двумя и более оскульюмами в строении скелета, вне зависимости от причин проявления «второго» и последующих оскульюмов и их функционального предназначения.

При описании скелетов губок использование термина «полиоскульюмные» объясняется наличием форм, в строении которых явно выделяется несколько оскульюмов, не взаимосвязанных единой парагастральной полостью, что обусловлено прижизненными искажениями тела. Иными словами, формирование новых оскульюмов объясняется не проявлениями тенденций в морфогенезе модульных форм, полимеризацией морфотипа



исходной особи, а повторным образованием парагастральной полости (оскулюма) в строении скелета одной и той же особи, пережившей те или иные повреждения.

Безусловно, это унитарные губки по уровню организации, поскольку никаких проявлений модальности здесь нет. Но особенности строения скелета подобных губок выясняются не сразу, учитывая искажения и повреждения габитуса, степень сохранности и заполнение полостей вмещающей породой и т.д. Именно при визуальном установлении нескольких оскулюмов в структуре скелета и при неоднозначном представлении о его строении, уровне модульной организации вполне допустимо использование термина «полиоскулюмные» губки.

В формировании полиоскулюмных форм, изначально не рассматриваемых в качестве модульных, выделено два основных направления. Первое обусловлено способностью организма к восстановлению скелета, что рассматривается как индивидуальная особенность и не является наследуемым признаком. Изолированные парагастральные полости с обособленными оскулюмами составляют скелет губки при частичном или полном восстановлении габитуса особи в случаях изменения положения организма на поверхности субстрата, при смещениях и пережимах, частичной фрагментации скелета.

Второе направление в появлении полиоскулюмных форм обусловлено проявлением в морфогенезе губок тенденций к формированию дополнительных оскулюмов за счет замыкания стенки и обособления маргинальных участков парагастральной полости, обособления отдельных элементов ирригационной системы и субоскулюмов. Подобные изменения строения скелета проявлялись в онтогенезе представителей ряда групп губок и среди некоторых закрепились в филогенезе, положив начало простейшим модульным формам.

### 1. Искажения скелета: смещения и пережимы стенки

Явление регенерации подтверждает высокие регенерационные способности представителей низших многоклеточных, обусловленные низким уровнем дифференциации скелетных и иных клеток и их способностью к изменению своей функциональной специализации в структуре организма губки. При этом потенциальные предпосылки к выживанию особи при существенном изменении параметров водной среды (динамики и температуры, а также сопряженных составляющих – характера субстрата и наличия питательной взвеси) могли способствовать и функциональным новообразованиям в скелете губки. Часто отмечаемые нарушения строения скелета (пережимы, смещения) рассматриваются как характерные чер-

ты [1, 2] отдельных видов (*Sorestirpum tubiforme*, кампан) и даже родов (*Sporadoscinea*, ранний сантон). «Обычные» для этих губок деформации свидетельствуют о реакции организма на кратковременные, порой неоднократные, изменения динамики водной среды.

Подобные новообразования в скелете обусловлены и постепенным приспособлением гексактинеллид к меняющимся условиям среды на протяжении сантона – маастрихта, и проявлением некоторых тенденций в морфогенезе представителей группы, в частности, определяемых как реотропизм [1]. Выжившие в условиях изменяющейся на протяжении жизни одного поколения среды, губки внешне существенно видоизменялись и сейчас представляют пример «полиоскулюмных» форм.

Смещение скелета – распространенное явление среди гексактинеллид (*Napaeana*, *Lepidospongia*, *Sorestirpum*, *Ventriculites*, *Plocoscyphia*, *Eurete*, *Guettardiscyphia*). Оно выражается в повторном формировании элементов скелета или всего скелета после отрыва губки от субстрата и кратковременного прекращения ее роста, от тылового, по отношению к направлению течения, сегмента стенки, находившегося в апикальном, наиболее приподнятом над субстратом положении при падении или смещении скелета. У париформных губок образование нового скелета особи происходило лишь с одной стороны оскулюма первичного скелета. В скелете частично возрожденной особи формировались новая парагастральная полость и оскулюм. Вновь растущая особь сохраняла вертикальную ориентацию оси скелета, а первичная часть скелета при этом обычно располагалась субгоризонтально. Парагастральные полости единого скелета между собой не сообщаются. Поскольку процессы, приводившие к отрыву губок от субстрата, переворачиванию их скелета и даже фрагментации, происходили на разных стадиях онтогенеза, то морфологическая выраженность подобных искажений была различна.

Единичны примеры неоднократных прижизненных искажений морфологии скелета одной особи. Двукратные смещения по отношению к первоначальному нормальному положению скелета известны среди представителей раннесантонских *Sorestirpum* (см. приложение, фототабл. 1). В строении скелета этих губок установлено три оскулюма, практически полностью очерченных верхним краем стенки. Второй и третий сегменты губки формировались в вертикальном положении от тылового участка верхнего края предыдущего скелета, расположенного субгоризонтально. Парагастральные полости между собой не сообщаются. Поздние, по стадиям формирования, сегменты скелета отличаются большими значениями диаметра бокала и оскулюма. Строение и без того необычных губок иногда осложнялось смещением вновь образовавшихся сегментов скелета в разных плоскостях.



Смещение секторов стенки или отдельных элементов скелета – явление достаточно распространенное среди сантонских и кампанских париформных губок. Обычно подобные искажения не приводят к существенным изменениям облика организма и проявляются лишь в отклонениях ориентации оси скелета, в изменении очертаний и размеров оскулюма. В редких случаях резкое изменение динамики придонных течений приводило к резкому изменению направления роста сектора стенки, которая почти полностью перекрывала оскулюм (*Napaeana*).

Явления пережима стенки также распространены среди позднемеловых гексактинеллид (*Ventriculitidae: Ventriculites, Sporadoscinea, Sorestirpum; Craticulariidae; Guettardiscyphia*) и демоспонгий. В некоторых случаях множественные линии пережимов, проявляющиеся в строении скелета особи, рассматриваются как характерный признак некоторых форм (сантонские *Sporadoscinea*, некоторые кампанские *Ortodiscus* и др.). С уровнями пережимов обычно связывается развитие выростов, выполнявших функции дополнительных опорных элементов, чаще в виде бугров, оснований пучков ризоидных спикул (*Ortodiscus poculum* (Zittel), *Guettardiscyphia*). Выросты приурочены и к участкам смещения стенки париформных губок, при любых значительных искажениях габитуса скелета, обычно они небольшие по размеру и приурочены к искаженной, фронтальной части скелета.

Примеры искажения габитуса скелета более сложно устроенных губок редки. Это определяется малочисленностью подобных форм полной сохранности и неоднозначностью представлений о морфологии и уровне организации этих губок. Среди тонкостенных первичных (*Guettardiscyphia*) и вторичных геммиформных губок (*Plocoscycyphia, Eurete*) установлены проявления неоднократного смещения скелета [1]. В отличие от париформных губок искажение скелета геммиформного строения практически не приводило к появлению новых обособленных оскулюмов. В строении геммиформных губок, испытавших неоднократное искажение, выделяются сегменты скелета, ориентация и значение параметров которых существенно отличаются от таковых предшествующего сегмента.

Скелеты губок, несущие следы искажений и смещений, даже при хорошей степени сохранности вызывают трудности при идентификации их таксономической принадлежности. При однозначном установлении происхождения нескольких оскулюмов в строении унитарного организма эти формы интересны при палеоэкологических реконструкциях эпибентосных поселений.

## 2. Замыкание (смыкание) стенки париформных губок

В сантонское – кампанское время в морфогенезе представителей париформных губок, от-

личавшихся тонкой или средней по толщине стенкой, проявилось замыкание апикальных участков противоположных секторов стенки. При этом в значительной степени перекрывалась центральная часть оскулюма, а с обеих сторон уже трубчовидного скелета, по периферии полузамкнутой стенки, в той или иной степени прослеживаются остаточные области оскулюма, определяемые как «вторичные оскулюмы». Это представители лихнисцин – *Ventriculitidae: Ventriculites, Lepidospongia, Lepidospongia (Flexurispongia)*, а среди гексактинин – *Zittelispongia* и *Craticulariidae*.

Почти синхронно происходило активное формообразование среди ряда филогенетических ветвей (*Lepidospongia, Napaeana, Zittelispongiidae*) – представителей типично тонкостенных губок, обычно с очень плотным расположением элементов скульптуры (прозопор) и с очень «подвижным», меняющимся положением стенки. Изменение морфологии париформных скелетов прослеживается в увеличении длины (высоты) отдельных секторов стенки, появлении продольных (желобов и складок) и поперечных (отворотов) ее изгибов, в формировании резко асимметричных форм. Отвороты стенки обычно направлены от оскулюма во внешнюю среду, образуя таким образом симметричные и асимметричные воронко- или грибовидные скелеты. Иногда, после отворота, стенка была направлена вниз, образуя дополнительные волнообразные изгибы, и порой длина ее опущенной части превышала высоту бокаловидной части скелета.

Интересны скелеты губок, в строении которых изгибы апикальных участков стенки направлены вовнутрь парагастральной полости, частично или полностью перекрывая оскулюм. Явление, когда в строении скелета губки один или два противоположных сегмента стенки в значительной степени перекрывали оскулюм, определяется как замыкание стенок. Выделено две основные формы перекрытия оскулюма – продольное смыкание и поперечное замыкание.

Продольное смыкание стенок бокала рассматривается как частное продолжение тенденции продольного сжатия бокаловидного скелета, с формированием плоскосжатых, плицирующих и лопастных форм (*Napaeana, Leptophragma*). В строении этих губок, в центральной части латусных, широких, стенок выделяется продольный желоб различной степени протяженности. Иногда формируется несколько желобов по одной поверхности, чаще по одному желобу с противоположных широких сторон стенки. На некоторых участках противоположные желоба соприкасаются, что обуславливало продольное разделение парагастральной полости на отдельные участки. Продольное смыкание противоположных участков стенки отчетливо выражено в верхних участках скелета, что связано с увеличением параметров изгиба апикальных участков стенки и глубины сопряженных желобов. Локальные



субгоризонтальные изгибы стенки проявлялись и в этих случаях, но лишь в апикальных, относительно коротких, участках стенки.

Чаще продольное смыкание стенок прослеживается со средней части противоположных широких стенок, что способствовало формированию относительно равнозначных, симметрично расположенных участков единой парагастральной полости с двумя оскулюмами. Морфологическое выражение этого явления напоминает вариант процесса деления губок. В строении губок *Napaeana* прослеживается несколько желобов, продольно разделяющих конический скелет и парагастральную полость на неравномерные участки. В этом случае оскулюмы разделенных участков полости значительно отличаются значениями диаметра и очертаниями.

В строении скелетов, в том числе и фрагментов апикальных участков ветвистых колоний (*Zittelispongia*, *Craticulariidae*), прослеживается равномерное смыкание участков стенки с образованием трех и четырех ответвлений парагастральной полости. Скелет дефинитивных колониальных и транзитных организмов образован за счет неоднократной дихотомии (три- и «квадротомии» и т.д.) основных ветвей. В структуре скелета участки разветвления трудно проследить из-за его объемности, соотношения длины и ориентации ветвей и т.п. Но на апикальных участках ветвей, на поверхности расположения активных точек роста организма, закладываются морфологические элементы, продолжающие дальнейшее построение скелета. Представляется, что строение фрагментов именно этих участков скелета отражает общие тенденции морфогенеза в развитии некоторых колониальных губок.

В качестве частного, сопряженного проявления продольного смыкания секторов стенки среди форм с продольными складками и желобами рассматривается образование в строении скелета первичных зияний. Зияние – пространство внешней среды в архитектонике губок, во внутренней их части, образующееся между многократно соединяющимися элементами скелета с парагастральной полостью (междоузлиями). Зияния и междоузлия [3] – характерные элементы колониальных и сложно построенных губок (*Etheridgea*, *Tremabolites*, *Plocoscyphia*, *Eurete*).

Определение «поперечное замыкание» обусловлено поперечным по отношению к нормальному положению вертикальной оси скелета субгоризонтальным положением линии замыкания (шва) стенок бокала. Поперечное замыкание формируется при перекрытии оскулюма париформных губок апикальными участками противоположных латусных секторов стенки или только одним сектором стенки. В результате смыкания стенок образуется почти трубообразный скелет, субгоризонтально ориентированный и с двумя вторичными оскулюмами по периферии. Нижняя, исходная конусовидная часть скелета может

быть едва выражена, в виде ризоидного выроста. Очертания вторичных оскулюмов отчетливые и округлые. Иногда очертания вторичных оскулюмов определяются не явно, из-за волнистого положения апикальных участков стенки разной длины. В строении этих скелетов выделяется шов – зона (линия) соприкосновения верхнего края противоположных секторов стенки, которая устанавливается по соотношению ориентации элементов скульптуры и обычно по утолщению стенки. В ряде случаев шов перекрыт гребнем – апикальным участком стенки, воздымающимся над перекрываемым сектором стенки.

Шов расположен симметрично, в срединной части трубообразного скелета, или асимметрично. В последнем случае оскулюм может быть перекрыт одним сектором стенки, оскулюмы морфологически почти не выражены и сохраняются конический габитус скелета. Шов прослеживается непрерывно по всей длине стенки, за исключением двух периферийных оскулюмов, или проявляется спорадически на центральных или на периферийных участках скелета. Отмечается и диагональное по отношению в вертикальной оси исходной части скелета расположение шва и связанного с ним гребня. Такое положение шва определяется как габитусом первичного скелета, так и смещениями в строении губки при изменении условий ее обитания.

Поперечное смыкание стенок распространено в строении гексактинеллид (*Lepidospongia*, *Napaeana*, *Craticulariidae*, *Leptophragmidae*). Но при смыкании не происходит слияния стенок, образования единой спиккулярной решетки на участках их столкновения. В этих случаях отчетливо прослеживаются линия соприкосновения верхних краев противоположных сегментов стенки и пространство между ними.

Большое значение при диагностике и описании рассматриваемых скелетов имеет не только их морфологическое своеобразие, за счет разных вариантов замыкания стенки и соотношений составляющих элементов, но и главным образом степень первичной и рецентной сохранности форм. Часто после гибели организмов их скелеты пребывали в подвижной придонной среде, при этом выступающие участки стенки (шов, гребень, апикальные участки верхнего края, основание и т.п.) разрушались. В итоге существенно изменялся облик скелета, что прослеживается на примере *Lepidospongia* (*Flexurispongia*) (см. приложение, фототабл. II): в строении фоссилии теряется возможность проследить смыкание стенок (шов или гребень), элементы скульптуры и основание скелета. Переотложенные остатки скелетов с замыканием стенки становятся похожи на фрагменты трубообразных губок (*Sestrocladia*) или крупных колоний (*Zittelispongia*, *Paracratularia*). Обычно скелеты с замыканием стенки разрушаются по периферии, на участках вторичных оскулюмов,





а при их полном разрушении сохраняются лишь отдельные участки сочленения стенок (швов).

Анализ серий продольных и поперечных аншлифов (см. приложение, фототабл. II) подтверждает естественное и полное сращивание, смыкание или перекрытие участков стенки, даже при внешне слабом морфологическом проявлении сочленения. Рассмотрение некоторых аншлифов позволяет предположить, что в почти замкнутом пространстве парагастральной полости сохранилась спиккулярная паренхимальная решетка.

Известны скелеты губок, в строении которых оскулюм полностью или частично перекрыт одним сектором стенки, вследствие продолжавшегося ее формирования после резкого одностороннего смещения (*Leptophragmidae*, *Napaeana*). Одностороннее смещение стенки и одновременное перекрытие оскулюма с обособлением вторичных оскулюмов и без их формирования известно на примере простейших автономий (*Craticulariidae*, *Lepidospongia*, *Napaeana*).

Замыкание (смыкание) стенок как проявление гетерохронного параллелизма выразилось в морфогенезе ряда филогенетических ветвей гексактинеллид на протяжении сантонского – кампанского времени. В некоторых направлениях (группы родов *Lepidospongia* и *Craticularia*) явление замыкания получило развитие в морфогенезе губок на уровне подрода (*Lepidospongia* (*Flexurispongia*)). Предполагаем, что направление в морфогенезе губок, обусловленное замыканием стенок, способствовало выделению первичных (простейших) колониальных форм. В строении первичных колоний нет зияний и междоузлий, оскулюмы расположены на одном уровне, и их количество обычно изменяется от двух до шести.

Достоверных данных о формировании настоящих колониальных форм, сложных ветвистых очертаний исключительно за счет замыкания нет. Но наблюдения по морфологии ископаемых губок и современных древесных растений показывают, что частая встречаемость смыкания элементов скелета может свидетельствовать о приспособленности представителей низших многоклеточных к формированию сложных каркасных элементов за счет сращивания сегментов тела.

### 3. Обособление маргинальных участков парагастральной полости

В морфогенезе плициформных губок, скелет которых образован протяженными лопастями, прослежено обособление удаленных от центра парагастральной полости участков оскулюма. Обусловлено это явление зарастанием центральных участков оскулюма, с оскулярной мембраной, интерканаларной и дермальной спиккулярными решетками, составляющими стенку скелета. На участке закрытого оскулюма формируется седловина – участок дермальной поверхности,

расположенный ниже продолжавших формироваться и потому более возвышенных выростов с вторичными оскулюмами. В строении губки с одной парагастральной полостью на месте одного оскулюма образовывалось два, обычно меньших по размерам и более изометричных по очертаниям оскулюма.

Это явление было отмечено при анализе таксономического состава представителей рода *Guettardiscyphia* [4]. При изучении ряда форм, иногда рассматриваемых в качестве представителей разных видов, были установлены необычные тенденции в онтогенезе вида *Guettardiscyphia bisalata* (Schram.). Основным, морфологически выраженным проявлением данных тенденций являлось выделение на основе единого почти крестообразного оскулюма двух изолированных серповидных оскулюмов. Впоследствии центральные участки и этих оскулюмов также зарастали спиккулярной решеткой, которая формировала уже вторичные седловины, а на маргинальных участках вторичных оскулюмов попарно образовывались «третичные» оскулюмы. В итоге в строении дефинитивного организма на месте одного оскулюма формировалось четыре оскулюма, разделенных первичной и вторичными седловинами. Сохранялись тенденции к заметному уменьшению диаметра последующих оскулюмов и приобретению ими все более изометричных очертаний. Попарное обособление вторичных и последующих оскулюмов морфологически выражено как равнокачественное.

Попарное формирование оскулюмов отмечено и среди представителей *Craticulariidae* и *Zittelispongia*. Но в этих случаях достоверно выражены лишь начальные и конечные стадии морфогенеза.

На примере вида *Guettardiscyphia alata* (Pomel) установлено, что число вторичных оскулюмов соотносится с количеством исходных лопастей в строении скелета. При закрытии центра оскулюма здесь формировалась первичная центральная седловина, а по маргинальным участкам пяти лопастей развивались в разной степени обособленные вторичные оскулюмы, которые отличались от исходного пятилопастного оскулюма меньшими размерами и овальными очертаниями.

Вероятно, обособление маргинальных участков парагастра составляет особое направление в формировании простейших колониальных губок, которое прослеживается в составе филогенетических ветвей подотряда *Hexactinina* (*Leptophragmidae*, *Craticulariidae*, *Zittelispongia*). Скелеты простейших колоний характеризуются единой парагастральной полостью и несколькими попарно или линейно расположенными оскулюмами. Оскулюмы одного диаметра, всегда меньшего по значению, чем максимальный диаметр парагастральной полости, расположены на ступенчатых или равной высоты выростах. В строении скелета отсутствуют зияния и меж-



доузлия, что определяет небольшие параметры и ограниченное морфологическое разнообразие этих губок.

Формирование вторичных и последующих оскулюмов прослежено на примере транзиторных (первичных плициформных) губок с центральным оскулюмом и многочисленными субоскулюмами (*Leptophragmidae*, *Guettardiscyphia*). В филогенезе представителей губок – транзиторий выделение обособленных, в виде выростов – ветвей разной протяженности участков парагастральной полости (оскулюма) способствовало развитию колоний. Вероятно, при линейном, лопастном, строении скелета (*Pleurostoma*) происходило последовательное и ступенчатое морфологическое обособление участков парагастра (оскулюма).

Известен пример формирования нескольких лопастевидных выростов с субовальными оскулюмами при одностороннем смещении апикальных участков париформного или плициформного скелета (*Craticularia*).

#### 4. Формирование «ложных» оскулюмов

Среди париформных и плициформных губок, представителей подотряда *Lychniscina* (*Napaeana*, *Sestrocladia*) и подотряда *Hexactinina* (*Guettardiscyphia*, *Leptophragma*), установлены немногочисленные скелеты весьма необычных очертаний. Свообразие этих форм обусловлено развитием на одном из участков скелета выроста с оскулюмом, дополнительным по отношению к единственному в строении губки оскулюму. Дополнительный оскулюм сопряжен с парагастральной полостью и морфологически никак не связан с основным оскулюмом. Подобные дополнительные оскулюмы определены как «ложные» (псевдооскулюмы). Они обычно меньше по размеру, чем истинный оскулюм, разнообразны по очертаниям и выделяются приуроченностью к неким так или иначе обособленным элементам скелета. В единичных случаях размеры и очертания «ложного» оскулюма сопоставимы с таковыми истинного оскулюма (см. приложение, фототабл. III).

«Ложные» оскулюмы как таковые определены в строении скелета только при полной его сохранности. По скелетам или по фрагментам с оскулюмами (субоскулюмами), что довольно распространено, определить истинность или ложность оскулюма трудно.

Здесь рассматриваются выросты в строении скелета, различного диаметра, длины и ориентации по отношению к несущему скелету, с однозначно установленными оскулюмами (субоскулюмами) в их апикальной части. Это принципиальное замечание, поскольку различного вида выросты, новообразования, формируются при искажении положения и габитуса скелета. Чаще всего подобные выросты функционально обусловлены дополнительными опорными функ-

циями организма или выполняли роль ризоидов, основания ризоидных пучков.

Определены следующие закономерности в приуроченности образования «ложных» оскулюмов в строении скелета гексактинеллид.

1. В большинстве случаев образование ложных оскулюмов приурочено к латусной, очень узкой поверхности лопастевидных конических губок (*Lepidospongia*, *Napaeana*, *Sestrocladia*, *Leptophragma*). В данном случае «ложные» оскулюмы формировались за счет превращения поперечного канала, апо- или прозохеты, в мелкую сквозную полость. Главным фактором формирования ложных оскулюмов являлась приуроченность подобных каналов именно к латусным участкам скелета. Выросты с «ложными» оскулюмами существенно изменяли облик скелета: они часто расположены горизонтально, перпендикулярно оси скелета, достигая значительных размеров (см. приложение, фототабл. III). Относительно высоты скелета выросты чаще расположены в средней его части. В месте развития выроста диаметр несущего скелета увеличивается, по сравнению с ниже и выше расположенными участками.

При рассмотрении некоторых скелетов можно предположить (см. приложение, фототабл. III), что ложные оскулюмы формировались на латусной поверхности, обращенной к направлению течения. Этот вывод основывается на результатах анализа очертаний истинного оскулюма, положения и высоты латусных поверхностей скелета. В частности, латусная стенка, обращенная к течению, обычно высокая, вертикальная или крутая выпуклая, в отличие от противоположной, а каплевидный оскулюм вытянут остроугольным окончанием по направлению течения.

Скелет раннесантонского представителя *Sestrocladia* (см. приложение, табл. III) интересен тем, что в его строении вырост с ложным оскулюмом отличается значительными параметрами, сопоставимыми по размерам с истинным оскулюмом. Между истинным и ложным оскулюмами явно выделяется седловина. Гипотетически можно предположить, что при дальнейшем формировании организма оскулюмы могли иметь равнозначное функциональное предназначение и морфологическое выражение.

2. Среди губок с плотным расположением элементов дермальной скульптуры (*Cosciponora*, *Napaeana*, *Leptophragmidae*, *Pleurostoma*, (?) *Hexactinaria*), с очень небольшим диаметром каналов и остий формирование «ложных» оскулюмов связывается с обособлением и увеличением параметров отдельных каналов, что проявлялось на любых, в том числе и широких (ангустатных), участках стенки. Скелеты с такими обособленными выростами немногочисленны, единичны в составе таксономических групп в ранге рода и даже семейства, но благодаря необычному облику эти губки выделяются среди родственных форм.



Скелеты с единичными выростами отмечаются чаще, чем формы с системным расположением многочисленных выростов. Выросты развиты в средней и верхней частях скелета, в разной степени морфологически выражены. Иногда это скорее не выросты, а почти кратер на возвышенности, с явным оскулюмом и бортами. Среди *Leptophragmidae* образование обособленных выростов наиболее распространено и отличается разнообразием морфологических проявлений. Иногда протяженные выросты одновременно формировались по субоскулюмам и каналам, в виде обособленных субвертикальных ветвей, в апикальной части этих выростов прослеживаются округлые оскулюмы (субоскулюмы).

Скелеты изначально париформных губок с многочисленными иррегулярно расположенными выростами с субоскулюмами единичны. Эти губки рассматриваются в составе известных таксономических групп в качестве новых родов, подродов и видов [4–6]. В этих случаях выросты обычно короткие и поперечные, диаметр субоскулюмов в два–три раза больше диаметра прозопор и значительно меньше диаметра оскулюма.

Образование выростов с субоскулюмами в строении многих париформных губок рассматривается как частное проявление магистральной тенденции в морфогенезе скелетных гексактинеллид [4], с которой связывается формирование морфотипов спонгий. В их строении значительное место занимают субоскулюмы (геммиформные, плициформные и т.д.: *Coeloptychiidae*, *Guettardiscyphia*, *Tremabolites*).

Выделение в строении исходно париформных скелетов выростов с субоскулюмами (оскулюмами) способствовало появлению губок со специфическим уровнем организации – транзиторных форм, в строении которых помимо основного оскулюма регулярно распространены многочисленные субоскулюмы [4], сопряженные с единой парагастральной полостью. Среди транзиторных губок известны условно «унитарные» формы, автономии, первичные и настоящие колонии.

3. Способность губки к новообразованиям на участках тела (спикульного скелета), расположенных близ оскулюма или субоскулюма, проявляется в формировании здесь почек, бугров прикрепления пучков ризоидных спикул и обособленных выростов. Эти новообразования, обусловленные разным функциональным предназначением, отличаются морфологически, в том числе наличием явных субоскулюмов (оскулюмов). Достоверно выросты по субоскулюмам прослеживаются в строении скелетов представителей семейства *Leptophragmidae*.

Бугры как основания пучков ризоидных спикул в строении плициформных *Guettardiscyphia* известны по работам палеонтологов XIX века [7, с. 358, рис. O]. Среди поволжских поздне меловых форм *Guettardiscyphia* аналогичные выросты установлены по фрагментам

лопастей взрослых форм, на апикальных участках. Короткие шиповидные выросты, к которым, вероятно, и крепились ризоидные спикулы, расположены над субоскулюмами и несколько перекрывают последние.

В строении мелких фрагментов лопастей *Guettardiscyphia* прослеживаются удлиненные шиповидные выросты, функциональное предназначение которых не определено. Эти выросты явным образом не приурочены к субоскулюмам и, возможно, также выполняли функции дополнительных опорных элементов. Много примеров формирования в строении скелетов *Guettardiscyphia* на основе субоскулюмов небольших трубкообразных выростов с субоскулюмами. Вероятно, образование данных выростов происходило на поздних стадиях онтогенеза и проявлены они лишь на апикальных участках лопасти (см. приложение, фототабл. IV, фиг. 2).

Среди *Guettardiscyphia* известно преобразование субоскулюмов в оскулюмы. По фрагментам лопастей прослеживается увеличение размеров и изменение очертаний субоскулюмов: от субовальных, диаметром 2–3 мм, до щелевидных и серповидных размером до 3–4, 10–30 мм, что сопоставимо с размерами оскулюма (см. приложение, фототабл. IV, фиг. 1). Обособление субоскулюмов в виде невысоких и протяженных выростов, изменение их очертаний существенно искажали габитус лопастей и очертания губки. Выделение субоскулюмов при изменении их очертаний и увеличении диаметра известно среди представителей *Pleurostoma* и *Ramosiscyphia*, отличающихся субветвистыми очертаниями скелета. На примере этих форм прослеживается выделение новых ветвей в строении скелета по субоскулюмам [4], с формированием сложно построенных колоний. Вероятно, обособление лопастевидных выростов с субоскулюмами способствовало образованию скелета с иррегулярным расположением его элементов (*Balantionella*, кампан) [8].

В морфогенезе скелетных гексактинеллид тенденции к выделению субоскулюмов, формированию на их основе выростов – обособленных элементов скелета и парагастральной полости – способствовали появлению сложно построенных модульных форм – транзиторных и колониальных.

4. В строении скелетов некоторых париформных губок в основании конической (бокаловидной) части скелета прослеживается небольшое округлое отверстие, значительно меньшее по диаметру, чем оскулюм. У форм полной или почти полной сохранности спутать оскулюм и нижнее отверстие невозможно. Это определяется и месторасположением рассматриваемых элементов в строении скелета, и отсутствием поверхности верхнего края, специфической спикульной решетки, вокруг нижнего (апертурного) отверстия. Образование апертурного отверстия в строении именно париформных губок оказалось достаточно распространенным явлением, хотя в составе групп



на уровне рода и вида это единичные экземпляры. Наиболее часто нижнее отверстие проявляется у губок, в основании скелета которых в той или иной степени проявлен стержень или ложный стержень (*Schizorabdus*, *Sorestirpum*, *Sporadoscinia*). В данном случае от нижнего отверстия по стержню прослеживается небольшой пологий желоб, как некое продолжение парагастральной полости. У ряда форм (*Hexactinaria* sp.), в строении которых стержень неизвестен, нижнее отверстие продолжается в виде щели.

При изучении морфологии разнообразных скелетных форм гексактинеллид внимание на нижнее отверстие и его функциональное назначение не обращалось. Это объясняется как многочисленностью экземпляров с апертурным отверстием в составе конкретных групп губок, таксонов или морфотипов, так и отсутствием очевидной морфологической и функциональной значимости этого элемента для определения таксономического положения рассматриваемой формы. Изучение аспектов морфологии полиоскулюмных губок обусловило необходимость определения функционального предназначения апертурного отверстия.

Формирование апертурного отверстия рассматривается как частное проявление реотропизма: уменьшение толщины стенок бокала и их замыкание с образованием полуразвернутых и листообразных губок. Развитие апертурного отверстия может свидетельствовать о приспособленности некоторых губок к обитанию в условиях активной, приливной – отливной, придонной гидродинамики. В этом случае нижнее отверстие выполняло функцию сброса биогенного и терригенного материала тонкой размерности, попавшего в парагастральную полость.

## Выводы

Искажение строения скелетных унитарных форм вследствие смещений или пережимов, приводящее к появлению нескольких оскулюмов в строении единого организма, не приводит к изменению уровня организации унитарных форм.

Тенденции в онтогенезе губок, обусловившие появление полиоскулюмных форм, получили развитие в формообразовании на уровне подрода и

рода. Замыкание стенки, обособление вторичных оскулюмов, маргинальных участков скелета и формирование выростов по остиям и субоскулюмам составляют содержание морфогенеза скелетных гексактинеллид в направлении образования модульных форм разного уровня: первичных колоний, транзиторий и колониальных транзиторий и, возможно, настоящих колоний.

Понятие «полиоскулюмные» губки используется в широком смысле для форм, в строении которых установлено несколько явных оскулюмов, но не определено их морфофункциональное взаиморасположение. Термин употребим в отношении скелетных форм, для которых трудно установить принадлежность к конкретному уровню модульной организации.

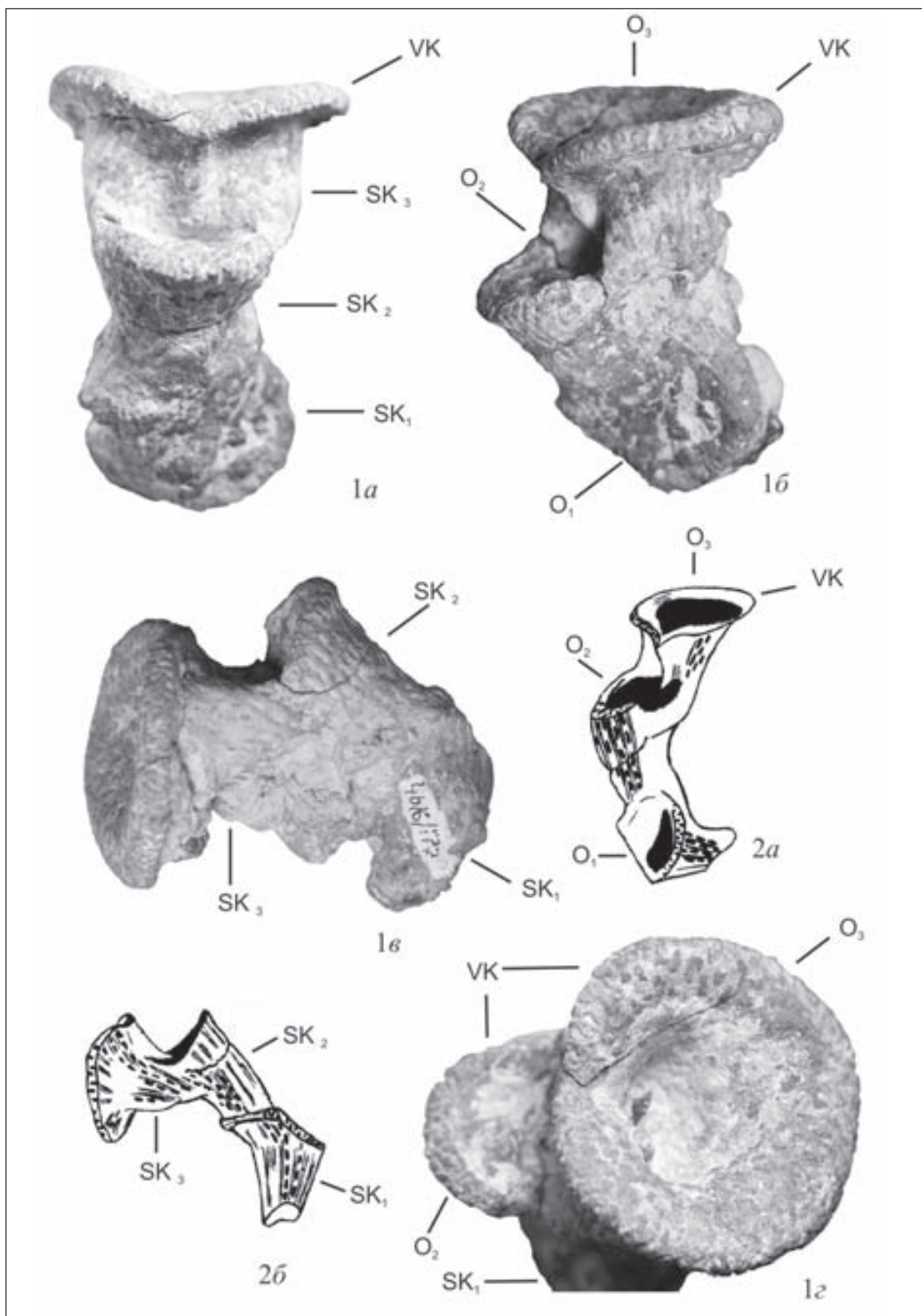
## Библиграфический список

1. Первушов Е.М. Позднемеловые венстрикулитидные губки Поволжья / Тр. НИИ геологии Саратов. гос. ун-та. 1998. Т. 2. 168 с.
2. Первушов Е.М. Прижизненные изменения морфологии скелетных форм позднемеловых гексактинеллид (Porifera) // Результаты общегеологических и палеонтолого-стратиграфических исследований НИИ геологии и геологического факультета СГУ / Тр. НИИ геологии Саратов. гос. ун-та. 2000. Новая серия. Т. VI. С. 45–54.
3. Марфенин Н.Н. Феномен колониальности. М., 1993. 239 с.
4. 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. В.Г. Очев. Саратов, 2002. 274 с. (Тр. НИИ геологии Саратов. гос. ун-та. Новая серия. Т. XII).
5. Malecki J. Santonian siliceous sponges from Korzkiew near Krakow (Poland) // Roczn. Pol. tow. geol. 1980. № 3–4. P. 409–430.
6. Moret L. Contribution a l'etude des Spongiaires siliceux du Cretace superieur francais // Mem. Soc. Geol. France, N. Ser. Paris, 1926. Т. 3. F. 1. P. 1–247.
7. Smith T. On the Ventriculitidae of the Chalk their classification // Ann. and Mag. Nat. Hist., Ser. 2. London, 1848. Vol. 1. P. 352–372.
8. Schrammen A. Neue Hexactinelliden aus der oberen Kreide // Mitt. Roemer-Muss., Hindelsheim. 1902. № 15. 26 s.



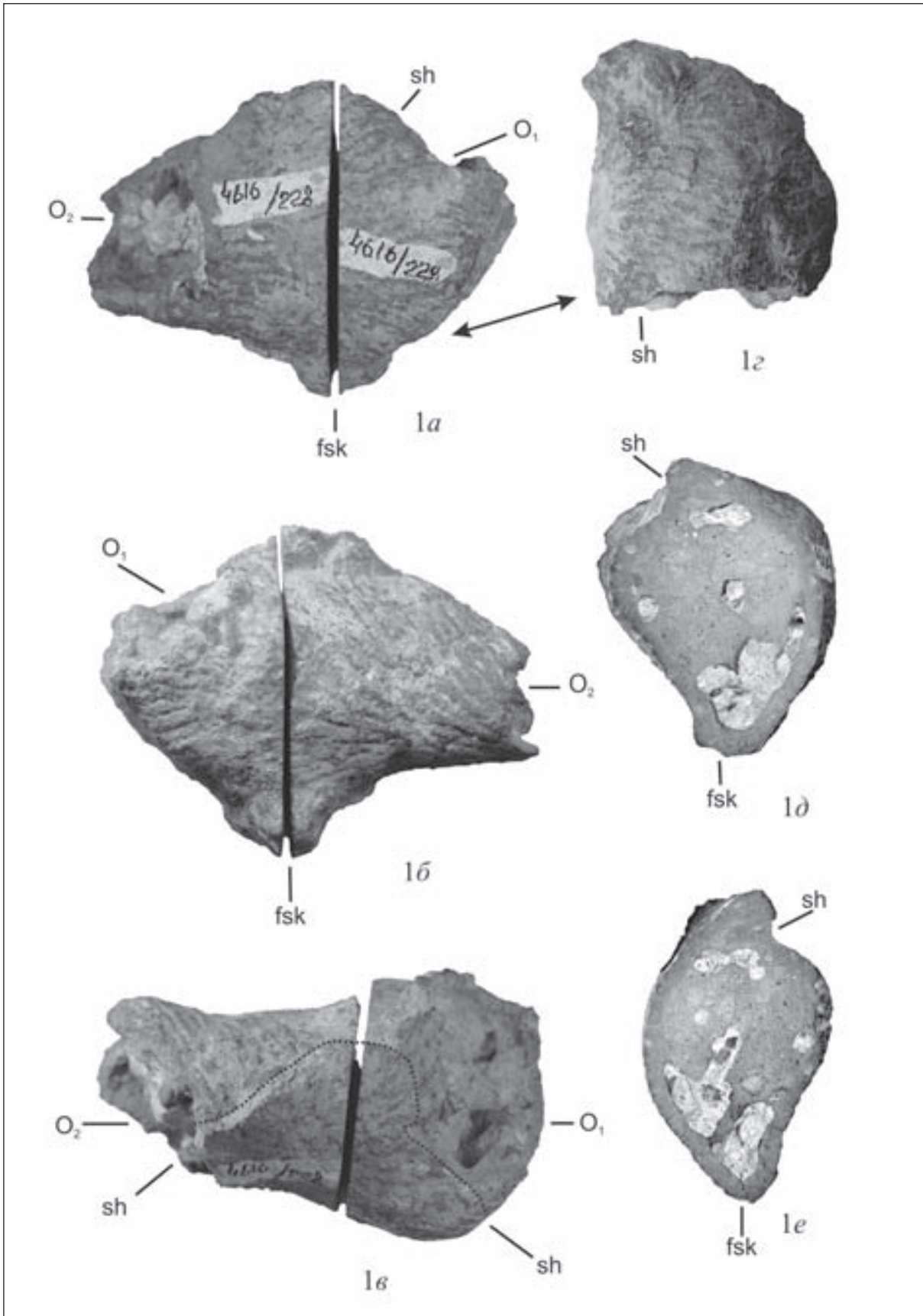
Приложение

Фототаблица I



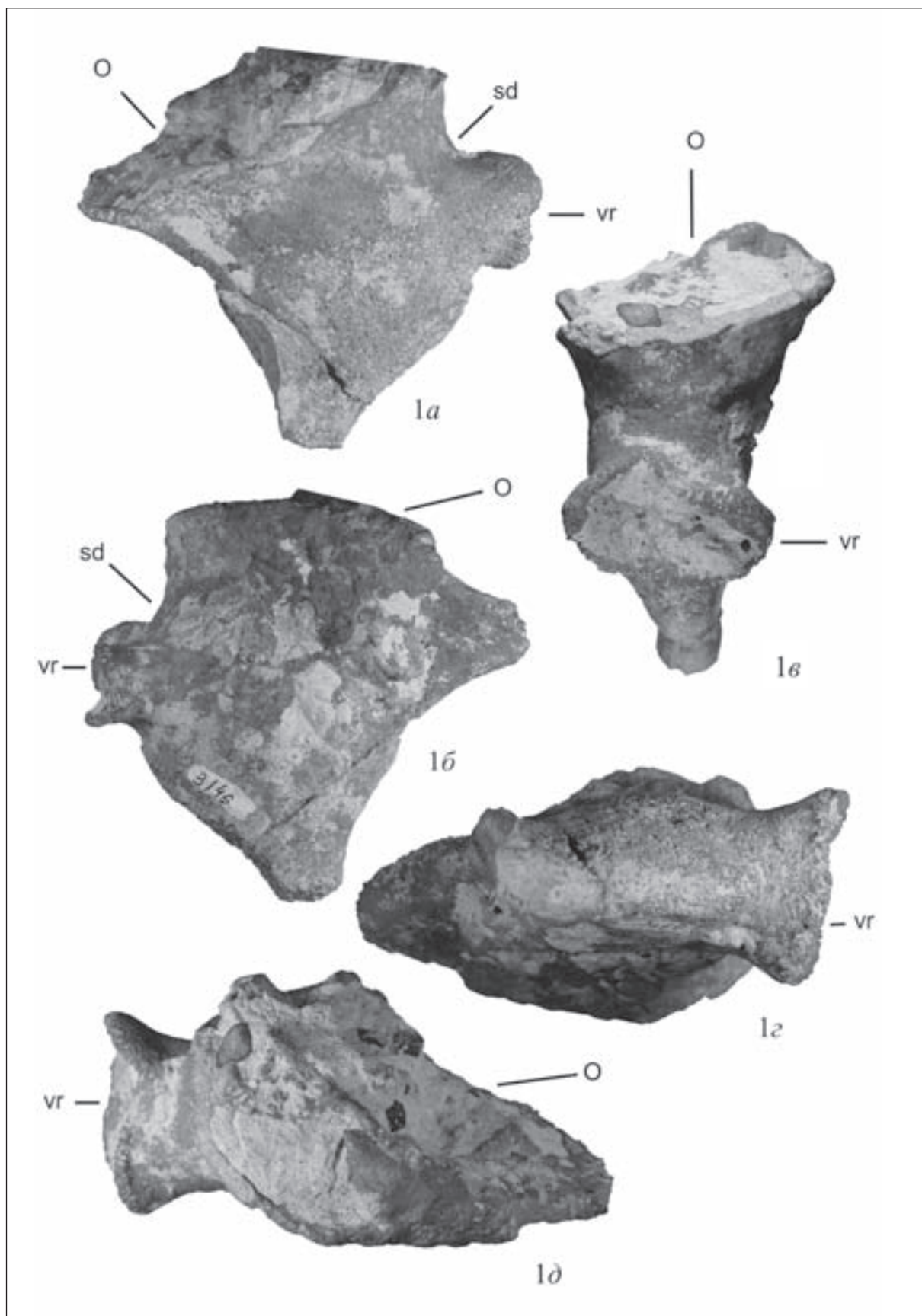


Фототаблица II



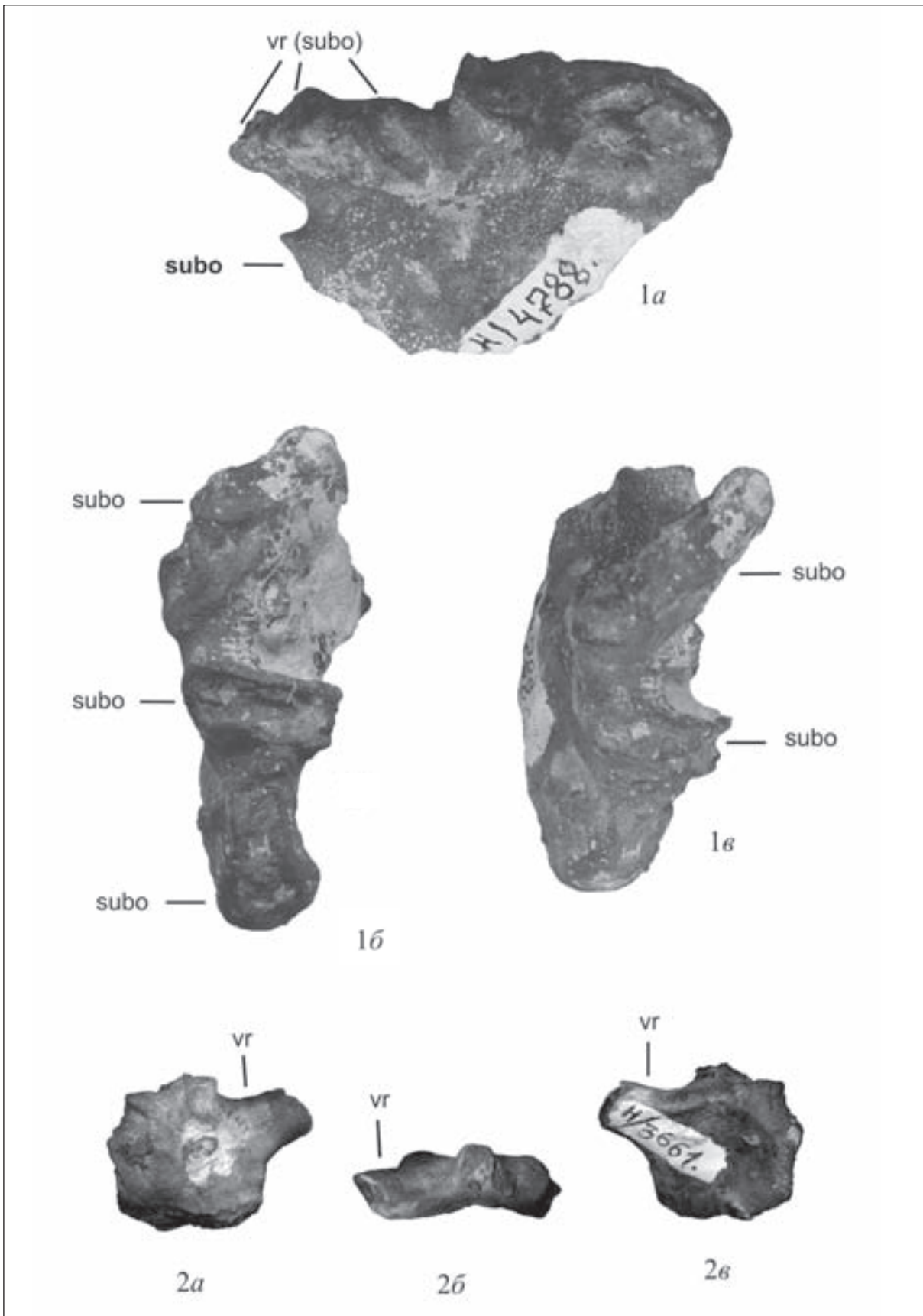


Фототаблица III





Фототаблица IV







### Фототаблица I

Фиг. 1. *Sorestirpum radiatus* (Mantell, 1822); экз. СГУ № 121/2628 (x 0,8): 1a – вид на фронтальную поверхность; 1б, 1в – с противоположных фланговых поверхностей; 1б – первичный сегмент в смещенном положении, 1в – реконструкция вертикального положения первичного сегмента; 1г – сверху; с. Багаевка, нижний сантон;

Фиг. 2. *Sorestirpum radiatus* (Mantell, 1822); экз. СГУ № 121/2628: прорисовка скелета: 2a – первичный сегмент расположен субгоризонтально; 2б – реконструкция вертикального положения первичного сегмента; с. Багаевка, нижний сантон; условные обозначения: SK<sub>1</sub>, SK<sub>2</sub>, SK<sub>3</sub> – первичный и последующие сегменты скелета; O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> – оскулюмы; VK – верхний край

### Фототаблица II

Фиг. 1. *Lepidospongia (Flexurispongia) involuta* Perv., 1998; экз. СГУ № 121/2253 (x 0,9): 1a, 1б – сбоку, с противоположных латусных поверхностей скелета; 1в – сверху, на участок перекрытия стенок; 1г – на ангулатную поверхность, участок шва; 1д, 1е – противоположные поверхности аншлифа; г. Татищево, нижний сантон;

УДК [550.846.2 : 551.510.42](470.40)

## ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ И ОЦЕНКА ЗАПЫЛЁННОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ВОЛЬСКА (в зоне влияния ОАО «Вольскцемент»)

М.В. Решетников, Д.Ф. Гейджер<sup>1</sup>, В.Ф. Лазарева<sup>1</sup>, А.С. Шешнёв

Саратовский государственный университет,  
лаборатория геоэкологии геологического факультета

<sup>1</sup> ОАО «Вольскцемент»

E-mail: sheshnev@inbox.ru

Рассматриваются результаты эколого-геохимического опробования почв и проводится оценка запыленности в зоне влияния цементного производства ОАО «Вольскцемент» (г. Вольск, Саратовская область), которое является градообразующим предприятием и основным источником воздействия на окружающую среду.

**Ключевые слова:** запыленность, экологическое состояние почв, Вольск, цементный завод.

### Ecological and Geochemical Research on Soil and Estimate of Dusting in the City of Volsk (the JSC «Volskcement» Affection Zone)

M.V. Reshetnikov, D.F. Geiger, V.F. Lazareva, A.S. Sheshnev

Considered the results of ecological and geochemical soil sampling and made the estimate of dusting in the «Volskcement» cement producing plant affection zone (the city of Volsk, Saratov region), which is the city-forming company and also the main source of environmental impact

условные обозначения: O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub> – оскулюм; fsk – основание скелета; sh – шов

### Фототаблица III

Фиг. 1. *Sestrocladia sp.*; экз. СГУ № 121/3146 (x 0,8): 1a, 1б – сбоку, на широкую поверхность; 1в – сбоку, на узкую поверхность, на вырост; 1г – снизу, 1д – сверху, на оскулюм; с. Багаевка, нижний сантон;

условные обозначения: O – оскулюм; sd – седловина; vt – вырост с оскулюмом

### Фототаблица IV

Фиг. 1. *Guettardiscyphia sp.*; экз. СГУ № 122/4788 (x 0,8): фрагмент лопасти; 1a – на широкую сторону; 1б, 1в – с противоположных узких сторон, на видоизмененные субоскулюмы; с. Александровка – 03, нижний сантон;

Фиг. 2. *Guettardiscyphia sp.*; экз. СГУ № 122/3661 (x 1): фрагмент лопасти; 2a, 2в – с противоположных широких сторон; 2б – на узкую поверхность, на вырост; г. Саратов, «Заплатиновка», нижний сантон;

условные обозначения: subo – субоскулюмы, видоизмененные; vt – выросты



**Key words:** dusting, ecological state of soil, the city of Volsk, cements plant.

**Введение.** Город Вольск является одним из промышленных центров Поволжья. Основой социально-экономического развития города более 100 лет является цементная промышленность. В настоящее время крупнейшее предприятие Вольска – ОАО «Вольскцемент» – является основным источником отрицательного воздействия на окружающую среду. Цементное производство влияет на литосферу (изъятие вещества, изменение рельефа) и атмосферу (пылевые выбросы). В рамках настоящего исследования рассматриваются проблемы запыленности в северной части Вольска в результате выпадения тонких частиц на поверхность в течение летнего периода 2010 года.

Многoletний климатический режим в районе Вольска характеризуется преобладанием ветров западного направления, которые гонят пылевые



выбросы цементного завода через территорию промышленной площадки в сторону р. Волги и далее в Заволжье. В течение летнего периода 2010 г. на территории установились аномальные погодные условия, сопровождающиеся южным и юго-восточным ветровым переносом; ветровой режим способствовал осаждению пылевых выбросов в жилых микрорайонах города.

В данном исследовании осуществлена попытка разработки подхода к созданию новой комплексной методики оценки запыленности в пределах крупного цементного производства. Она основана на методах эколого-геохимических, биоиндикационных, метеорологических исследований. Были выбраны показатели, отражающие совокупное влияние атмосферных пылевых выбросов за теплый период года на древесно-кустарниковую растительность, почвы, поверхность зданий и сооружений.

**Методика отбора проб почв.** Методика исследований определялась государственными стандартами по контролю загрязнения почв и методическими рекомендациями по проведению эколого-геохимических исследований [1–8].

На подготовительном этапе была разработана схема опробования с учётом положения источников загрязнения относительно рельефа местности, розы ветров и функциональной структуры города. В качестве анализируемых компонентов были выбраны соединения меди, цинка и марганца, так как эти тяжёлые металлы присутствуют в атмосферных выбросах предприятия.

Отбор проб проводился селективно, главным образом на неблагоприятных в эколого-геохимическом отношении площадях опробования (ПО). Всего на исследуемом участке было заложено 19 ПО, представляющих собой площадки со сторонами 5×5 м (рис. 1).

Отбор проб почвогрунтов осуществлялся по трансекте от конечной остановки общественного транспорта в центре города через жилые микрорайоны, окаймляющие цементный завод, практически до микрорайона Асбестно-цементных изделий. Данный территориальный объём работ выбран, исходя из зоны потенциального распространения большей части пылевых выбросов. Непосредственно в районе пос. АЦИ степень воздействия выбросов цементного завода ОАО «Вольскцемент» уменьшается, и возникают трудности при определении доли влияния в совокупных пылевых выбросах близ расположенного цементного производства ЗАО «Волгоцемент» и известкового производства ООО «Волгоизвесть». Схема расположения точек опробования позволяет наглядно проследить поступление техногенного материала в почвогрунты на значительной площади.

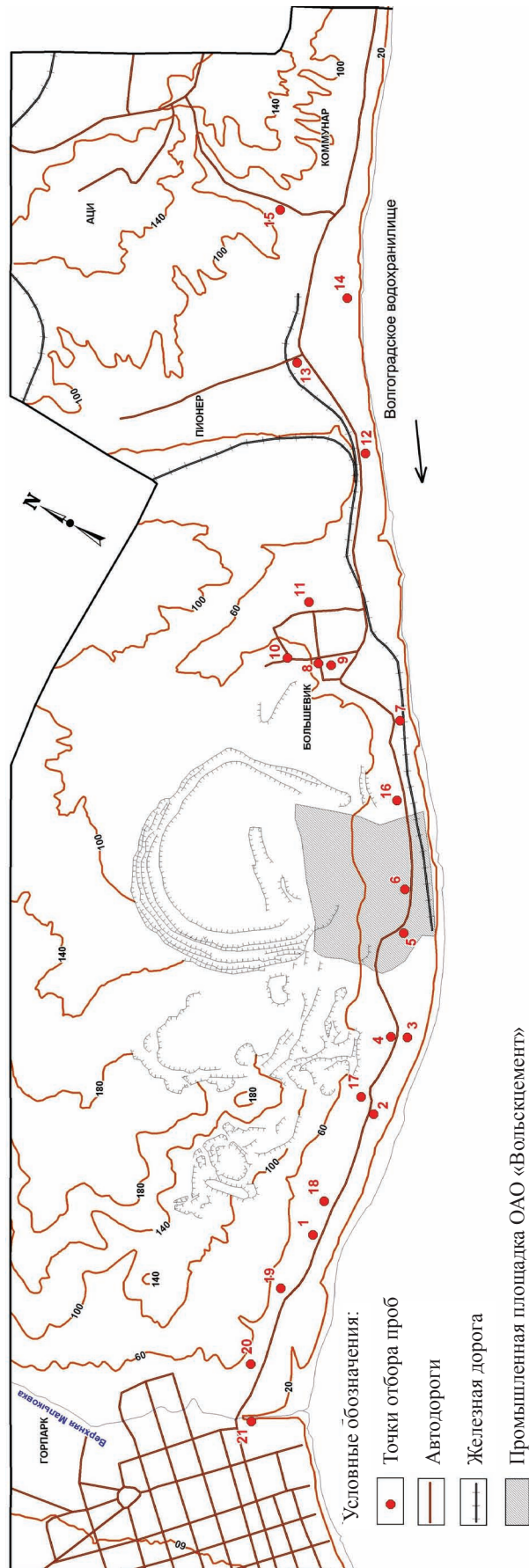


Рис. 1. Схема расположения площадок эколого-геохимического опробования



Некоторое сгущение точек наблюдения имеется в районе пос. Большевик, в зоне многоэтажной жилой застройки с наибольшей плотностью проживающего населения. Общая длина трансекты более 7 км.

Отбор проб проводился методом конверта – одна проба в центре, четыре по углам площадки. Вес объединённой пробы варьировал в пределах 1,5–2 кг. Почвенный материал отбирали из стенок закопушек, предварительно очищенных, во избежание вторичного загрязнения, пластмассовым шпателем. Сухие пробы тщательно перемешивали и очищали от обломков и корней растений в точке пробоотбора на клеёнке или плотной плёнке. После перемешивания проба квартовалась и помещалась в двойной полиэтиленовый пакет с сопроводительной этикеткой. Влажные пробы предварительно просушивали на воздухе и подвергали квартованию в лаборатории. Просеивание всех проб на сите 1×1 мм проводили в лаборатории. Каждая проба, отправленная на анализ, имела дубликат, который сохранялся до конца работ для страховки от непредвиденных обстоятельств или повторного анализа в случае необходимости.

**Методика определения запыленности растительности.** С целью определения запыленности воздуха, на площадках опробования отбирали также образцы растительности – деревья одной породы. На высоте 1–1,5 м с каждого дерева срывали по 10 листьев, которые помещали в чистую стеклянную посуду с притёртой крышкой. В другую посуду отбирали таким же образом листья с контрольных деревьев, произрастающих вдали от дороги.

Листья в стеклянной посуде заливали 300 мл дистиллированной воды, затем с поверхности каждого листа тщательно смывали пыль. После этого воду пропускали через бумажный фильтр (синяя или красная лента), который затем высушивали и производили взвешивание массы осадка. Тем самым было получено значение массы пыли, осевшей на обмытой поверхности.

Поверхность листьев определяли следующим образом: обмытые листья протирали, выкладывая на чистый лист бумаги и обводили по контуру. Затем эти контуры вырезали и взвешивали. Из этой же бумаги вырезали квадрат со сторонами 10×10 см и также взвешивали. Далее для каждой пробы рассчитывали поверхность обмытых листьев по формуле

$$S = M_1 / 5 \cdot \Pi_1 / M_2, \quad (1)$$

где  $M_1$  – масса бумаги, вырезанной по контурам 5 листьев;  $M_2$  – масса 1 дм<sup>2</sup> бумаги,  $\Pi_1$  – количество обмытых листьев.

После проведенного расчёта можно определить массу пыли, осаждающейся на 1 м<sup>2</sup> поверхности листы, а зная точное время накопления пыли (от последнего выпадения осадков до даты

исследования), можно подсчитать среднюю скорость осаждения пыли в сутки по формуле:

$$V = (M \cdot 100) / (S \cdot t), \quad (2)$$

где  $M$  – масса пыли, г;  $S$  – поверхность обмытых листьев, дм<sup>2</sup>;  $t$  – время осаждения пыли, сут.

Проведя подробные исследования в разных точках изучаемого участка, при помощи графических редакторов Surfer 8.0 и MapInfo 8.5 были построены схемы запыленности воздуха на данную территорию.

**Методика аналитических работ.** Определения Zn, Cu и Mn проводились методом атомной абсорбции на спектрофотометре ААС-1N. Валовые формы извлекались путём химического разложения почв кипячением с  $\text{HNO}_3$  (1 : 1).

Погрешности определения: Zn – 8%; Cu, Mn – 10%. Аналитические данные обрабатывались на компьютере с использованием общепринятых параметров и формул. В каждой пробе для всех элементов подсчитывались коэффициенты концентрации по формуле

$$K_c = C_i / C_{\phi}, \quad (3)$$

В этом отношении  $C_i$  – составляет содержание элемента в пробе, а  $C_{\phi}$  – его фоновое значение.

А также коэффициент опасности по формуле

$$K_o = C_i / \text{ПДК}. \quad (4)$$

В этом отношении  $C_i$  – содержание элемента в пробе, а ПДК – его предельно допустимая концентрация в почвах.

Аддитивное загрязнение почв в каждой точке группой элементов определялось через суммарный показатель загрязнения:

$$Z_c = K_{c1} + K_{c2} + \dots + K_{cn}, \quad (5)$$

где  $K_{cn}$  – коэффициент концентрации (опасности) каждого элемента;  $n$  – число элементов в выборке.

Районирование территории по опасности загрязнения, согласно принятым методическим установкам [6], предусматривает выделение четырёх уровней значений  $Z_c$ : допустимый уровень ( $Z_c < 16$ ), умеренно опасный уровень ( $Z_c = 16–32$ ), опасный уровень ( $Z_c = 32–128$ ), чрезвычайно опасный уровень ( $Z_c > 128$ ).

**Результаты эколого-геохимических исследований.** Медь (Cu) – валовые формы. Медь встречается во всех пробах в концентрациях от 9,5 до 250 мг/кг, при местном фоне в 17 мг/кг (таблица). При анализе распределения концентраций в общей выборке выяснилось, что в 14 из 20 образцов содержание меди превышает фон. Максимальное превышение составляет 14,7 раза на площадке опробования № 4. В качестве исходного аналитического уровня для выделения аномальных зон был принят двойной местный фон – 34 мг/кг. С



учётом этого уровня в аномальную зону попадают площадки опробования № 2, 3, 4, 5, 6, 17 и 18.

**Превышение ПДК установлено в 7 анализируемых пробах**, значение коэффициента опасности изменяется от 1 до 7 раз. Таким образом, на исследуемом участке территории Вольска образуется единое техногенное поле загрязнения валовыми соединениями меди, зафиксированное по 7 площадкам опробования, которое территориально приурочено к частной селитебной застройке.

**Цинк (Zn) – валовые формы.** Цинк обнаружен во всех пробах в концентрациях от 34 до 54 мг/кг, при местном фоне 29 мг/кг (см. таблицу). При анализе распределения концентраций в общей выборке выяснилось, что местный фон превышен во всех исследуемых образцах, но не более чем в 2 раза, что не дает нам оснований на выделение аномальных зон.

**ПДК в анализируемых пробах не превышены.** Таким образом, на исследуемой территории не зафиксировано зон загрязнения почв валовыми формами цинка.

**Марганец (Mn) – валовые формы.** Марганец задокументирован во всех анализируемых пробах в концентрации от 75 до 154 мг/кг, при местном фоне 106 мг/кг (см. таблицу). При анализе данных относительно местного фона было установлено, что на 8 площадках опробования он не превышает аномального порога в 2 фоновых значения.

**Превышение над ПДК в исследуемых пробах не зафиксировано.** Таким образом, на изучаемой территории нет никаких оснований для выделения зон загрязнения по валовым формам нахождения марганца.

Результаты определений тяжелых металлов в почвах и грунтах г. Вольска, мг/кг, а также расчёты  $K_c$  и  $Z_c$  относительно фона и ПДК

№	Mn	Cu	Zn	$K_{с\ фон}$ Mn	$K_{с\ фон}$ Cu	$K_{с\ фон}$ Zn	$Z_{с\ фон}$	$K_{с\ пдк}$ Mn	$K_{с\ пдк}$ Cu	$K_{с\ пдк}$ Zn	$Z_{с\ пдк}$
1	75	15,7	44,7	0,71	0,92	1,54	3,17	0,05	0,46	0,88	1,39
2	110	42,3	50,8	1,04	2,49	1,75	5,28	0,07	1,24	0,85	2,17
3	88	40,1	49,3	0,83	2,36	1,70	4,89	0,06	1,18	0,93	2,17
4	132	250	54,2	1,25	14,71	1,87	17,82	0,09	7,35	0,89	8,33
5	142	36,4	51,7	1,34	2,14	1,78	5,26	0,09	1,07	0,90	2,06
6	154	38,4	52	1,45	2,26	1,79	5,50	0,10	1,13	0,87	2,10
7	94	27,6	50,6	0,89	1,62	1,74	4,26	0,06	0,81	0,89	1,77
8	85	23,4	51,7	0,80	1,38	1,78	3,96	0,06	0,69	0,91	1,65
10	102	31,6	52,6	0,96	1,86	1,81	4,63	0,07	0,93	0,88	1,88
11	88	21,9	51,2	0,83	1,29	1,77	3,88	0,06	0,64	0,86	1,56
12	100	25,3	49,8	0,94	1,49	1,72	4,15	0,07	0,74	0,78	1,60
13	104	16	45,5	0,98	0,94	1,57	3,49	0,07	0,47	0,89	1,43
14	119	18,8	51,5	1,12	1,11	1,78	4,00	0,08	0,55	0,59	1,23
15	111	9,5	34,5	1,05	0,56	1,19	2,80	0,07	0,28	0,86	1,22
16	85	29,2	50,1	0,80	1,72	1,73	4,25	0,06	0,86	0,87	1,78
17	117	53,4	50,2	1,10	3,14	1,73	5,98	0,08	1,57	0,86	2,51
18	94	36,1	50,1	0,89	2,12	1,73	4,74	0,06	1,06	0,77	1,90
19	101	10,3	44,7	0,95	0,61	1,54	3,10	0,07	0,30	0,84	1,21
20	94	14,7	48,6	0,89	0,86	1,68	3,43	0,06	0,43	0,91	1,41
21	138	12,6	5,3	1,80	0,74	1,83	3,87	0,09	0,37	0,59	1,06

**Результаты определения запылённости биоиндикационными методами.** Проведённые исследования растительности на предмет накопления ими пылевых частиц показали нам следующие результаты: наибольшая запыленность территории наблюдалась на площадках опробования № 4, 5, 8, 9, 12 и 17, во всех остальных точках показатель запылённости был на уровне фона. Средняя скорость выпадения пыли на данных

площадках изменялась от 0,05 до 0,29 г/м<sup>2</sup> · сут. Наибольшая скорость выпадения пыли приурочена к площадкам опробования № 5, 8 и 12.

В целом относительно уровней запыленности исследуемого участка необходимо отметить, что на данной территории **складывается вполне приемлемая экологическая ситуация, практически соответствующая местному фоновому состоянию.**



**Метеорологический режим и его влияние на распределение выбросов в 2010 году.** Метеорологический режим территории оказывает существенное влияние на распределение и накопление пылевых выбросов в тех или иных элементах городской среды. Наиболее важный показатель – ветровой режим. На территории Вольска, по данным многолетних наблюдений, в теплый период года преобладают ветры северо-западных, северных и западных румбов (рис. 2).

С целью анализа метеорологического режима в течение летнего периода 2010 г. была подготовлена и статистически обработана база данных. На основе этих данных получено представление о распределении ветров по румбам за летний период. Характер распределения направления ветра наиболее хорошо иллюстрируется в виде роз-диаграмм. С этой целью были построены розы-диаграммы отдельно для июня, июля и августа, а также для всего летнего периода в целом (рис. 3).

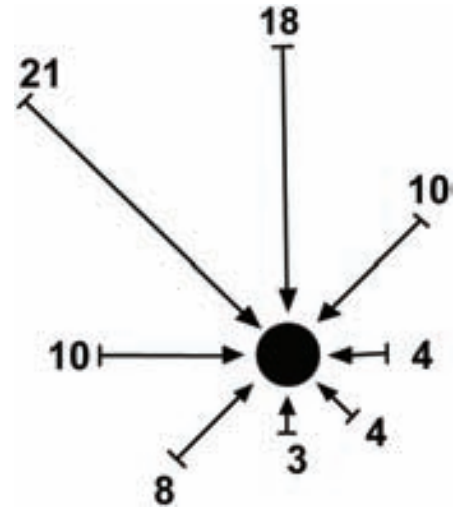


Рис.2. Роза ветров в течение теплого периода года (апрель–октябрь) на территории Вольска [9]: цифры у стрелок обозначают повторяемость ветра данного направления в процентах от общего числа наблюдений без штилей

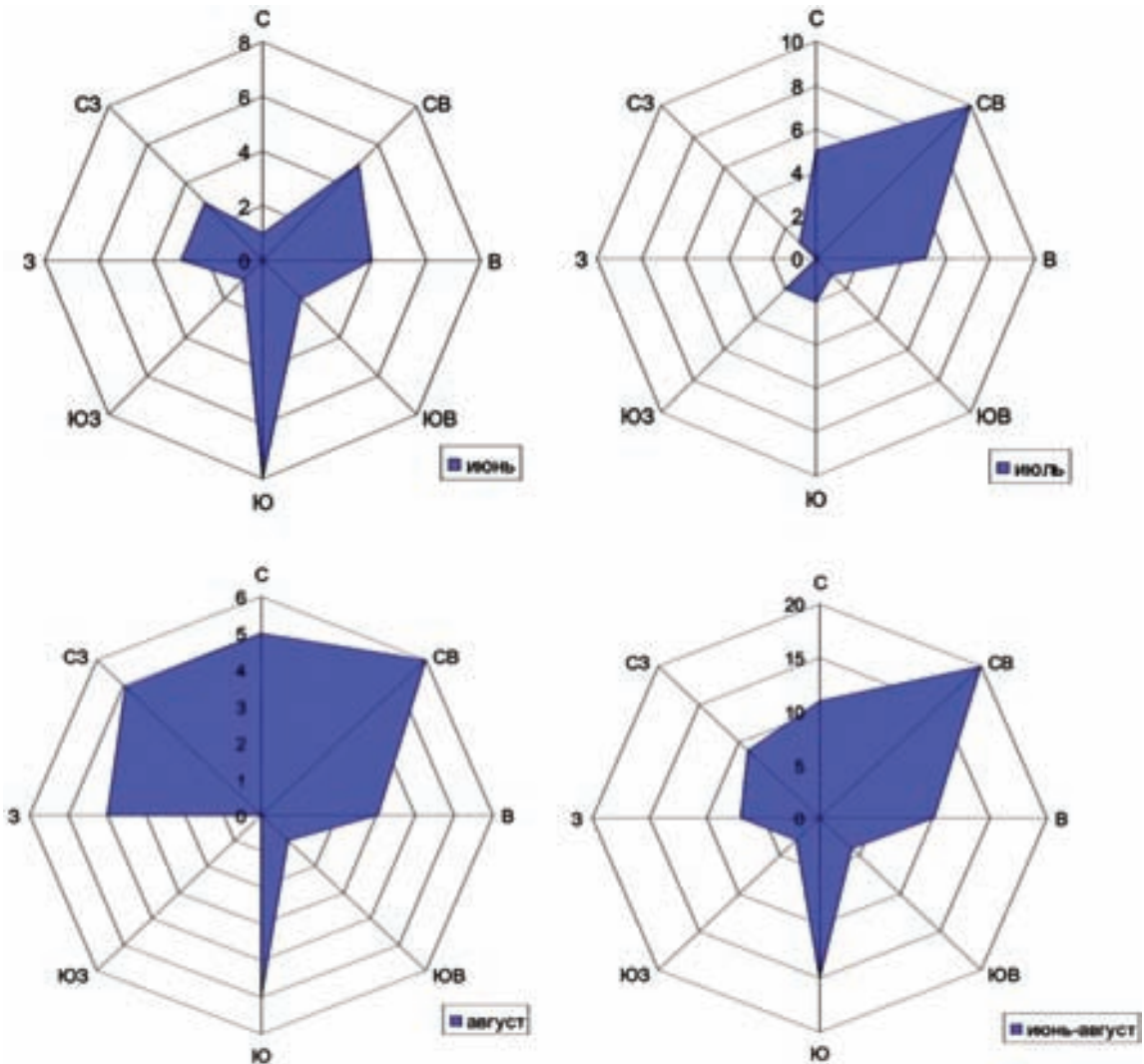


Рис.3. Розы-диаграммы распределения направления ветра по румбам в течение летнего периода 2010 г. (для каждой из роз-диаграмм в целях большей наглядности принят различный масштаб)



Наглядным показателем является распределение повторяемости ветров различного направления в процентах относительно общего числа дней без штилей (рис. 4).

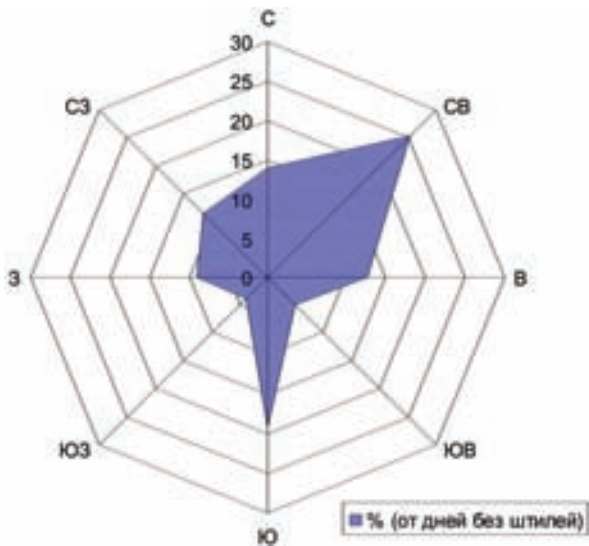


Рис. 4. Роза ветров в течение летнего времени (июнь–август) 2010 г. на территории Вольска: цифры обозначают повторяемость ветра данного направления в процентах от общего числа наблюдений без штилей

Из анализа роз-диаграмм устанавливаем, что в июне на территории Вольска преобладали ветры южного, восточного и северо-восточного румбов, в июле – северо-восточного, восточного и северного румбов, в августе – северо-восточного, северного, северо-западного, южного и западного румбов. В целом за летний период наибольшая повторяемость обнаружена для ветров северо-восточного (20 дней, или 25,32%), южного (15, или 18,99%), северного (11, или 13,92%) и восточного (10, или 12,66%) румбов. Общее количество безветренных дней – 10.

Данное распределение является не самым характерным для территории Вольска, что легко фиксируется из сравнения рис. 2 и 4. В среднемноголетнем распределении ветров преобладают северо-западное и северное направления, а в 2010 г. – северо-восточное и южное, что благоприятствует накоплению пылевых выбросов в жилых районах «Маяк» и пос. Большевик. При штилях пылевые выбросы наиболее интенсивно осаждаются в ближайших к заводу районах (в частности, на «Маяке»).

Таким образом, распределение направления ветров в течение летнего периода 2010 г. отличается от среднемноголетних значений, что способствовало осаждению пылевых выбросов в жилых микрорайонах, находящихся вблизи от завода.

**Заключение.** Проведенные комплексные исследования почвенного покрова, растительности и метеорологических условий позволили сформировать более целостную картину о ситуации, связанной со степенью запыленности

территории. Каждый метод, применяемый нами в данном исследовании, несет определённую информацию об экологическом состоянии того или иного компонента среды: концентрация тяжёлых металлов может указывать на негативное воздействие на почвенный покров; масса пыли и скорость её выпадения свидетельствуют о возможном отрицательном воздействии на растительность; сведения о метеорологических условиях дают представление о негативных атмосферных явлениях, способствующих общему накоплению загрязнителей. При комплексировании этих по своей сути разных методов можно получить новую информацию, которая используется для оценки общей запыленности территории Вольска. По результатам исследований сформулированы следующие выводы.

1. Концентрация тяжелых металлов – марганца (Mn) и цинка (Zn) – присутствующих в выбросах цементного производства, в почвенном покрове исследуемого участка не превышает существующих нормативов и, следовательно, не представляет угрозы здоровью местного населения. Концентрация валовых форм меди (Cu) в почвенном покрове на некоторых площадях опробования превышает существующие нормативы, но интенсивность этого загрязнения мала и не превышает допустимого уровня загрязнения. В процессе проведения исследований не было установлено конкретных фактов, указывающих на то, что рост концентрации данных тяжелых металлов связан с деятельностью предприятия ОАО «Вольскцемент». Более того, изучение корреляционных связей между определяемыми элементами указывает на их различное происхождение; так, значимый коэффициент корреляции был установлен только для пары «Cu–Zn», что, скорее всего, говорит об их общем парагенезисе.

2. Биоиндикационные показатели запыленности исследуемого участка отражают вполне приемлемую экологическую ситуацию, соответствующую местному природному фону, и не являются экстремальными для данной территории.

3. В течение летнего периода 2010 г. наблюдался существенно отличный от среднемноголетних значений метеорологический (ветровой) режим, что благоприятствовало распределению пылевых выбросов над жилыми микрорайонами. Это является, на наш взгляд, основной причиной обостренного восприятия сложившейся ситуации местным населением.

*Авторы выражают благодарность за помощь в проведении исследований инженеру лаборатории геоэкологии О.И. Рейх и студенту-геоэкологу А.А. Кузьмичёву.*

#### Библиографический список

1. Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест: методические указания МУ 2.1.7.730–99. М., 1999.



2. ГОСТ 17.4.01.-81. Охрана природы. Почвы. Номенклатура показателей санитарного состояния. М., 1981.
3. ГОСТ 17.4.1.02-83. Охрана природы. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения. М., 1983.
4. ГОСТ 17.4.3.01-83. Почвы. Общие требования к отбору почв. М., 1983.
5. ГОСТ 17.4.4.02-84. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. М., 1984.
6. Методические указания по оценке степени опасности

загрязнения почвы химическими веществами (№ 4266–87 от 13.03.87). М., 1987.

7. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) тяжелых металлов и мышьяка в почвах (Дополнение № 1 к перечню ПДК и ОДК № 6229–91). Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.020–94. М., 1995.

8. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041-06. М., 2006.

9. Атлас Саратовской области / под ред. В.Г. Лебедева. М., 1978.

УДК 550.2

## ЗЕМНОЙ ОТКЛИК НА ОРБИТАЛЬНОЕ ВОЗБУЖДЕНИЕ И ИЕРАРХИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ПОРОДНЫХ ЦИКЛИТОВ НА ПРОТЯЖЕНИИ НОВЕЙШЕГО ВРЕМЕНИ



В.Ф. Салтыков

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

В результате рассмотрения опубликованных материалов показано, что циклические вариации земного отклика практически совпадают с флюктуациями орбитальных параметров при учете временного лага величиной 5–6 тыс. лет. Но в земном отклике изменения периодичностей носят более сложный характер за счет явления резонанса и появления многочисленных обратных связей в системе, в результате чего возникают дополнительные периоды. Ход земных процессов проходит точку бифуркации с изменением амплитуды, темпа и направления развития, что отражается в цикличности седиментогенеза как в океане, так и на континенте. Такой подход позволяет представить обновленную иерархию климатических событий и породных циклитов. Для плейстоцена предлагается вариант Общей хроностратиграфической шкалы, на которой отражены палеомагнитные и изотопно-кислородные данные.

**Ключевые слова:** орбитальные параметры Земли, иерархия, климатические события, цикличность, седиментогенез, плейстоцен.

### Earth's Response to Orbital Excitation and Hierarchy of Climatic Events and Rock Cyclites Over the Recent Time

V.F. Saltykov

Analysis of the published material has made it possible to show the cyclic variations of the earth's response to be practically coincident with the orbit parameter fluctuations, when the time lag of 5–6 thousand years is considered. In the earth's response, however, periodicity changes are more complicated due to resonance phenomena and to numerous feedbacks in the system responsible for additional period occurrences. The course of the earth's processes passes the bifurcation point with changes in the development amplitudes, rates and directions, which are reflected in sedimentogenesis cyclicity both, in the ocean and on the continent. Such approach allows to present an updated hierarchy of climatic events and rock cyclites. A version

of General chronostratigraphic scale is proposed for the Pleistocene, with paleomagnetic and oxygen-isotope data presented.

**Key words:** Earth's orbital parameters, hierarchy, climatic events, cyclicity, sedimentogenesis, Pleistocene.

### Интерпретация откликов земной климатосферы на орбитальное возбуждение

Основной объем информации о климатической изменчивости в течение новейшего времени получен в результате анализа особенностей распределения изотопов кислорода в непрерывных разрезах глубоководных осадков. Дополнительные сведения, касающиеся вариаций парниковых газов, основаны на изучении ледовых колонок в Антарктиде и Гренландии. В итоге можно констатировать следующее:

1) вариации соотношения изотопов химических элементов являются откликами на изменения полуметодической инсоляции за счет циклических колебаний орбитальных параметров; при этом установлен факт запаздывания отклика на внешнее возбуждение и его величина в настоящее время оценивается в 5–6 тыс. лет;

2) флюктуации отклика происходят циклически в соответствии с подобным поведением орбитальных компонентов;

3) последние действуют как в отдельности, так и совместно, а также вызывают многочисленные обратные связи в климатосфере. В результате здесь возникают дополнительные периодичности как отражение резонанса влияния первоначальных элементов;

4) вопрос о периодах изменения сигналов отклика обстоятельно обсуждается во многих публикациях при использовании математических моделей различного ранга. Важным моментом является установление и объяснение закономерного колебания между двумя климатическими состояниями –



гляциальным и интергляциальным, что качественно было известно давно и является характерной чертой эволюции палеоклимата в течение позднего кайнозоя. Аналогичное явление свойственно и древним эпохам [1];

5) использование разнообразной информации позволяет построить количественные модели строения одного климатического цикла и оценивать изменения периодичностей различных циклов в течение достаточно длительного времени с надежным датированием их расположения, выраженным в тысячах лет. Последнее обстоятельство очень важно для решения одной из основных проблем стратиграфии новейших отложений;

6) при создании моделей большую роль играют закономерности нелинейной динамики, причем некоторые из них выявлены именно при анализе климатической изменчивости.

Сопряженность пары противоположных событий при изучении палеоклимата в новейшее время, возникающих при орбитальном возбуждении, является достоверно установленным научным фактом. Х.С. Лиу [2] его образно показал (рис. 1). Такая система действует как детектор, когда внешняя сила толкает ее к переходу от одного состояния к другому. Если мячик на рис. 1 задерживается в одном положении, это означает, что система не получает соответствующего сигнала и мячик осциллирует внутри одного из отстойников. Приходящие сигналы  $I_m$  и  $I_g$  достоверно отображают количество поступающей солнечной энергии. Это представление позволяет объяснить изменение продолжительности климатического цикла в пределах 80–120 тыс. лет, что хорошо согласуется с колебаниями параметра  $\delta^{18}O$  на изотопном графике в течение последнего миллиона лет.

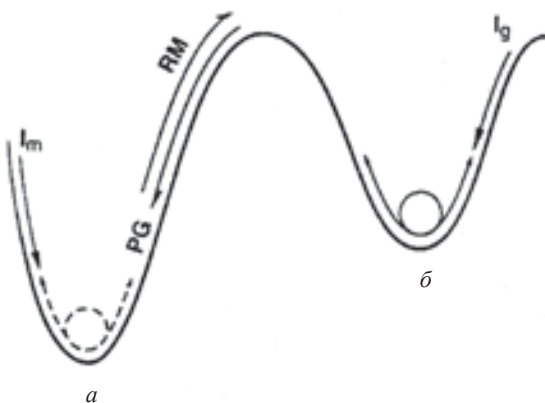


Рис. 1. Бистабильная климатическая система Земли как отклик на орбитальное возбуждение; «образный мячик» меняет свое положение в одном из двух потенциальных отстойников, разделенных барьером: *a* – стабильное гляциальное состояние; *b* – стабильное интергляциальное состояние; *RM* – быстрое таяние ледника; *RG* – продленная гляциация;  $I_m$  и  $I_g$  – количество поступающей солнечной энергии [2]

Такой же подход демонстрируется в работах Г. Николиса и И. Пригожина [3] и в модели Д. Пейлларда [4]. М.Е. Реймо поддерживает предложенные представления. Она отмечает: «Наше понимание механизмов климатического изменения – «правил», которые управляют переходами между состояниями, еще далеки от совершенства. Однако они вовлечены в процессы в системе «океан – атмосфера – лед», которые могут изменять температуру атмосферы, содержание  $CO_2$ , метана, океаническую циркуляцию и температуру морской поверхности на таких временных интервалах, как столетия, даже когда они задаются орбитальными изменениями, которые встречаются в течение многих тысячелетий [5, p. 1468].

В этом отношении следует отметить изменение конфигурации земной орбиты, на что обратил внимание В.И. Шмуратко [6], который показал, что оледенения в течение прошлых 800 тыс. лет происходили тогда, когда орбита максимально приближается к круговой. В это время сезонность изменяется в узком диапазоне, так как расположение точек летнего и зимнего солнцестояния при квазикруговой орбите существенно не влияет на значение этого параметра. Такие эпохи этот исследователь назвал эпохами потенциальных оледенений, когда климатосфера намного более чувствительна к изменению внешних условий и в то же время обладает наибольшей инерционностью.

В целом можно констатировать, что в течение одного цикла климатическая система осциллирует между двумя метастабильными состояниями, продолжительность которых существенно отличается между собой – явно доминирует интергляциальное состояние, тогда как собственно гляциация охватывает более короткий промежуток, занимающий не более 25% объема всего цикла, как отметили А.В. Жирмунский и В.И. Кузьмин [7]. Большая часть цикла занимает промежуточное состояние, характеризующееся незначительными частыми климатическими изменениями от тепла к холоду и обратно. Важным моментом является быстрая дегляциация. Следовательно, климатический цикл имеет асимметричное строение, обусловленное не только вариациями орбитальных параметров, но и возникновением множества обратных связей в системе.

При рассмотрении этих особенностей и учете роли океана В.И. Шмуратко выделяет четыре стадии (он их называет режимами). Стадия А, когда уровень океана является максимально высоким, объем ледников минимален, площадь растительного покрова на континентах наибольшая. Стадия С, когда инерционность системы по отношению к внешнему возбуждению является минимальной, появляются оледенения, вследствие чего возрастает планетарное альbedo, увеличивается продуктивность океана, что фиксируется в поглощении  $CO_2$  из атмосферы. Процесс протекает ступенчато и нарастание его темпов приводит к возникновению стадии В, когда рост ледников становится максимальным, достигая некоторого «порогового» значения, сопровожда-





емого понижением уровня океана и изменением механизмов океанической и атмосферной циркуляции; климат обладает наибольшей инерционностью, увеличивается значение серджинга, особенно при приближении к окончанию стадии, что обеспечивает отрицательную обратную связь при изменении темпа получаемой инсоляции. Наконец, стадия D (или терминация) характеризует наиболее нестабильное поведение климатической системы, которая очень чувствительна к внешнему воздействию. В это время обилел серджинг, что приводит к созданию колебательного режима океанической циркуляции и тем самым к возникновению различных температурных режимов, но при нарастании темпа потепления, что в конце концов способствует переходу к стадии А.

Близкое строение одного климатического цикла дают Дж. Имбри с соавторами [8], которые, взяв за основу простую модель океанической циркуляции В.С. Брёкера и Г.Х. Дентона [9] и используя множество переменных в течение последних 500 тыс. лет, уделили особое внимание последовательности событий в одном цикле. Они всю систему представили в виде подсистем или сдвигов между двумя стабильными модами. Ход течения процесса они изобразили на модельном рисунке (рис. 2). Исследователи выделяют следующие состояния или, точнее, стадии: интергляциал, прегляциал, гляциал, дегляциал, т. е. вместо двух наиболее стабильных режимов, разделенных промежуточным метастабильным состоянием, как предложили Г. Николис с И. Пригожиным и Д. Пейл-

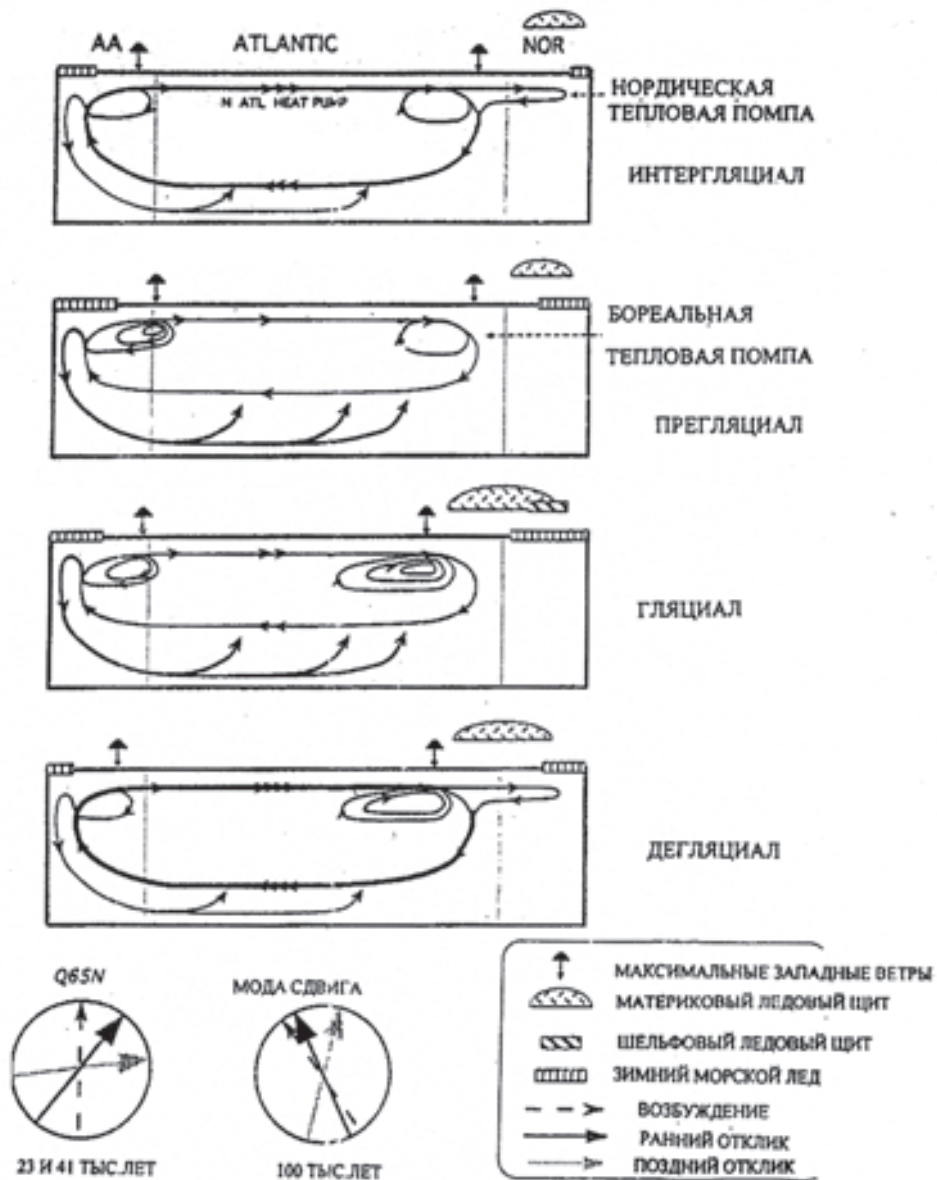


Рис. 2. Временные индексы для быстрого таяния льда ( $I_m$  – пунктир) и большой гляциации ( $I_g$  – сплошные линии) предсказывают главные события интергляциал-гляциального цикла; цифры в кружках – последовательность гляциальных стадий; нерегулярные циклы изменялись от 80 до 120 тыс. лет в течение последнего миллиона лет [2]



лард, описываются четыре стадии, что согласуется с представлениями В.И. Шмуратко. Заметим, что в этой работе Дж. Имбри с соавторами рассматриваются только линейные отклики, чтобы установить строение цикла. На самом деле, чаще в литературе указывают на нелинейность процессов. Подробный анализ этого вопроса обсуждается в другой работе Дж. Имбри с соавторами [10].

Орбитальное возбуждение вызывает отклики в изменении интенсивности и характере океанической циркуляции в Северной Атлантике, особенно промежуточных вод. Намечаются две траектории: 1) конвекция открытого океана в бореальную Атлантику, обозначенная как бореальная тепловая помпа, 2) истечение промежуточных вод из Северного моря в Атлантику, обозначенное как нордическая тепловая помпа. Установлено, что сдвиги от одно- к двухпомповой циркуляции характерны для перехода от гляциального через дегляциальное в интергляциальное состояние. Противоположное направление возникает, когда система двигается от интергляциала через прегляциал к гляциалу. За счет действия циркумпольного течения вокруг Антарктики в Южном океане в течение гляциалов создается углеродная ловушка в глубинных водах.

Циклы гляциации с периодами 23 тыс. и 41 тыс. лет влияют на каждую часть климатической системы. В первом приближении они являются непрерывными линейными откликами на орбитально управляемые изменения в земном радиационном бюджете. Отождествляя интергляциал с голоценом, модель рассматривает поле морского льда и широтный температурный градиент, чтобы воспроизвести картину атмосферной циркуляции, океанических фронтов и распределения планктонных сообществ (см. рис. первая фигура сверху).

В ответ на непрерывное уменьшение летней инсоляции атмосфера и поверхность океана в Арктике охлаждаются, испарение убывает и поля снега и морского льда расширяются. Вследствие этого в Арктике происходит опреснение поверхностных вод, что замедляет и ограничивает появление вод истечения, которые погружением более теплых вод транспортировали тепло к югу. Система находится в однопомповой моде с перекачиванием минимального тепла в Северную Атлантику. Все эти эффекты действуют на уменьшение меридионального контраста, что подразумевает более сильный северный поток глубинных вод южного происхождения в Северную Атлантику, перемещая смешивающий фронт между водами северного и южного происхождения дальше на север. Более холодные поверхностные воды способствуют быстрому расширению поля морского льда, что увеличивает температурный градиент и сдвигает ветровые фронты к северу (см. рис. 2, вторая фигура сверху).

Рост ледового щита контролирует скорость, температуру и содержание водяного пара. Когда рост достигает максимума в районе доминируют холодные сухие ветры. Охлажденные поверхностные воды океана будут и дальше изымать  $\text{CO}_2$  из атмосферы.

Накопление льда способствует понижению уровня океана (см. рис. 2, третья фигура сверху).

В ответ на непрерывное увеличение летней инсоляции в Арктике атмосфера и поверхность океан теплеют, испарение возрастает и снеговые поля и площади морских льдов сокращаются. Бюджет массы ледового щита становится отрицательным, вызывая его край к отступанию. Начало этого процесса незначительно сказывается на изменении уровня океана, но влияние на океаническую циркуляцию значительно, в результате чего к северу направляются потоки соленых и теплых вод, увеличивая обмен с Северным морем. Этот поток обеспечивает приток тепла, способствует таянию льдов, поддерживает соленость морской воды, увеличивает конвекцию вод и повышает содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере по мере его выделения из морской воды. С вторжением атлантических вод в Северное море включается нордическая помпа и система возвращается к двухпомповой моде (см. рис. 2, четвертая фигура). Авторы модели считают, что четыре стадии являются минимально необходимыми, чтобы адекватно описать эволюцию системы.

Предложенная генетическая модель развития одного климатического цикла является весьма показательной, принимая во внимание наименование стадий, наличие которых хорошо согласуется с данными по изучению ледниковых отложений на континентах. Но она использует линейное влияние различных параметров, не учитывает различие температурного отклика в разных регионах земного шара, в которых наблюдается неодинаковое распределение суши и моря. Используя энергобалансовую модель для генерации температурного отклика при разном распределении суши и моря, Д.А. Шорт с коллегами [11] выявили влияние географического фактора при фильтровании орбитального сигнала в частотной области.

Полученные результаты можно свести к следующим положениям:

1) на северных площадях суши средних широт сезонный температурный отклик на орбитальное возбуждение является значительным (более  $10^\circ\text{C}$ ), но изменения в океанических регионах на порядок меньше ( $1^\circ\text{C}$ ), и здесь орбитальный сигнал подавляется океанической циркуляцией;

2) хотя моделированный сезонный отклик на орбитальное возбуждение в антарктическом регионе составляет  $6^\circ\text{C}$ , эффект годовой температуры имеет менее  $2^\circ\text{C}$  и ограничивается периодами, продолжительностью около 41 тыс. лет, но появляются пики на 54 и 29 тыс. лет. Прецессионные эффекты усредняются почти до нуля в годовом бюджете. Здесь значительную роль в климатической изменчивости играют вариации концентраций  $\text{CO}_2$  и пыли;

3) низкоширотные регионы записывают богатый спектр модельного отклика. Имеются прецессионные гармоники 9,5 и 11,5 тыс. лет, сильные пики на 19, 23, 41, 100 и 400 тыс. лет. Последние два усиливаются над экваториальными площадями суши;



4) модельно генерированные пики прецессии и эксцентриситета лучше проявляются в тропиках, так как там Солнце дважды в год проходит через экватор, создавая максимальную температуру и тем самым аннулируя эффекты похолодания афелия. Мощность 100000-летнего сигнала генерируется при максимальном, а не при минимальном возбуждении, и амплитуда температурного отклика может быть значительной, чтобы отразиться в геологической записи;

5) важное значение имеет обратная связь влажности на температурный отклик, который может быть экспортирован к более высоким широтам атмосферной циркуляцией.

Следовательно, в высоких широтах на первое место в климатической системе выходит влияние ледников, атмосферной и океанической циркуляции. Таким образом, распределение суша – море будет значительно модифицировать приходящий орбитальный сигнал и особенно в частотной области. Явления нелинейности процессов усиливают отклики на модулирующих периодах.

Несмотря на недостаточный учет ряда факторов, в работе Дж. Имбри с соавторами [8] выявлено влияние вариаций эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии за последний миллион лет в виде следующих пределов: от 1: 0,52: 0,38 до 1: 0,86: 0,45. Использование этих коэффициентов в усредненной форме позволило В.А. Большакову [12] построить орбитальную кривую, представляющую собой эталон климатической изменчивости за рассматриваемый временной диапазон.

В следующей работе Дж. Имбри с соавторами [10] обсуждаются проблемы нелинейности климатической системы и возникновение 100000-летних циклов в течение последних 2 млн лет. Отмечается, что эта цикличность проявляется в изотопно-кислородной записи совместно с периодичностями прецессии и наклона начиная примерно с 1 млн лет, тогда как в древней части доминировали главным образом циклы наклона. Эксцентриситетом управляемый радиационный цикл является слишком малым, и его фаза существенно запаздывает, чтобы возбудить соответствующий климатический отклик. Введение в модель свободной осцилляции явления резонанса (наложение друг на друга различных циклов) не решает проблему. В то же время следует отметить, что В.А. Большаков периодичность в 29 тыс. лет относил именно к резонансу наклона по типу неизвестного механизма нелинейного усиления в климатической системе.

Дж. Имбри с соавторами предлагают концептуальную модель, которая идентифицирует массивные ледовые щиты Северного полушария в качестве большого инерционного источника (параметра порядка). Когда эти ледовые щиты, созданные за счет колебаний инсоляции, возбужденных прецессией и наклоном, достигают критического размера, они прекращают отклик и управляются только атмосферными и океаническими откликами. В результате соединенная система действует как нелинейный

ускоритель, который является особо чувствительным к вариациям эксцентриситета и управляемым модуляциями в 23000-летнем цикле и канализирует энергию в 100000-летней полосе через обратные связи, темп этих связей задан ледовыми щитами. Увеличение амплитуды 100000-летнего цикла после 1 млн лет обусловлено повышенной способностью глубоководного океана к захвату и освобождению углерода в ответ на гляциал-интергляциальные изменения в экспорте глубинных вод Северной Атлантики.

Роль частотного модулятора в проявлении различных периодичностей обсуждается в теоретической работе Дж. А. Риала [13]. Используя изотопно-кислородные записи за 2,1 млн лет до н.э., автор заметил, что мощность частотной полосы эксцентриситета изменяется вдоль приблизительно синусоидальной кривой, когда периодичности от 120 до 80 тыс. лет встречаются каждые 400 тыс. лет. На этом основании он предположил частотную модуляцию 100000-летних сигналов эксцентриситета более долговременных 413000-летних компонентов или кратных гармоник последнего. Тогда, согласно расчетам автора, появляются периоды 75, 85, 95, 107, 123 и 143 тыс. лет. Их обилие затушевывает проявление самого 413000-летнего сигнала в записях, так как первые располагаются в предсказанных частотных полосах вокруг главного модулятора. Данный исследователь отмечал, что точный механизм пока еще не вполне ясен, но такая частотная модуляция высокочастотного носителя низкочастотным модулирующим сигналом давно известна в электронной технике. Тогда климатическая система представляется в виде потенциального резонансного осциллятора, который начинает становиться особо действенным в присутствии ледовых щитов, выступающих в качестве параметров порядка.

В статье Н. Дж. Шеклтона [14] – одного из авторов идеи о связи 100000-летнего цикла с глобальным объемом льда, – обосновывается положение, что он, вероятно, не возникает из динамики ледового щита, а является откликом на глобальный углеродный цикл, который генерирует сигнал эксцентриситета. Несмотря на разную форму предложенных Дж. Имбри с соавторами и Н. Дж. Шеклтоном механизмов, их роднит предположение о роли обратных связей, к которым некоторые исследователи [12] относят и вариации CO<sub>2</sub>, и большое значение океана в климатической изменчивости, что является несомненным.

Следует кратко коснуться вопроса перехода от раннего и среднему плейстоцену (между эо- и неоплейстоценом по русской терминологии), так как именно на этом рубеже ранее даже проводили нижнюю границу квартала. В.Ф. Раддиман с коллегами [15] впервые показали смену 41000-летней цикличности в древней части на 100000-летнюю выше по разрезу в диапазоне 900–400 тыс. лет. Впоследствии другие исследователи указывали на иной возраст этого рубежа, но все отмечали существенное увеличение объема льда. М. Мудлси и М. Шульц [16] изучили распределение δ<sup>18</sup>O по различным глубоко-



водным колонкам и выполнили анализ образцов во временной и частотной областях, применив новый способ изучения исходных данных. Они показали, что переход фиксируется в диапазоне от 810 до 925 тыс. лет со средним значением возраста 922 тыс. лет, и считали, что это несинхронное событие триггеруется быстрым увеличением объема льда. К нему приурочено возрастание  $\delta^{18}\text{O}$  на 0,29%. Его продолжительность составляет примерно 40 тыс. лет. На рубеже  $641 \pm 9$  тыс. лет резко доминирует 100000-летний климатический цикл, а в промежутке между 950 тыс. и 650 тыс. лет появляется периодичность 77–78 тыс. лет. Следовательно, данный переход является хотя и резким, но несинхронным в разных районах мира и охватывает достаточно широкую временную полосу. Поэтому он может быть признан в качестве рубежной границы в стратиграфии плейстоцена лишь условно.

Помимо отмеченной роли эксцентриситетного возбуждения обсуждается влияние другого важного элемента земной орбиты – наклоения. В этом отношении интересна теоретическая работа Х.С. Лиу [2] в обосновании идеи, согласно которой динамическая нестабильность в развитии гляциаций и дегляциаций ледовых щитов может быть триггерирована пульсациями изменения орбитальных и ротационных параметров, связанных нелинейно друг с другом. Автор полагал, что мощность в частоте цикла наклоения является большей, чем таковая в цикле эксцентриситета, и может быть стимулом для возникновения климатического цикла. Применяя частоты возмущений других планет Солнечной системы к анализу изменения наклоения планеты во времени, автор установил, что частотная вариация имеет период в 100 тыс. лет, образующая пик на частотной диаграмме. Кроме того, выделяются пики 22, 41 и 185 тыс. лет, при этом первый и третий пока не находят своего объяснения. Возможно, это обертоны и суперпозиции цикличности в 41 тыс. лет.

В качестве обоснования своих расчетов Х.С. Лиу отмечал, что согласно законам небесной механики вариации земного наклоения производятся соотношением движения его орбитальной плоскости вследствие гравитационных пертурбаций других планет и прецессии оси вращения, которая результируется из солнечного момента вращения, влияющего на земную экваториальную выпуклость. Вариации по величине этого солнечного момента вращения определяются одновременным расстоянием от Земли до Солнца, которое управляется эксцентриситетом. Вероятно, максимальная скорость частотной флюктуации наклоения может встречаться только тогда, когда эксцентриситет является высоким, а минимальная скорость может встречаться независимо от его величины. Автор полагал, что если предложенная идея является корректной, 100000-летний цикл эксцентриситета не может быть возбуждающим механизмом для возникновения климатического цикла в течение последнего миллиона лет, а может рассматриваться в качестве вспомогательного фактора.

На основании своих расчетов Х.С. Лиу предложил внутреннюю структуру климатических изменений в течение последнего миллиона лет и дал временные привязки каждому климатическому циклу. При этом находит свое объяснение и появление указанных циклов с различной продолжительностью – от 80 до 120 тыс. лет. Автор рассматривал климатическую систему как двухмодальную, колеблющуюся между двумя стабильными состояниями. Если внешняя сила является незначительной, система задерживается в одном состоянии и осциллирует в нем с различными и относительно малыми периодичностями и поэтому не показывает доминирующего сигнала в 100 тыс. лет. При увеличении мощности внешнего толчка система скачком (явление бифуркации) переходит в другое состояние.

На представленном графике (рис. 3) показано, что продолжительность климатического цикла изменяется от 80 до 120 тыс. лет в течение плейстоцена, т. е. повторяются неодинаковые интервалы со средним периодом в 100 тыс. лет. Исследователь предложил два временных индекса –  $I_m$  и  $I_g$  – соответственно для быстрого таяния льда и развития гляциации, которые предсказывают главные события климатического цикла. Эти индексы равны максимальным и минимальным величинам частоты наклоения. При  $I_m$  Земля получает самую высокую солнечную радиацию, а при  $I_g$  – самую низкую. Максимальная скорость частотной вариации наклоения может встречаться только при высоком значении эксцентриситета, а минимальная – может наблюдаться независимо от его величины. На рис. 3 цифрами  $I-I$  показаны интервалы климатических циклов с вычисленной продолжительностью каждого из них. Эта картина хорошо сопрягается с изотопно-кислородной кривой и отражает циклическое развитие наступания и отступления ледовых щитов в Северном полушарии. Любопытно, что представленные материалы свидетельствуют об определенной правильности указанной цикличности, которая может быть основой для построения хроностратиграфической шкалы плейстоцена с использованием изотопно-кислородных данных.

Таким образом, можно констатировать, что тонкая привязка изотопно-кислородной кривой к временной «линейке», несмотря на ряд до сих пор неразрешенных проблем, может служить хроностратиграфическим каркасом для надежного установления последовательности породных комплексов даже в континентальных разрезах. При этом необходимо сопрягать моренные горизонты с холодными (четными) изотопными стадиями, учитывать изложенные соображения по цикличности событий и принимать идею существования гляциал-интергляциального цикла на протяжении плейстоцена.

### Иерархия климатических событий и породных циклитов на протяжении новейшего времени

Для обоих природных явлений – функционирования климатической системы и образования породных комплексов – свойственно одно важное свойство:

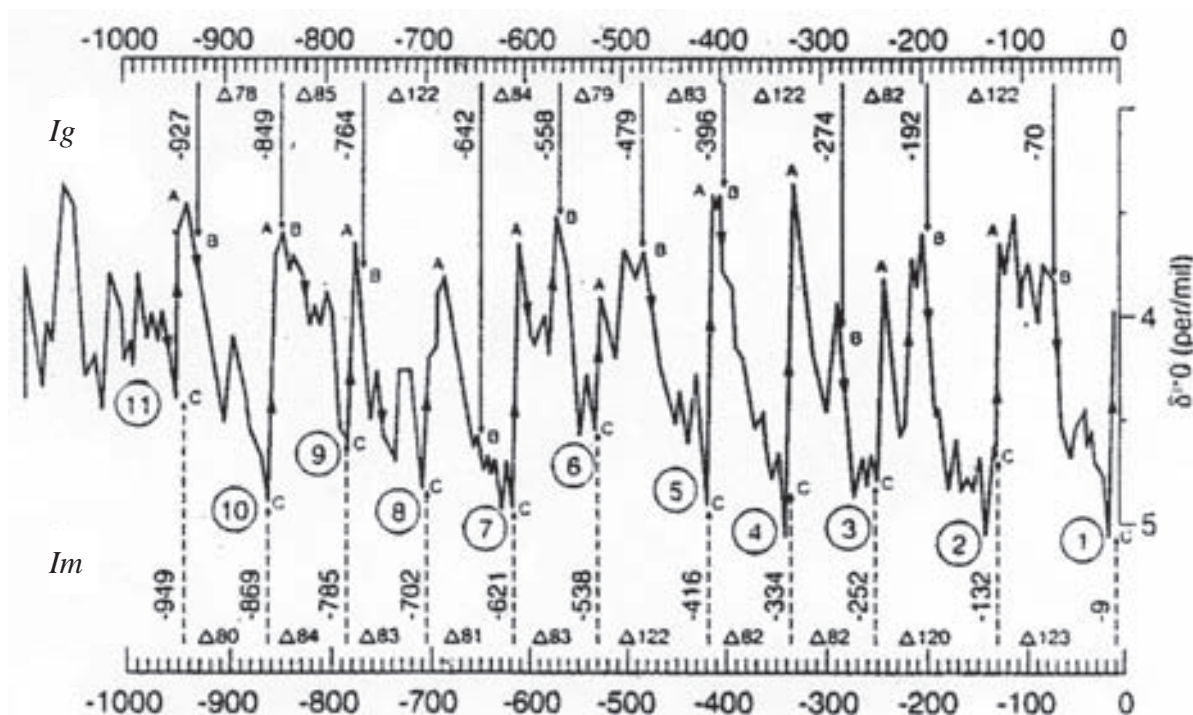


Рис. 3. Модельный процесс генетического климатического цикла, устанавливающий основные траектории, вдоль которых продвигается климатическая изменчивость; меридиональные разрезы через Северное море (NOR), Атлантический и Антарктический океаны (AA) показывают ключевые элементы поверхностной циркуляции и геометрию морского льда и ледовых щитов при различных климатических состояниях; интенсивность глобальной перемешивающей циркуляции обозначается толщиной линий [8]

генерирующие процессы протекают циклически. Это дает возможность проводить их сопоставление, используя периодичность, установленную для вариаций палеоклимата, которая уверенно датирована на основе астрономической хронологии. Возраст событий является лучшим инструментом для выяснения причинно-следственных связей между различными природными феноменами. Такой принципиальный климатический подход на качественном уровне давно применяется при изучении новейших отложений на материках. Однако, как справедливо заметил В.А. Зубаков, «...сами по себе такие понятия, как “ледниковоье”, “межледниковоье”, “межстадиал”, “плювиал” и т.п. пригодны лишь для местного употребления» [17, с. 22]. Он предлагает положить в основу иной принцип – прослеживание и сопоставление непрерывных рядов геолого-фаунистических и изотопно-кислородных записей, что дает возможность увязывания событий в океанах и на континентах.

Методология исследований подробно описана В.А. Зубаковым в ряде работ [17, 18]. Он использовал частично устаревшие сведения по изотопно-кислородным записям из глубоко-водных осадков и возрастной последовательности отложений на континенте (на суше и в морях). Однако принципиальный подход был подтвержден позднейшими исследованиями в обоих типах разрезов. Разработанная классификация ритмостратиграфических (циклостратиграфических) подразделений включена в Стратиграфический кодекс России, хотя «...в

настоящее время нет единообразия в понимании, классификации и применении их в стратиграфической практике» [19, с. 17], так как «многие геологи вообще отрицают возможность выделения стратонов на этой основе» [19, с. 19].

В качестве глобальной единицы («материально-го носителя» климатического события) В.А. Зубаков предлагает климатостратиграфическое подразделение, именуемое «климатомом». «Это безранговый термин, в определение которого не вводится ни длительность, ни амплитуда температурного тренда, а только синхронность изменений» [17, с. 23]. Каждый из них подразделяется на крио- и термомеры как части единого климатического цикла. Они обладают практически изохронными стратиграфическими границами вследствие одновременности изменения глобального температурного тренда. Эти границы в конкретных разрезах регистрируются и прослеживаются на основе комплекса применения различных методов исследования. Система таксонов В.А. Зубакова дана в табл. 1. Предложенные термины не получили широкого распространения, хотя их применимость к изучению новейших отложений является очевидной. Чаще используется термин «климатолит». Это породный комплекс, отвечающий определенной климатической обстановке формирования отложений. Понятие «климатолит» включает представление о периодичности, строении цикла (ритма), его длительности и соответствующие породные ассоциации.



Таблица 1

Таксономическая система климатостратиграфических и климатохронологических единиц [17]

Климатические события, их длительность и примеры	Климатостратиграфические подразделения	Климатохронологические единицы и примеры
Части ритмов в 1–2,5 тыс. лет (аллеред + дриас 3)	Наноклиматем (НКТ)	Нанотермохрон (аллеред) Нанокриохрон (дриас 3)
Части 100000-летнего ритма (рисс – вюрм + вюрм)	Ортоклиматем (ОКТ)	Ортотермохрон (рисс – вюрм) Ортокриохрон (вюрм)
Части 400 000-летнего ритма (миндель – рисс + рисс)	Суперклиматем (СКТ)	Супертермохрон (миндель – рисс)
Части 1 200 000-летнего ритма (тегелен + эбурон и менап)	Гиперклиматем (ГКТ)	Гипертермохрон (тегелен) Гиперкриохрон (эбурон и менап)
Климатоокеанические режимы – оранжерейно-термогалинный и ледниково-психросферный, 50–250 млн лет	Трендклиматем (ТКТ)	Трендтермохрон (мезозойскоэоценовый) Трендкриохрон (позднекайнозойский)

Принимая в целом изложенную методологию, автор настоящей статьи при анализе результатов исследований, проведенных за последние 20 лет, пришел к необходимости некоторого уточнения таксономической системы В.А. Зубакова. При этом в основу положены периодичности климатических событий, привязанных к временной «линейке» с обозначением их возраста в первые миллионы или тысячи лет. Здесь обсуждаются только иерархия и терминология событий, а их стратиграфическая сущность с учетом палеонтологических сведений рассматривается в самостоятельной работе.

В течение длительной истории Земли характерным ее состоянием является отсутствие ледовых шапок, т.е. существование так называемой безледной Земли. Этот диапазон обычно прослеживается в течение долгого времени. Образование ледниковых покровов происходит за сравнительно короткий временной промежуток, точно так же они существуют относительно недолго в зависимости от масштаба явления. Характерным свойством является достаточно резкая и хорошо выраженная граница на переходе от ледникового к безледовому состоянию, тогда как в обратном направлении наблюдается ступенчатое, постепенное нарастание процесса. Поэтому целесообразно признать за начало цикла любого ранга развитие безледного состояния, а его окончание приурочить к разрушению ледовых покровов, тем более что на временном уровне глобальность такого явления является наиболее синхронной, что позволяет достаточно надежно его выделять на основе применения комплекса геологических исследований.

На протяжении миллионов лет в геологической истории Земли выделены термо- и криозэры [20]. Им соответствуют оранжерейно-термогалинный и ледниково-психросферный климатические режимы, описанные В.А. Зубаковым [18]. Любопытно, что с этими климатическими режимами совпадают крупные тектонические события – циклы Бертраана [21] и «великие вымирания» организмов [22]. Их продолжительность сопоставляется с длительностью галактического года [23], изменяемой в пределах 180–250 млн лет по разным расчетам. При этом

диапазон существования термоэры оценивается в 60–90% объема всего цикла, что хорошо показано при анализе событий в течение мезозоя [1].

Безледному состоянию Земли соответствует несколько геологических систем. Их выделение производится на основе использования биостратиграфического метода при учете смены органических сообществ. При этом важное значение имеет массовое вымирание организмов, происходящее с периодичностью в 30 млн лет, когда наблюдаются колебания орбиты Солнечной системы относительно ее плоскости. Следует отметить фактор запаздывания земного отклика на проявленное астрономическое явление и внутренние связи в системе органического мира, в результате чего наблюдается только совпадение различных феноменов, но их синхронность является приблизительной. В существующей хроностратиграфической шкале продолжительность геологических периодов обычно составляет порядка 50 млн лет.

Ледниковое состояние Земли начинается в позднем кайнозое, на уровне 34 млн лет, хотя следы наступления похолодания климата отмечаются еще раньше. Оно продолжается вплоть до современности. Судя по результатам моделирования климатической системы, оно будет длиться, по крайней мере, еще на протяжении 100 тыс. лет [24]. В начале криозэры фиксируются фазы складчатости, увеличение частоты геомагнитных событий и эвстатических колебаний уровня моря. Особенно резкая граница выражена на рубеже двух геологических систем – палеогена и неогена, при этом в олигоцене наблюдается максимальное падение уровня океана, обусловленное формированием антарктических ледников. Следующая граница между миоценом и плиоценом также достаточно выражена вследствие проявления мессинского кризиса солености в Средиземном море, фаз перестройки кинематики литосферных плит, в частности воздымания плато Тибет, существенного понижения уровня океана, образования ледников в Северном полушарии.

Таким образом, понятия «термоэры» и «криозэры» Н.М. Чумакова, различные климатические ре-



жимы В.А. Зубакова совпадают по своему смыслу и отражают время существования крупного явления и его климатическое состояние. Соответствующие породные комплексы именуют макроциклитами [25], мегациклитами, совпадающими с формационными рядами, или гигациклитами, больше отвечающими проявлениям геотектоники [26]. Предложенный В.А. Зубаковым термин «трендклиматом» скорее подчеркивает смену климатического режима, чем выражает отношение к циклической эволюции различных событий. Целесообразнее применять описанные различные термины для времени, палеоклимата и породных комплексов, чем понятие «трендклиматом».

Дальнейшая иерархия различных событий строится на основе использования времени существования циклов разного ранга, обладающих своими периодичностями. Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова [27] при проверке расчетов М. Миланковича наметили цикл изменения эксцентриситета с периодом порядка 1,2 млн лет. Такое явление было подтверждено последующими исследованиями. В.А. Зубаков эту продолжительность называет гиперклиматомом (ГКТ), в котором выделяются гипертермо- и гиперкриохроны. К последнему отнесены проявления первых крупных оледенений на территории Северного полушария. Однако фактических материалов явно недостаточно, чтобы подробно осветить цикличность седиментации. Видимо, эти события отражают различные ступени эволюции климатической системы на протяжении ледниково-психросферного режима. Можно полагать, что им соответствуют макроциклиты (регионально-седиментационные), выделенные В.Т. Фроловым. Возможно, ледниковые отложения фиксируют смену палеоклимата на границе ярусов плиоцена, но требуются более детальные исследования. Во всяком случае, подобная цикличность была установлена на рубеже перми и триаса при смене климатических режимов.

Следующие периодичности (400 тыс. лет и 100 тыс. лет) протекания циклов достаточно хорошо обоснованы астрономическими вычислениями и изотопными исследованиями глубоководных осадков. С той или иной достоверностью они отмечаются в переходной зоне между оледенением и его уничтожением на рубеже перми и триаса, а также при нарастании похолодания в позднем кайнозое [28]. Особенно они характерны для смены климатических состояний в течение последних 5 млн лет. В.А. Зубаков называл цикл (или ритм, по его терминологии) с периодом 400 тыс. лет суперклиматомом (СТК). Позднее он стал считать его важнейшим элементом цикличности в плейстоцене, называть звеном и включать в его состав 6–8 индивидуальных климатических фаз (оледенений и межледниковий в плейстоцене). При этом за начало цикла он принимал формирование ледникового щита. Однако на представленных схемах строения таких звеньев имеются отступления от декларируемого принципа, к чему обязывают фактические данные. В.А. Зубаков считает звено уникальной единицей геологическо-

го времени, но отмечает несовпадение граничных рубежей эволюции наземной и морской фауны. Он полагает, что звено соответствует ритму (циклу) увлажнения материков и продемонстрировал его применение на примере Черного и Каспийского бассейнов.

Реальность существования цикла с периодом 400 тыс. лет очевидна. Такой цикл наиболее характерен для времени начала формирования ледниковых щитов в Северном полушарии, когда он сочетается с циклом наклонения с периодом 41 тыс. лет [15]. В эпоху максимального развития оледенения в плейстоцене его проявление затушевывается за счет доминирования 100 000-летнего цикла, что доказывалось многими работами по моделированию климатической системы с анализом частотности в этом временном диапазоне. Однако признать данный цикл уникальной единицей геологического времени вряд ли целесообразно. Он лишь отражает определенный этап выраженности цикличности земного отклика на орбитальное возбуждение.

Точно так же применение термина «звено», как считает В.А. Зубаков, представляется неправомерным. В этом смысле данный термин с трудом согласуется с его описанием в Стратиграфическом кодексе России. Заметим, что термин «звено» используется исключительно в русской геологической литературе. Учитывая, что «звено» охватывает достаточно длительный диапазон времени, в течение которого происходили разнонаправленные климатические события и отмечается смена палеонтологических сообществ, в большей степени этому временному интервалу подходит название подъяруса, который соответствует крупному событию, при этом оледенение может присутствовать в виде следов или вовсе отсутствовать. В этом случае сохраняется общая стратиграфическая классификация. Недаром В.А. Зубаков применяет его при интерпретации последовательности событий в течение плиоцена и раннего плейстоцена (эоплейстоцена). Вероятно, ему соответствует эпоха увлажнения материков перед наступлением здесь типичных ледников. В структурной иерархии В.Т. Фролова породный комплекс назван мезоциклитом, в котором объединяются пачки сравнительно однородных или разнородных отложений.

Цикл с периодом 100 тыс. лет наиболее четко выражен в течение последних 800 тыс. лет (неоплейстоцена, по русской терминологии). В более древние промежутки геологической истории плиоцена и эоплейстоцена его наличие не всегда достоверно устанавливается, хотя и предполагается с различной степенью обоснованности. Именно для него предложено типовое строение на основе или моделирования климатической системы [6], или комплексного использования распределения изотопов кислорода в глубоководных осадках, особенностей смены океанической и атмосферной циркуляции [8]. В.А. Зубаков называет его ортоклиматомом (ОКТ) с подразделением на термо- и криохроны. Согласно изотопной стратиграфии плейстоцена цикл



с периодом 100 тыс. лет считается климатическим циклом, который характеризует определенную фазу развития ледового щита, что давно было установлено при изучении континентального разреза, но без обособления в стратиграфических схемах в качестве самостоятельного стратона.

Наиболее убедительные данные представлены Дж. Имбри с соавторами. Согласно результатам их исследований, этот цикл включает два сравнительно стабильных события – интергляциал и гляциал, и два промежуточных, расположенных между ними, – прегляциал и дегляциал. Время их существования варьирует в относительно узких пределах. Для обозначения дегляциала часто используется термин «терминация», который обозначается на графике римскими цифрами сверху вниз по разрезу. Учитывая приуроченность данного цикла исключительно к неоплейстоцену, целесообразно называть его терминацией в стратиграфической летописи, с этим циклом совпадают палеонтологические события и вариации уровня внутриконтинентальных морей. Хотя в первоначальном смысле, введенном В.С. Бреккером и Дж. Ван Донком [29], предполагалось использовать его для обозначения лишь окончания гляциала. Позднее В.С. Бреккер [30] отмечал тесную связь терминаций с 100 000-летним циклом изменения орбитальных параметров в течение плейстоцена.

Более дробное деление терминации производится по степени идентификации процесса похолодания, как предложено Дж. Имбри с коллегами. В русской литературе Б.А. Борисовым [31] использован традиционный термин «ступень», который соответствует единичному климатическому состоянию и конкретной ИКС морского разреза. Видимо, терминология Дж. Имбри с соавторами является предпочтительнее, тем более что термин «ступень» применяется исключительно в русской литературе и отражает региональный характер подразделения.

Следует коснуться вопроса о продолжительности существования рассматриваемого цикла. Как при астрономических вычислениях, так и при изучении земного отклика, выраженного в изотопно-кислородных кривых, была установлена его периодичность, изменяемая в пределах 95–125 тыс. лет. Но лишь Х.С. Лиу [2] предложил достаточно обоснованное заключение для объяснения этого явления и представил его изображение на временной шкале. Он использовал комбинацию вариаций земного наклона и эксцентриситета земной орбиты с учетом изменения скоростей движения Земли. В итоге он выделяет 10 циклов, продолжительность каждого из них варьирует от 80 до 123 тыс. лет, при этом они четко привязаны к временной шкале и совпадают с изотопно-кислородной кривой. Окончание каждого цикла приходится на дегляциалы. Это обстоятельство подчеркивает последовательность и цикличность функционирования климатической системы в течение последних 800 тыс. лет. В структурной иерархии В.Т. Фролова указанному циклу соответствует ординарный (олиго) циклит с подразделением на парагенерации различного масштаба. Последние

можно сопоставить с описанными частями климатического цикла.

Дальнейшее убывание периодичностей различных событий связано с детальными исследованиями глубоководных осадков в Северной Атлантике, ледовых колонок в Гренландии и вариаций изменения гидрологического режима океана. В ряде публикаций изложены сведения, показывающие существование двух десятков событий со средней периодичностью порядка 1,5 тыс. лет. Они отражают события ледового разноса (Хейнриха), флюктуаций температуры воздуха над Гренландией (Дансгера-Эшгера) и колебаний температуры воды морской поверхности в Северной Атлантике (Бонда). При этом они с той или иной достоверностью прослеживаются вглубь веков вплоть до одного миллиона лет.

Подобная или даже более мелкая цикличность наблюдается в голоцене континентального разреза, что убедительно показано в работах В.А. Зубакова [17, 18], И.И. Борзенковой [32] и Н.А. Хотинского с соавторами [33], причем в последней статье изменчивость климата установлена на основе применения спорово-пыльцевого анализа. Согласно классификации В.Т. Фролова для этой величины периодичности характерны минициклиты. Важным моментом является установление перехода от гляциальным (древнее 10 тыс. лет) до интергляциального (собственно голоцено) климатического состояния, на протяжении которого фиксируются кратковременные разнонаправленные климатические события с периодичностью, измеряемой в пределах 1–2,2 тыс. лет. При абсолютном геохронометрировании использовано <sup>14</sup>C датирование. Эти материалы показывают неполное совпадение положений нижней границы голоцена с изотопно-кислородной кривой (11 тыс. лет), тогда как целесообразнее ее проводить на уровне 10,3 тыс. лет. Данные Н.А. Хотинского с соавторами приведены при описании стратотипа половецкого горизонта стратиграфической схемы Русской равнины. Для такого типа изменчивости целесообразно использовать термин «стадиал», который отражает детализацию событий внутри ранее выделенных частей климатического цикла – интергляциала и дегляциала.

При рассмотрении соотношения климатических и седиментационных событий следует обратить внимание на два момента: с одной стороны, выявляется универсальность применения цикличности развития обоих природных феноменов, а с другой – устанавливается неодинаковое доминирование периодичности колебания процессов во временном масштабе. Это связано с запаздыванием общего земного отклика на орбитальное возбуждение и седиментогенеза по отношению к климатической изменчивости, так как в этих системах действуют многочисленные процессы, скорость протекания которых изменяется неодинаково, да и их набор существенно отличен. К тому же присутствует резонанс инициирующих факторов, приводящий к разным эффектам особенно в седиментационной системе.

Тем не менее картину иерархии климатических и седиментационных событий с точки зрения





их цикличности можно представить в следующем обобщенном виде.

Наиболее крупные события, происходящие в течение длительного периода времени, равного продолжительности галактического года (180–250 млн лет), составляют термо- и криозеры, которым соответствуют оранжерейно-термогалинный и ледниково-психросферный климатические режимы, а также циклы Бертрана тектонической активности. В седиментогенезе выделяются мегациклиты, в состав которых включается несколько геологических систем. Каждая климатоэра подразделяется на части (геологические периоды) продолжительностью порядка 30–50 млн лет, с которыми сопрягаются массовое вымирания организмов и тектонические фазы Штилле. Эти части внутри мезозойской термоэры обособляются в основном при применении биостратиграфического метода, хотя отмечается и существенная климатическая изменчивость в пределах указанного режима.

Дальнейшее деление не вполне достаточно обосновано, особенно астрономическими вычислениями. Обычно описываются циклы с периодами 3,7, 2,5 и 1,2 млн лет, которым соответствуют отдельные ярусы неогена или макроциклиты в другой терминологии. Они более проявлены в течение большей части плиоцена, когда только намечается нарастание похолодания в глобальном масштабе, которое привело к формированию ледников в Северном полушарии.

Наиболее частая климатическая изменчивость приурочена главным образом к временному диапазону, ограниченному поздним неоплейстоценом и голоценом, хотя детальные исследования обнаруживают ее и в древние времена, вплоть до эоплейстоцена. Установлены циклы со средним периодом 1,5 тыс. лет, в течение которых фиксируются минициклиты.

Для последних 5 млн лет предлагаемая иерархия климатических и геологических событий отображена в табл. 2 в виде варианта Общей хро-

Таблица 2

Вариант хроностратиграфического расчленения верхней части неогеновой системы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Магнитозоны	Терминация	ИКС	Возраст подошвы, тыс. лет	Продолжительность, тыс. лет	Российская терминология													
Неоген	Плейстоцен	Ионий N <sub>3</sub>		Б р ю н с					Голоцен N <sub>4</sub>													
									Верхний	I	2–5	127	116	Верхний неоплейстоцен Q <sub>III</sub>								
										II	6–7	242	115	Средний неоплейстоцен Q <sub>II</sub>								
										III	8–9	334	92									
										IV	10–11	427	93									
										Нижний	V	12–13	528	101	Нижний неоплейстоцен Q <sub>I</sub>							
											VI	14–15	621	93								
											VII	16–17	712	91								
											VIII	18–19	790	78								
									Ма т у я	Верхний	Верхний							Эоплейстоцен E				
																			IX	20–21	865	75
																			X	22–25	950	85
																			XI	26–35	1100	150
																			XII	36–55	1500	400
									Верхний	Верхний								Верхний плиоцен				
XIII	56–71	1800	300																			
XIV	72–87	2200	400																			
Нижний	Нижний																					
										XV	88–103	2600	400									



Система	Отдел	Ярус	Польярус	Магнитозоны	Терминация	ИКС	Возраст подошвы, тыс. лет	Продолжительность, тыс. лет	Российская терминология
Неогеноя	Плиоцен N <sub>2</sub>	Пьяченце N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Верхний	Гаусс	—	—	3000	400	Средний плиоцен
			Нижний		—	—	3600	600	
	Миоцен N <sub>1</sub>	Мессиний	Занклий N <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Гилберт	—	—	5300	1700	Нижний плиоцен
			—		Гилберт	—	—	—	—

ностратиграфической шкалы, совмещенной с палеомагнитными и изотопно-кислородными данными. Не вдаваясь в детали ее описания, отметим, что вершина пьяченце соответствует началу гляциального плиоцена, которое легко узнаваемо в морской и континентальной записях. При этом сам ярус сопоставляется с прегляциальным состоянием, тогда как гелазий – с гляциальным климатом. В нижнем плейстоцене (эоплейстоцене) будет доминировать интергляциальное климатическое состояние. Наиболее подходящей границей для разделения плейстоцена и плиоцена является рубеж 2,6 млн лет, т.е. основание гелазия. Тогда плейстоцен является отделом в неогеновой системе. Он будет состоять из трех ярусов: гелазия, калабрия, иония – продолжительностью 0,7–1,0 млн лет каждый. Голоцен, очевидно, должен рассматриваться в качестве нового отдела неогена (или яруса), так как при формировании современных отложений значительную роль играет деятельность человека, влияющего не только на изменения климата, но и на условия осадконакопления.

Таким образом, характерной особенностью климатической изменчивости является надежно установленная цикличность появления событий. При этом наблюдаются их совпадения с вариациями орбитальных параметров при учете запаздывающего эффекта на начальное возбуждение. Но в земном отклике изменение периодичности носят более сложный характер за счет явлений резонанса, в результате чего могут возникать новые периоды. Кроме того, они могут появляться как следствие действия различных обратных связей внутри климатической системы. Важным моментом является постепенное

нарастание влияния какого-либо компонента (или нескольких) в течение обозначенного временного диапазона, что приводит в конце концов к бифуркации, т.е. смене темпа интенсивности, направленности и характера самого климатического процесса, что отражается в цикличности седиментогенеза, особенно при осадконакоплении в новейшее время.

Применение астрономической хронологии, установленной при изучении климатической изменчивости, представляет возможность с учетом доминирования определенных периодичностей привязать климатические и седиментационные события к возрастной «линейке». На этой основе предлагается уточненная схема их иерархии. Такой методологический подход позволяет решить ряд проблем стратиграфии плейстоцена и плиоцена. На этой основе построена Общая хроностратиграфическая шкала для новейшего времени.

#### Библиографический список

1. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Тр. Геолог. ин-та РАН. 2004. Вып. 550. 299 с.
2. Liu H.S. A new view of the driving mechanism of Milankovitch glaciation cycles // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 131, № 1–2. P. 17–26.
3. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. М., 1990. 344 с.
4. Paillard D. The timing of Pleistocene glaciations from simple multiple-state climate model // Nature. 1998. Vol. 391. № 6665. P. 378–381.
5. Raymo M.E. Glacial puzzles // Science. 1998. Vol. 281, № 5382. P. 1467–1468.



6. Шмуратко В.И. Теория М. Миланковича и функциональное моделирование палеоклиматов. Л., 1991. 151 с.
7. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л., 1990. 223 с.
8. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing / J. Imbrie, E.A. Boyle, S.C. Clemens et al. // *Palaeoceanography*. 1992. Vol. 7. № 6. P. 701–738.
9. Broecker W.S., Denton G.H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles // *Geochim. et Cosmo-chim. Acta*. 1989. Vol. 53, № 10. P. 2465–2501.
10. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle / J. Imbrie, A. Berger, E.A. Boyle et al. // *Palaeoceanography*. 1993. Vol. 8, № 6. P. 699–735.
11. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography / D.A. Short, J.G. Mengel, T.J. Crowley et al. // *Quater. Res.* 1991. Vol. 35. P. 157–173.
12. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М., 2003. 256 с.
13. Rial J.A. Pacemaking the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity // *Science*. 1999. Vol. 285, № 5427. P. 564–568.
14. Shackleton N.J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity // *Science*. 2000. Vol. 289, № 5486. P. 1897–1902.
15. Pleistocene evolution. Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic ocean / W.F. Ruddiman, M.E. Raymo, D.G. Martinson et al. // *Palaeoceanography*. 1989. Vol. 4. P. 353–412.
16. Mudelsee M., Schulz M. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 151. P. 117–123.
17. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., 1986. 288 с.
18. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., 1990. 223 с.
19. Стратиграфический кодекс России. 2-е изд. СПб., 1992. 120 с.
20. Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // *Климаты Земли в геологическом прошлом*. М., 1987. С. 44–69.
21. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 3–14.
22. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // *Биотические события на основных рубежах фанерозоя*. М., 1984. С. 22–47.
23. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологическая шкала и астрономическое время (современное состояние проблемы) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10, № 2. С. 3–14.
24. Loutre M.F., Berger A. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? // *Clim. Change*. 2000. Vol. 46, № 1–2. P. 61–90.
25. Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М., 1980. 242 с.
26. Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология*. 1998. № 2. С. 3–11.
27. Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // *Тр. Ин-та теоретической астрономии АН СССР*. 1969. Вып. 14. С. 48–84.
28. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present / J.C. Zachos, M. Pagani, L. Seoan et al. // *Science*. 2001. Vol. 292, № 5517. P. 686–693.
29. Broecker W.S., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes, and O<sup>18</sup> record in deep-sea cores // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1970. Vol. 8, № 1. P. 169–198.
30. Broecker W.S. Terminations // *Milankovitch and Climate. Understanding response astronomical forcing*. Dordrecht. N.Y., 1984. Pt. 2. P. 687–698.
31. Борусов Б.А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // *Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции*. М., 2007. С. 16–19.
32. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб., 1992. 247 с.
33. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене / Н.А. Хотинский, З.В. Алешинская, М.А. Гуман и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1991. № 3. С. 30–42.

УДК [550/4:552. 53] (470.44+574.1)

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИИ ПЕРМСКОГО ГАЛОГЕНЕЗА ПРИКАСПИЯ

Г.А. Московский, О.П. Гончаренко, С.А. Свидзинский\*

Саратовский государственный университет,  
кафедра петрографии и минералогии  
E-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru  
\*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий»  
E-mail: SvidzinskySA@yandex.ru

В 1960–1980 гг. в пермских галогенных толщах Нижнего Поволжья были открыты Эльтонское и Гремячинское месторождения калий-



ных солей, установлена бишофитонность Приволжской моноклинали, сформулированы условия формирования галогенных толщ как типичных эвапоритов. Но в 1980–2010 гг. появились гипотезы галогенеза, в которых отрицается ведущее значение климатического фактора и доминирующей роли океанических вод в составе рапы солеродного бассейна. Выполненное нами изучение состава рапы бассейна (по составу включений) показало на закономерное соотношение основных ее компонентов на



всей площади солеродного бассейна и на всех стадиях галогенеза. Этот материал однозначно подтверждает точку зрения, что на седиментационной стадии галогенеза влияние эндогенного фактора не проявляется. Данный вывод не распространяется на постгалогенную историю впадины.

**Ключевые слова:** солеродный бассейн, рапа, гидрохимия, Прикаспийская впадина, калийные месторождения, соляные купола.

### Main Features of the Permian Halogenesis Hydrochemistry in the Caspian Region

G.A. Moskovskij, O.P. Goncharenko, S.A. Svidzinskij

In 1960–1980, the Elton and the Gremyachka deposits of potassium salts were discovered within the Permian halogen sequences in the Lower Volga Region, bischofite presence was recorded in the Privolzhskaya monocline, the conditions of halogen-bed formation were defined as those peculiar for typical evaporites. But in 1980–2010, halogenesis hypotheses emerged that denied the principal importance of climatic factor and the dominant role of oceanic waters in the brine composition of the salt-generating basin. Investigation of the basin brine composition (from the inclusion compositions) made by the authors has shown regular ratio of the brine principal components over the entire area of the salt-generating basin and at all the stages of halogenesis. This data univocally confirms the view that no impact of endogenous factor is manifested at the sedimentation stage of halogenesis. This conclusion does not extend to the post-halogenic history of the depression

**Key words:** salt-generating basin, brine, hydrochemistry, Pricaspian Depression, potassium deposits, salt domes

Пермская галогенная формация, развитая на востоке Русской платформы, в Предуральском краевом прогибе и Прикаспийской впадине, является исключительно крупной по площади распространения, мощности и полноте развития галогенеза. Накопление соленосных отложений происходило здесь в бассейне, имевшем вид огромного внутриконтинентального морского залива меридионального простирания, протяженностью более 2500 км и шириной от 350–400 км в средней части и до 1100–1200 км на юге. Важное значение соленосной толщи в разрезе впадины предопределило активное изучение галогенных отложений. В результате этих исследований были открыты в Нижнем Поволжье Эльтонское и Гремячинское месторождения калийных солей (Паукер, Свидзинский, 1970; Свидзинский и др., 1986), установлена промышленная бишофитовосность Приволжской моноклинали (Ермаков и др., 1968; и др.), сформулированы условия создания галогенных толщ как типичных эвапоритов (Кореневский, Воронова, 1966; Фивег, 1980; Азизов, Тихвинский, 1981 и др.).

К 1980–2000 гг. в трактовке условий формирования соленосных толщ Прикаспия оставались проблемы, еще не нашедшие оптимального решения. Это касалось закономерностей накопления мощных толщ магниевых солей, установления причин, определивших различную степень метаморфизации рапы в различных участках бассейна,

возможной роли и эндогенных источников солей в составе рапы и др. В те годы появились гипотезы галогенеза, в которых отрицается ведущее значение климатического фактора и доминирующей роли океанических вод в составе рапы солеродных бассейнов (Джиноридзе, Гемп, 1980; Дюнин, 2000). В последнее время появились работы, в которых определяющая роль в образовании бишофита и солянокупольных структур при дается гидротермальным процессам (Кусов, Дзайнуков, 2008; Разин, 2010). Поэтому представляется необходимым привести результаты нашего многолетнего изучения гидрохимии Прикаспийского солеродного бассейна с использованием методов термобарогеохимии (Московский, 1983; Московский, Гончаренко, 2004 и др.).

**Начальные фазы галитовой стадии.** В палеогидрохимии солеродных бассейнов особую роль играет информация о составе рапы на начало садки галита. Она представляет раствор, наиболее близкий к океаническим водам данной геологической эпохи, состав которых можно определить, анализируя индивидуальные включения в седиментационных разностях минерала (Петриченко, 1973, 1977; Ковалевич, 1978). Изучение включений в седиментационных разностях галита из толщ каменной соли различных районов Прикаспийской впадины и ее обрамления позволило нам установить, что отложение галита происходило в основном из рапы сульфатного типа, с температурой 30–35°C, глубиной не более нескольких десятков метров (Московский, 1983; Московский и др., 1984; Московский, Гончаренко, 1989 и др.). По соотношению содержаний ионов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  рапа бассейна незначительно отличалась от сгущенной современной морской воды, однако, судя по количеству ионов  $SO_4^{2-}$ , она была существенно метаморфизована. Это обусловило основные черты кунгурского галогенеза во впадине: отсутствие самостоятельной зоны сульфатов магния, наложение ее на сильвинитовую, карналлитовую и даже бишофитовую зоны. Судя по данным, приведенным в табл. 1, садка каменной соли основной галитовых зон ритмопачек не всегда начиналась с малоцентрированной рапы. Это определялось, видимо, частичным растворением калийно-магниевых солей предыдущего цикла галогенеза при опреснении рапы (например, в обр. из скв. Краснокутской 1К, гл. 1023 м), наследовании остатков эвтонической рапы в осадке, влиянии хлоридно-кальциевых растворов, возникающих при диагенезе в его придонной части за счёт катионного обмена с карбонатными и пелитовыми осадками (скв. Сафроновская 2-С, гл. 1006,7 м и скв. Краснокутская 1К, гл. 816 м). Но, так или иначе, концентрации ионов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  в рапе включений не выбиваются из рамок галитовой стадии, определенной М.Г. Валяшко (1962) при испарении морских растворов (табл. 2).

Результаты наших исследований (табл. 1 и 2) подтверждают, что соотношение двух основных компонентов –  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  – в рапе солеродного бассейна (судя по составу ее реликтов во включениях)



Таблица 1

Состав рапы включений из оснований галитовых зон некоторых ритмопачек западной и северо-западной части Прикаспия

Место и интервал отбора образцов, гл., м	Содержания, г/л			
	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Скв. Краснокутская 1К-К, 816	4,8	29,0	–	31,7
903	4,59	35,79	15,53	–
1023	27,9	94	11,08	–
Скв. Сафроновская 2С, 1006,7	16,4	63,7	–	17,5
1148,5	6,17	17,75	7,6	–
1271,0	22,3	35,58	10,2	–

Таблица 2

Колебание содержания ионов K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в рапе включений в образцах галита из разрезов галогенных отложений Прикаспия

№ п/п	Содержание, г/л			Количество опробованных интервалов
	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
1	3,2–6,8	12,71–25,25	1,87–22,7	22
2	24,2–39,91	22,8–85,2	0 – 26,81	17
3	30,8–54,74	60,8–95,0	1,23–37,8	22
4	26,32–54,64	102,14–114,38	0	4
5	14,29–28,64	89,5–110,2	0 – 56,2	40
6	0,5 – 10 5	91,0–120,1	0,5 38,7	–

Примечание. 1–6 – содержания ионов K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в рапе включений: 1 – минимальные в различных интервалах галитовой стадии; 2 – в заключительных фазах галитовой стадии; 3 – в рапе включений в молочно-белом сильвине и парагенном с ним галите; 4 – то же в красном сильвине; 5 – в рапе включений в галите, парагенном карналлиту; 6 – в галите эвтонической стадии (парагенному бишофиту).

оказалось близким к тому, что отмечается для современной сгущенной морской воды. Повышенная их концентрация, встречающаяся в некоторых интервалах галитовых зон (см. табл. 2), обусловлена, вероятнее всего, обогащением этими компонентами океанической воды за счет остаточной концентрированной рапы. И лишь количество ионов сульфата в рапе существенно отличалось для различных участков бассейна и временных интервалов что связано с процессами прямой метаморфизации рапы. На «солнечной» диаграмме (рис. 1) ореол точек состава рапы на галитовой стадии выстроился вдоль границы полей сильвина и карналлита. Такая ориентировка ореола соответствует ее преобразованию за счет хлоридов кальция, а не бикарбонатной модели метаморфизации рапы (ОК-ОК'). Причину этого явления мы объясняли существенной ролью в составе рапы поровых вод терригенно-карбонатных горизонтов, подстилающих каменную соль (Московский, 1983).

К заключительным фазам галитовой стадии происходит постепенное сокращение мощности сезонных ритмов, исчезновение водянопрозрачного донного галита. Состав рапы в солеродном бассейне достигает калийной стадии ещё на галитовой стадии, после начала прогрессирующего сгущения (Московский и др., 2004). Такое обычно происходит задолго до начала формирования горизонта сплошных калийных солей. Данные интервалы галитовых зон содержат лишь незначительную вкрапленность карналлита или, реже, сильвина. Как было показано

нами, эти минералы являются вторичными и образовались за счет растворов выщелачивания первичных калийных солей.

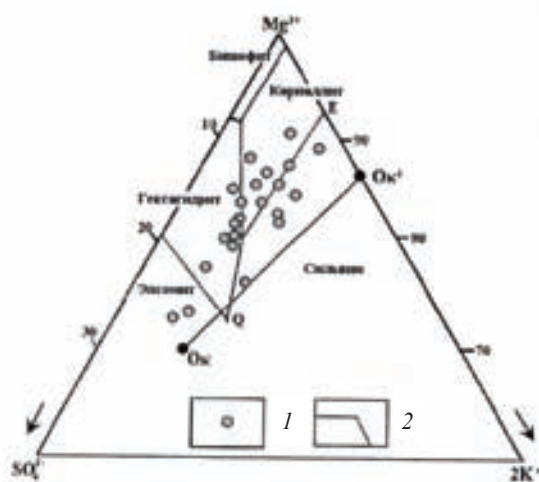


Рис. 1. Состав рапы включений в галите начальных фаз кристаллизации на «солнечной» диаграмме для 25°C: 1 – точки состава рапы включений; 2 – поля кристаллизации минералов; Ок – точка состава современной океанической воды; Ок – Ок' – направление прямой метаморфизации рапы до полной потери ионов сульфата

**Условия образования сильвина.** Сильвин – минерал, характерный для парагенезисов галогенных отложений, формировавшихся в солеродных



бассейнах как сульфатного (сульфатно-магниевого), так и переходного хлоридно-магниевого типа. Возможность его образования при испарении морских растворов в различных парагенезисах (хлоридных и хлоридно-сульфатных) рассматривалась М.Г. Валяшко (1962), Ю.Н. Лупиновичем (1977). Анализ условий его садки на основании изучения включений выполнен О.И. Петриченко (1973), В.М. Ковалевичем (1977). Нами (Московский, 1983; Гончаренко, Московский, 1988 и др.) эта работа дополнена анализом рапы включений с минералами-узниками в эвтонических галите и сильвине.

Ранее было показано (Московский, Гончаренко, 2004), что седиментационные разности этого минерала, адекватные «перистому» галиту, в калийных солях Прикаспия устанавливаются лишь в единичных случаях. Однако для красного сильвина, встречающегося в тех же разрезах, вывод о генезисе оставался неопределенным. В то же время при рассмотрении условий формирования и геохимических характеристик сильвинитов из разрезов галогенных отложений разных регионов исследователи отмечают в некоторых случаях присутствие первично-седиментационных признаков. Таковыми являются, например, зоны роста с жидкими включениями (Вахромеева, 1976 и др.), содержание брома, рубидия, величины отношений  $Vg \cdot 10^3 / Cl$  и  $K/Rb$  (Валяшко и др., 1976 и др.), состав растворов включений в сильвине, близкий к седиментационным (Гончаренко, Московский, 1988). Анализ химического состава рапы включений и соотношение фаз в вакуолях включений позволил нам относить к седиментационным молочно-белый сильвин из разрезов Приволжской моноклинали (Московский, Гончаренко, 1989). К первичным относили определенные разности сильвинитов В.И. Борисенков (1990), Л.Н. Морозов и др. (1980) и др.

В связи с отсутствием типичной «перистой» структуры в сильвине из разрезов Прикаспия в образовании сильвина многими авторами большое значение придавалось его поверхностной кристаллизации при охлаждении рапы (Валяшко, 1962; Джиноридзе и др., 1980; Кудряшов, 2001 и др.). Не подвергая сомнению такую возможность, следует заметить, что результаты определения температуры гомогенизации включений в галите из парагенезиса с сильвином показали на высокую температуры рапы, из которой он осаждался (Петриченко, 1973; Ковалевич, 1978; Московский, 1983; Московский, Гончаренко, 1977 и др.). Эти данные позволяют предполагать возможность образования температурной и плотностной стратификации рапы с более плотным и нагретым нижним слоем (Ковалевич, 1977). Однако в моделях кристаллизации сильвина обычно не принимается во внимание, что повышенные температуры рапы в нижнем слое могут приводить к растворению опустившихся на дно кристаллов сильвина поверхностной садки, увеличивая концентрацию калия в придонном слое и в верхней части осадка, ликвидируя зональную структуру кристаллов. В последующем здесь могла реализовываться обвальная

донная садка сильвина, на которую мы указывали ранее (Московский, 1983; Московский и др., 1984 и др.). На подобный ход кристаллизации сильвина указывал В.И. Копнин (1995), но при ином механизме накопления калия в придонных слоях рапы. Практически для всех разностей эвтонического галита и вкрапленности сильвина с признаками седиментационного происхождения содержание этих компонентов соответствует сильвинитовой стадии сгущения современной океанической воды (СОВ) –  $K^+ - 33,8$  г/л,  $Mg^{2+} - 75,7$  г/л, иногда превышая данные значения для калия на 15–17 г/л, магния на 5–10 г/л. Эта «аномалия», видимо, 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 (Московский, 1983). При прекращении указанных «колебаний» начинается обвальная донная садка сильвина, о которой мы упоминали выше.

Красновато-коричневые и розовые разности сильвина, слагающие продуктивный горизонт Гремячинского месторождения, с «аномально высоким» содержанием магния в рапе включений (до 100–114 г/л, см. табл. 2), рассматривались нами ранее как вторичные. На это, казалось бы, указывают и содержание брома, величины отношения  $Vg \cdot 10^3 / Cl$ , содержание Rb в них (Московский, Гончаренко, 2004). Однако обстоятельное изучение парагенезиса галит-сильвин-нерастворимый остаток (НО) в сильвинитах месторождения показало, что данные разности сильвина хотя и являются несколько более поздними, чем галит, но все же представляют первично-седиментационные донные образования. Показателем седиментационного их генезиса является постоянное присутствие в нем галита высаливания, который отлагался во всем временном интервале формирования породы (Московский и др., 2010). Анализ взаимоотношений галита, сильвина и НО в сильвинитах позволяет нам предполагать, что поступление пелита и рассеянного ангидрита, не образующих выдержанных слоев, связано с эоловым процессом, аналогичным тому, на который указывал А.И. Кудряшов (2001) для Верхнекамского месторождения.

**Условия образования карналлита.** Карналлит распространен во впадине и на Приволжской моноклинали очень широко. Значительные по мощности слои карналлита в погожской ритмопачке подстилают бишофитовые пласты или образуют карналлит-бишофитовые породы. Так, например, карналлитовые породы вскрыты скважинами в восточной части площади Гремячинского месторождения, Привольненской, Наримановской площадях, на Краснокутском участке прибортовой зоны. По керну солей и по промыслово-геофизическим данным карналлит отмечен во многих скважинах моноклинали (Деревягин и др., 1981). Значительная часть разреза продуктивной ритмопачки Гремячинского месторождения, подстилающей сильвинитовый



пласт, также сложена карналлитовой и карналлит-галитовой породой.

При установлении физико-химических параметров среды образования карналлита использовались в основном данные по составу рапы включений из седиментационной разности эвтонического галита, входящего в первичный парагенезис галит-карналлитовых пород. По схеме галогенного процесса (Валяшко, 1962) к концу сильвинитовой стадии в рапе бассейна возрастает концентрация  $Mg^{2+}$  (до 90,7 г/л), уменьшается количество  $K^+$  (до 22 г/л), после чего начинается отложение карналлита. Изучение включений в галите, парагенному карналлиту, для калиеносных разрезов впадины, показало стабильность состава рапы бассейна в части содержаний  $K^+$  и  $Mg^{2+}$ , отвечающих современной сгущенной морской воде. Все данные о составе растворов включений из карналлитовых парагенезисов продуктивного интервала Гремячинского месторождения отображены на треугольной диаграмме  $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$  для  $55^\circ C$  (рис. 2). Температура рапы на стадии садки карналлита, по результатам гомогенизации включений из эвтонического галита достигала по нашим данным,  $55-65^\circ C$ . Этот температурный интервал садки карналлита О.И. Петриченко (1988) указывает для многих пермских калийно-магниевых месторождений мира. Содержание  $Rb^+$  в породах карналлитового состава из разреза Гремячинского месторождения структуры варьирует от 0,015 до 0,18%, (Московский, 1983; Московский и др., 2004), что указывает на их кристаллизацию из морских высококонцентрированных растворов. Все приведенные результаты однозначно показывают на седиментационный генезис пород карналлитовой стадии галогенеза

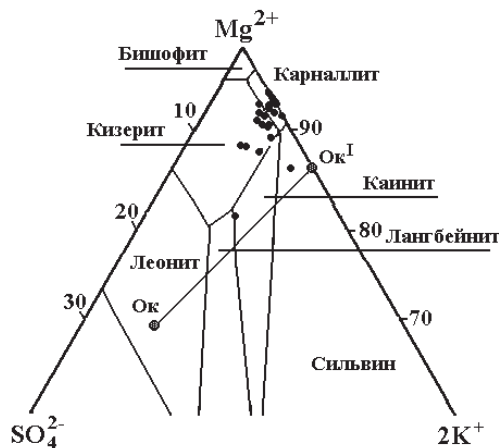


Рис. 2. Состав растворов включений в галите, парагенном карналлиту из погожской ритмопачки Гремячинского месторождения калийных солей (по Г.А. Московскому, О.П. Гончаренко, 2004); Ок – точка состава современной сгущенной океанической воды (ССОВ), Ок<sup>I</sup> – состав бессульфатной ССОВ.

**Условия образования бишофита.** Изучение включений в бишофите представляет очень боль-

шую трудность, так как он покрыт пленкой раствора, который при вскрытии включений мгновенно смешивается с седиментационной рапой. Поэтому при расшифровке физико-химических параметров образования бишофита, как и для карналлита, использовались данные о составе растворов включений в эвтоническом галите, парагенетически связанном с ними. Полученные результаты показывают, что содержания  $K^+$  на начало садки бишофита составляли 10,5–3 г/л,  $Mg^{2+}$  – 91–122 г/л. Кристаллизация бишофита в прибортовых районах Прикаспия шла в основном из метаморфизованной рапы с содержанием  $SO_4^{2-}$  в пределах 0,5–15 г/л. Однако в отдельных горизонтах бишофитовой зоны отмечаются интервалы, где садка бишофита начиналась при существенном содержании  $SO_4^{2-}$  (15,6–38,7 г/л). В подошве пластов бишофита это реализуется присутствием кизерита. Исходя из данных гомогенизации двух- и многофазовых включений в эвтоническом галите, который ассоциирует с бишофитом, температура рапы в бассейне в данное время достигала  $65-70^\circ C$  (Московский, Гончаренко, 1989), что возможно при незначительных его глубинах, лишь иногда превышавших 5–10 м. Существенная роль вод континентального стока и вод выщелачивания солей в генезисе бишофита отмечалась Н.П. Гребенниковым и В.А. Ермаковым. Однако они полагали, что практически все бишофитовые толщи имеют переотложенный характер. Более поздние исследования этих авторов, выполненные совместно с М.Г. Валяшко, И.К. Жеребцовой с соавторами (1986), (Валяшко и др., 1976), данные В.С. Деревягина и др. (1981), а также наши (Московский, Гончаренко, 1989; Свидзинский, Московский, 2008 и др.) показали ошибочность таких выводов. Так, величина отношения  $Bг \cdot 10^3/Cl$  в бишофите погожской ритмопачки Краснокутской площади изменяется в среднем от 17 до 18 (при содержании брома около 0,6–0,65%). Наиболее высокое содержание брома (0,8%) и величины отношения  $Bг \cdot 10^3/Cl$  (20–24) отмечается в бишофитах Светлоярской структуры.

Рассматривая основные черты геохимии скоплений бишофита в Приволжской моноклинали, нельзя не отметить появление мнения об «...эндогенном происхождении бишофитового минерального сырья из хлоридных металлоносных флюидов...» (Разин, 2010, с. 51). Эти предположения никоим образом не связаны с фактическим материалом, полученным нами в результате многолетнего его изучения. Установленное нами устойчивое и закономерное соотношение основных компонентов рапы практически на всей площади солеродного бассейна позволяет дать ответ авторам «неэвапоритовых» концепций образования соленосных отложений, которые отводят большую роль в галогенезе растворам и флюидам глубинного происхождения. Если по составу рапы включений получается, что соли солянокупольных структур и районов моноклинали их залегания отлагались в сходных условиях, то всю соленосную толщу впадины следует рассматривать как геологическое



тело, характеристики которого (состав, текстурно-структурные особенности и др.) на седиментационной стадии менялись от береговой полосы к центру бассейна постепенно. Это обосновывается огромным материалом, который получен при изучении разрезов многих скважин, пробуренных со стопроцентным отбором керна в Приволжской моноклинали, северо-западной части обрамления впадины, Эльтонской и Баскунчакской солянокупольных структур и с фрагментарным отбором в некоторых структурах Дальнего Саратовского Поволжья. В то же время детальный анализ фазового и химического состава вещества включений в скв. Тимофеевской 1 позволил подтвердить те выводы, которые были сделаны Д.С. Коробовым и др. (1986). По его мнению, взаимодействие пород солянокупольных структур с водоносными горизонтами терригенных пород вызывает подземное растворение солей и приводит к появлению своеобразных ореолов, «загрязненных» солями терригенных пород межкупольных мульд. Видимо, широкое развитие таких процессов и интерпретируется в качестве образования конседиментационных соляных куполов как результат поступления по глубинным разломам эндогенных термальных хлоридных рассолов (Кусов, Дзайнуков, 2008). Другие гипотезы происхождения солей (Джиноридзе и др. 1980; Дюнин, 2000 и др.) основываются на облик, текстурах, форме тел солей, присутствии флюидов (углеводороды, сероводород и др.), характерных для солянокупольной области Прикаспия, т.е. на свойствах и признаках, приобретенных на постседиментационной стадии литогенеза. При этом необходимо учесть, что соли в районах моноклинали их залегания не имеют и незначительной доли наложенных изменений, характерных для соляных куполов. Таким образом, становится очевидным, что выводы об условиях образования галогенных отложений за счет высокотемпературных глубинных растворов для Прикаспийской впадины не подтверждаются материалами детальных литологических и геохимических исследований.

Весь материал, полученный нами по гидрохимии кунгурского солеродного бассейна Прикаспия, практически однозначно подтверждает точку зрения, что на стадии соленакопления влияние эндогенного фактора было минимальным. Такой вывод ни в коей мере нельзя распространять на время формирования подсолевых отложений и постгалогенную историю впадины. Однако наличие всех изменений «негалогенной» природы следует рассматривать как результат процессов, наложенных на уже сформированные геологические тела, слагаемые, прежде всего, парагенезисами доломита-ангидрита – каменной соли – сильвинитовой – карналлитовой – бишофитовой пород.

#### Библиографический список

Азизов А.И., Тихвинский И.Н. Основные особенности строения, состава и генезиса хлоридных и сульфатных

калиеносных формаций // Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, 1981. С. 79–84.

Борисенков В.И. Минералого-геохимические параметры галогенных толщ // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, 1990. С. 3–16.

Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М., 1962. 398 с.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Гребенников Н.П., Ермаков В.А. К генезису калийных солей и бишофита соляных отложений Волгоградской моноклинали. М., 1976. С. 436–453.

Вахромеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. М., 1976. С. 27–48.

Гончаренко О.П. Физико-химические условия формирования кунгурских калийно-магниевого руд прибортовой зоны Прикаспийской впадины: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Львов, 1986. 16 с.

Гончаренко О.П., Московский Г.А. Условия образования солей заключительных фаз галогенеза по включениям в минералах (западная часть Прикаспийской впадины) // Геохимия и термобарометрия эндогенных флюидов. Киев, 1988. С. 131–137.

Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И., Ковальский Ф.И., Макаров А.С., Федин О.В. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов, 1981. 397 с.

Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Раевский В.И. Геоструктурное положение и классификация солеродных бассейнов прошлого // Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси, 1980. С. 305–323.

Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М., 2000. 471 с.

Ермаков В.А., Исаев А.Я., Гетманова Е.И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1968. № 5. С. 33–38.

Жеребцова И.К., Золотарева В.А., Пантелеева О.Д. Особенности формирования соляных отложений кунгура в северной части Приволжской моноклинали // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М., 1986. С. 13–21.

Кислик В.З., Луинович Ю.И., Ерошина Д.М. О закономерностях строения галогенной формации Припятской впадины и литолого-геохимических особенностях ее калийных горизонтов // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сиб. отд-ние. АН СССР. 1970. С. 240–251.

Ковалевич В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебниковского калийного месторождения. Киев, 1977.

Копнин В.И. Строение и генезис галитовых аномалий в калиеносных пластах южной части Верхнекамского месторождения калийных солей // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 500–512.

Корневский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1966.

Коробов Д.С., Алешечкин О.И., Матлошинский Н.Г. Особенности проявления соляной тектоники в пределах





- северной части Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью отложений надсолевого комплекса // Вопросы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Геолого-геохимические исследования и направление поисково-разведочных работ на нефть и газ в Нижнем Поволжье. Саратов, 1986. С. 27–35.
- Кудряшов А.М. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001. 429 с.
- Кусов Б.Р., Дзайнуков А.Б. Генетические типы соляных куполов. Геология нефти и газа. 2008. № 6. С. 45–49.
- Лутинович Ю.И., Кислик В.З. Петрографическая характеристика пород калийных горизонтов западной части Припятской впадины // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, 1970. С. 152–167.
- Морозов Л.Н., Седлецкая Н.М., Аношин Л.В., Свидзинский С.А. Строение калиеносных интервалов Эльтонского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, 1980. С. 47–59.
- Московский Г.А. Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских галогенных отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 1983. 19 с.
- Московский Г.А. Физико-химические закономерности Кунгурского галогенеза в Прикаспийской впадине (по включениям в галите). М., 1988. 14 с. Деп. в ВИНТИ 20.06.1988, № 4827-В 88.
- Московский Г.А., Сиротин К.М., Ковальский Ф.И. Физико-химические условия галогенной седиментации в западной части Прикаспийской синеклизы по результатам изучения включений в минералах солей // Тез. докл. 27 междунар. геологического конгресса. М., 1984. С. 141–142.
- Московский Г.А., Гончаренко О.П. Основные черты геохимии кунгурского галогенеза в западной части Прикаспийской впадины (по включениям в минералах). М., 1989. 198 с. Деп. в ВИНТИ 16.11.1989, № 4072-В90.
- Московский Г.А., Гужиков А.Ю., Решетников М.В., Сорокин А.С., Свидзинский С.А. Отражение в петромагнетизме закономерностей распределения нерастворимого остатка по разрезу сильвинитового пласта Гремячинского месторождения // Изв. Саратов. ун-та. Новая Серия. 2010. Т. 10. Сер. Науки о Земле, вып. 1. С. 54–60.
- Паукер Н.А., Свидзинский С.А. Открытие Эльтонского месторождения калийных солей // Разведка и охрана недр. 1970. № 8. С. 12–15.
- Петриченко О.Й. Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ, 1973. 91 с.
- Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев, 1988. 128 с.
- Разин Л.В. ЭПГ, Au, Ag, редкоземельные и рудные элементы в промышленном сырье Нижневолжских месторождений бишофита // Изв. секции Наук о Земле РАЕН. Вып. 19, июнь. 2010. С. 51–58.
- 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.
- Свидзинский С.А., Московский Г.А. Методика поисково-разведочных работ на минеральные соли в условиях солянокупольных структур. Саратов, 2008. 73 с.
- Фивег М.П. Некоторые замечания по поводу «новых идей» о галогенезе // Литология и геохимия соленосных толщ. Киев, 1980. С. 5–13.