

**СЕДИМЕНТАЦИОННО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЧЕЛМСКО-САРАТОВСКОГО АВЛАКОГЕНА**

© 2016 г. В. И. Сухоруков, С. В. Яцкевич, В. Ю. Писаренко,
Ю. А. Писаренко, Г. Н. Андреев
АО "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

Рифейские отложения являются самыми древними осадочными образованиями на западе Волго-Уральской НГП. Их мощность может достигать 4–4,5 км, а область распространения ограничивается Пачелмско-Саратовским авлакогеном, охватывающим в современном структурном плане [4, 5] большую часть Рязано-Саратовского прогиба и южные склоны Жигулёвско-Пугачёвского свода.

В результате работ, проведенных в рамках темы «Разработка региональных стратиграфических схем нового поколения рифея, венда и нижней перми южной части Волго-Уральской НГП», на территории Пачелмско-Саратовского авлакогена нами были выделены Каверинская и Сердобско-Пугачёвская структурно-формационные зоны со своими типами рифейского разреза [10]. Принадлежностью Каверинской зоны является одноименная серия, условно отнесенная к нижнему рифею, а также верхнерифейские сомовская, пересыпкинская и пачелмская серии. В Сердобско-Пугачёвской зоне к нижнему рифею, с определенной долей условности, отнесена татищевская свита, а верхний рифей представлен соколовогорской свитой, саратовской, пересыпкинской и пачелмской сериями. Отложения среднего рифея не установлены [10].

Анализ истории геологического развития Пачелмско-Саратовского авлакогена позволил выделить в его рифейской эпохе три крупных этапа, которые отличаются спецификой условий седиментации и типами накопившихся формаций. Эти этапы

охватывают время отложения каверинской серии и татищевской свиты, сомовской серии и соколовогорской свиты, а также саратовской, пересыпкинской и пачелмской серий. Для каждого из этапов нами построены седиментационно-формационные карты осадочных комплексов рифея, позволившие существенно уточнить позднепротерозойскую историю геологического развития региона.

**Седиментационно-формационная карта
отложений каверинской серии
и татищевской свиты нижнего рифея**

Основой для построения седиментационно-формационной карты нижнерифейских фациальных аналогов – каверинской серии и татищевской свиты, послужила карта толщин этих отложений, составленная по общепринятой методике с проведением изопакит через 100 м. При ее составлении в тех единичных случаях, когда нижнерифейские отложения вскрывались до контакта с породами кристаллического фундамента, какой-либо корректировки полученных толщин не требовалось. Однако большинство изученных нами скважин, в силу специфики поискового и разведочного бурения, не достигли кристаллического фундамента. Часть из них (~ 75 скв.) была остановлена в нижнерифейских отложениях, а другая (~ 35 скв.) – в породах верхнего рифея.

В первом случае толщина нижнерифейских отложений в каждой конкретной скважине определялась разницей между глубиной залегания кровли кристаллического фундамента, которая бралась со структур-

ной карты его поверхности [8], и суммарной мощностью перекрывающих нижний рифей образований. Полученные таким методом значения можно считать достаточно надежными, так как сравнение глубин залегания кровли фундамента по достигшим его скважинам и скважинам, взятым со структурной карты, показало высокую (до 85–90%) сходимость результатов.

Во втором случае толщина нижнерифейских отложений определялась более сложным путем. Для этой цели по структурной карте поверхности кристаллического фундамента [8] устанавливалась глубина его залегания в каждой конкретной скважине и вычислялась общая мощность рифея в данном пересечении по разнице с суммарной толщиной перекрывающих образований. В дальнейшем, опираясь на результаты интерпретации ближайших к этим скважинам сейсмических профилей и учитывая общие тенденции к изменению рифейских толщин в том или ином направлении в конкретных тектонических блоках, полученные разрезы рифея подразделялись нами, с известной долей условности, на нижний и верхний отделы с соответствующими каждой скважине толщинами.

Составленная таким образом карта толщин нижнерифейских отложений послужила, как отмечалось выше, основой для построения собственно седиментационно-формационной карты (рис. 1).

На основе литологического и петрографического изучения разрезов нижнего рифея, а также анализа палеоструктурной обстановки и раннерифейской истории геологического развития региона нами были выделены три типа субплатформенных терригенных формаций: континентальная, континентально-морская и собственно морская, и установлены области их распространения, ограниченные, как правило, крутопадающими разрывными нарушениями и выступами кристаллического фундамента.

К сожалению, более детальное расчленение выделенных формаций невозможно из-за скудности фактического материала.

Континентальная красноцветная терригенная грубообломочно-песчано-гравийная формация распространена на северо-западе исследуемого региона в районе Морсово-Каверино и, видимо, прослеживается далее по направлению к Сомово в пределах Каверинской структурно-формационной зоны. Кроме того, она наблюдается в непротяженной Юлово-Ишимской палеокотловине на юго-восточном склоне Токмовского свода (рис. 1).

Литологическим (стратиграфическим) выражением формации в регионе являются тырницкая и инкашская свиты каверинской серии. Эта толща (каверинская свита по И. Е. Постниковой, 1962), представлена в основном разнозернистыми, до грубозернистых с гравийной примесью, плохо отсортированными песчаниками кварцевого, полевошпатово-кварцевого и кварцево-полевошпатового состава, нередко содержащими линзы и прослои не более 30 см мелко- и крупногалечных конгломератов с плотно сцементированной галькой кварца, кварцитовых, гранитоидных и кремнистых пород. Иногда грубообломочные разности резко сменяются хорошо отсортированными песчаниками или алевролитами и в этом случае, на фоне массивной текстуры, отмечается горизонтальная или косая слоистость. По данным того же исследователя, характерной особенностью толщи является красная, мясо-красная и бурая окраска пород, а также наличие белесых пятен каолинита.

Литологический анализ известных разрезов (Каверново, Морсово) тырницкой и инкашской свит, не претендующий на абсолютную объективность из-за малого объема фактического материала, показывает, что в составе отвечающей им континентальной формации резко преобладают грубообломочные породы (разнозернистые песчани-

ки, гравелиты, конгломераты), а доля мелкозернистых хорошо отсортированных песчаников и алевролитов не превышает 5–10%.

Седиментация в период накопления континентальной формации, вероятно, происходила в условиях влажного и теплого климата, способствовавшего интенсивному развитию процессов химического выветривания пенепленезированных участков раннерифейской суши, представленных на территории исследований, скорее всего, выступами кристаллического фундамента. Образовавшиеся коры выветривания насыщались тонкодисперсными соединениями окисного железа, которые также обволакивали прочными пленками зерна кварца, что и обусловило в дальнейшем характерный красноцветный облик формации.

Дезинтегрированные продукты кор выветривания временными и сезонными потоками сносились с близлежащих пенепленезированных выступов кристаллического фундамента в мелководные, периодически разобщающиеся между собой внутриконтинентальные водоемы и, вероятно, являлись основным источником обломочного материала. Об этом свидетельствует и наличие в составе синхронных осадков большого количества полевых шпатов, каолинита, угловатых обломков изверженных пород и кварцитов. Непосредственно с бортовых уступов, видимо, поступали и грубообломочные продукты механического разрушения, а с отдаленных участков суши в небольших количествах переносились хорошо отсортированные пески, возможно эолового генезиса. Дальнейшее распределение обломочного материала в водоемах и степень его окатанности во многом зависела от гидродинамического режима не только временных потоков, но и самих водоемов.

Континентально-морская пестроцветная грубообломочно-песчано-алевритовая формация распространена к юго-востоку от района Морсово до реки Волги на терри-

тории Пензенской и Саратовской областей в пределах Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны (рис. 1). Область ее развития разделена Аткарским палеовыступом кристаллического фундамента на две неравные части. Меньшая из них (юго-западная) в современном структурном плане [4] охватывает часть Ртищевско-Баландинского прогиба и Елшанскую впадину, а большей (северо-восточной) отвечают части Чембарско-Петровского прогиба, Центральное поднятие и Тёпловская впадина.

Континентально-морская формация, как следует из названия, являет собой парагенез двух формаций: собственно континентальной и собственно морской. Ее литологическим (стратиграфическим) выражением на площади распространения служит татищевская свита, стратотип которой описан в 1970 г. по скв.1 Татищевской [12], где она с размывом залегает на породах кристаллического фундамента и с размывом перекрывается среднедевонскими образованиями.

Мощность свиты в стратотипе составляет 410 м, а ее разрез представлен грубым чередованием (от 2–5 м до 20–30 м) пачек красноцветных массивных разномзернистых (до грубозернистых) кварцито-песчаников кварцевого и кварцево-полевошпатового состава, содержащих прослой и линзы гравелитов, с пачками серых, розовато-серых, к кровле светло-серых мелкозернистых, иногда алевролитистых, тонко-горизонтальнослоистых, хорошо отсортированных кварцевых и кварцево-полевошпатовых разновидностей. В этом чередовании также присутствуют пачки (2–10 м) тонко-горизонтальнослоистых песчанистых и глинистых алевролитов и, в меньшей степени, аргиллитов. Для алевролитов и аргиллитов характерны серые, зеленовато-серые и пятнисто-зелено-коричневые тона окраски. Доля разномзернистых песчаников и граве-

ГЕОЛОГИЯ

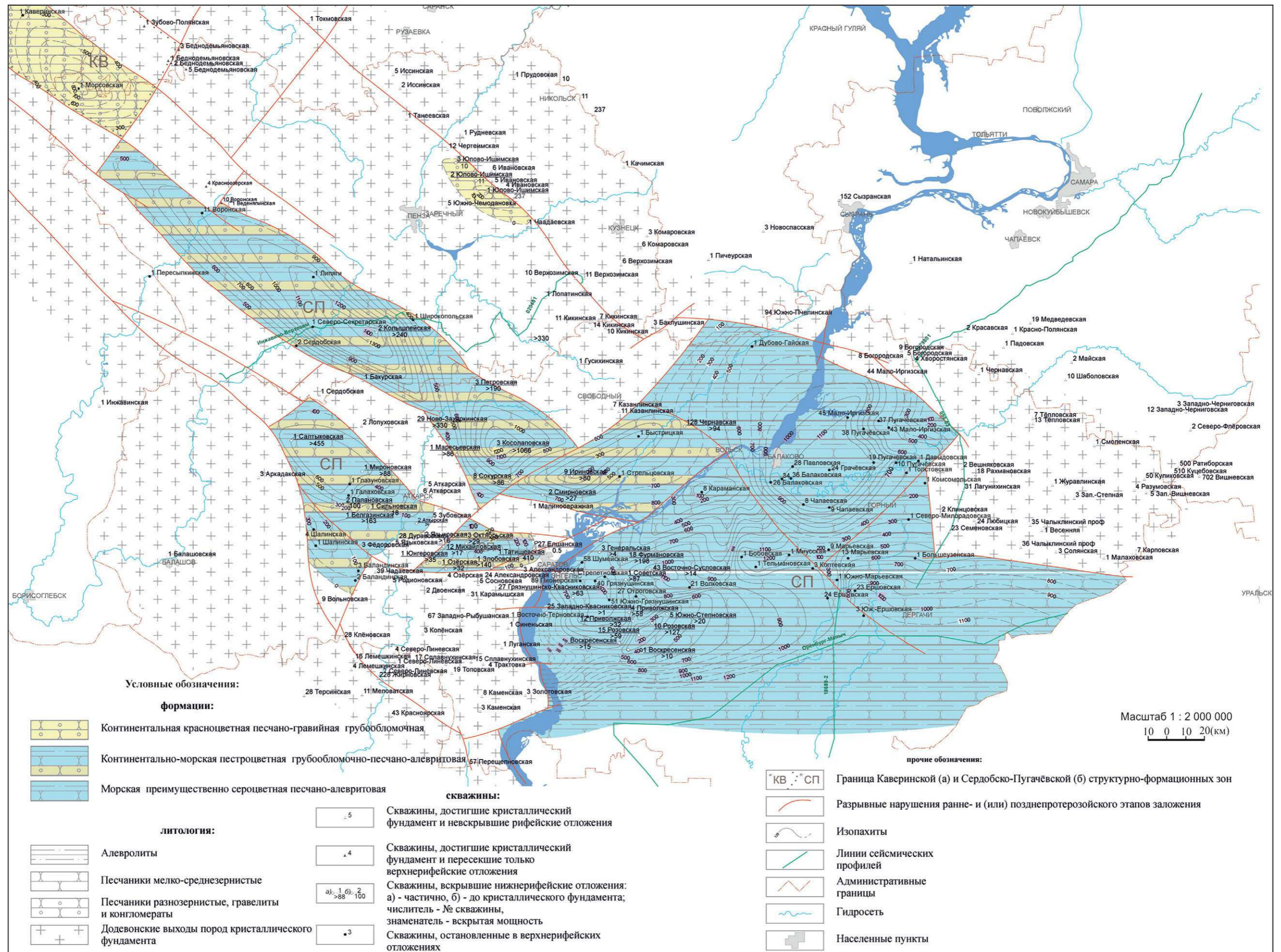


Рис. 1. Седиментационно-формационная карта отложений каверинской серии и татищевской свиты нижнего рифея

литов в этом разрезе составляет около 30%, мелкозернистых и алевритистых тонкослоистых песчаников ~ 42%, алевролитов ~ 24% и аргиллитов ~ 4%.

Литологический анализ другого (одного из наиболее полных) опорного разреза тащцевской свиты, вскрытого скв.3 Косолаповской, где ее мощность достигает 1066 м, показывает, что по сравнению с вышеописанным стратотипом соотношения отдельных разновидностей пород в нем несколько варьируют, однако характер строения разреза, его литологический состав и структурно-текстурные особенности остаются вполне сопоставимы. Доля разнозернистых песчаников и гравелитов в этом разрезе составляет ~ 31%, мелкозернистых и алевритистых тонкослоистых песчаников ~ 29%, алевролитов ~ 33% и аргиллитов ~ 7%.

Следует отметить, что в цементе тонкослоистых песчано-алевритистых пород обоих разрезов иногда присутствует примесь карбонатного материала. В этих же разновидностях изредка отмечается пятнистая пиритизация.

Очевидно, что красноцветные разнозернистые (до грубозернистых) плохо отсортированные песчаники с массивной текстурой и гравелиты отвечают континентальной формации, доля которой в вышеназванном формационном парагенезе составляет около 30%. Хорошо отсортированные мелкозернистые и алевритистые тонко-горизонтально-слоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты сероцветной и пятнистой окраски являются литологическим выражением морской формации, доля которой в этом парагенезе достигает 70%.

Образование такого парагенеза формаций мы объясняем некоторой спецификой геологического развития региона. Вероятно, к началу раннего рифея территория юго-восточнее будущего Пачелмского палеовыступа представляла собой пенепленезированную слабохолмистую равнину кристал-

лического фундамента с наметившимися контурами континентального рифта, в осевой части которого заложились Сердобская палеовпадина, разделенная Аткарским палеовыступом, и Саратовский палеопроегиб. В раннерифейское время ее северо-восточная часть, включающая Сердобскую палеовпадину с прибортовыми участками, испытывала, за счет разнонаправленных колебательных движений по разломам древнего заложения, неоднократное трансгрессивно-регрессивное воздействие обширного морского бассейна, занимающего, по-видимому, площадь Саратовского палеопроегиба (современного Саратовского Заволжья) и открытого в сторону современной Прикаспийской впадины.

В периоды трансгрессивных циклов северо-восточная часть рассматриваемой территории покрывалась водами этого палеобассейна и представляла собой неглубокий слабосоленый морской залив протяженностью около 300 км и шириной до 50–100 км. Основным источником обломочного материала, вероятно, служили дезинтегрированные коры выветривания и продукты механического разрушения бортовых уступов Сердобской палеовпадины и Аткарского палеовыступа. Этот материал в процессе трансгрессии перемещался волочением и во взвешенном состоянии на большие территории, измельчался и отсортировывался по крупности зерен и обломков. В дальнейшем при стабилизации гидродинамического режима его дополнительная «очистка» и сортировка происходили за счет приливно-отливных течений.

Определенную роль в осадконакоплении, видимо, играли и удаленные источники сноса, обломочный материал с которых мог транспортироваться временными потоками, а пылевидные (алевритовые) частицы и тонко-мелкозернистые пески, возможно, переносились в бассейн седиментации песчаными бурями.

Дополнительным поставщиком обломочного материала служили и нелитифицированные раннерифейские осадки, накопившиеся в сокращенных объемах на бортовых уступах Сердобской палеовпадины и на Аткарском палеовыступе. При регрессии моря они повторно дезинтегрировались и смывались в ложе палеовпадины.

Такая многовариантность условий седиментации способствовала накоплению на указанной территории в периоды трансгрессивных циклов типичной морской пятнисто-сероцветной терригенной песчано-алевритовой формации. Этот процесс, вероятно, происходил в условиях, близких к восстановительному режиму, о чем свидетельствует слабая пиритизация песчаников и алевролитов. Наличие в окраске пород, наряду с серыми и зеленовато-серыми тонами, пятнисто-розоватых, буроватых и коричневатых разностей объясняется, возможно, поступлением в бассейн седиментации с древних кор выветривания большого количества гидроокислов железа, находящихся в форме коллоидных растворов [1].

Логично предположить, что в периоды регрессивных циклов северо-восточная часть рассматриваемой территории на большей площади осушалась, а разрозненные замкнутые неглубокие водоемы оставались только в ложе Сердобской палеовпадины. Временными и сезонными потоками они дополнительно опреснялись, и в течение того или иного регрессивного цикла здесь происходило накопление континентальной красноцветной терригенной грубообломочно-песчано-гравийной формации, протекавшее по охарактеризованной выше схеме.

Следует отметить, что продолжительность регрессивных циклов, вероятно, была существенно короче трансгрессивных. Это подтверждается и долей в парагенезе континентально-морской формации литологического выражения каждой из них – 30% и 70% соответственно.

Морская пятнисто-сероцветная терригенная песчано-алевритовая формация в основном распространена в Саратовском Заволжье. Она наблюдалась по многим скважинам в пределах Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны, в выделенном нами Саратовском палеопрогибе, а в современном структурном плане [4] площадь ее развития приурочена к Западно-Пугачёвскому и Восточно-Пугачёвскому сводам, западной части Иргизско-Перелюбского прогиба и Степновскому сложному валу. Скорее всего, отложения морской формации присутствуют и в пределах саратовской части Прикаспийской впадины, но все пробуренные здесь скважины были остановлены на глубинах 4–5,5 км в породах нижнего или среднего девона, не дойдя до кристаллического фундамента 2,5–5,0 км.

По имеющимся наблюдениям каких-либо резких отличий в литологическом выражении собственно морской формации Саратовского Заволжья от охарактеризованной выше (в парагенезе с континентальной формацией) не отмечается. Тем не менее, считаем логичным предположить, что раннерифейский морской бассейн на территории современного Саратовского Заволжья был более стабильным, чем на площади развития континентально-морской формации, и по направлению к его юго-восточной (открытой) части могли накапливаться отложения не только фаций мелководного, но также углубленного и глубокого шельфа. Не исключено, что последние из них являются самыми древними, неизученными из-за отсутствия фактического материала рифейскими образованиями Пачелмско-Саратовского авлакогена.

Седиментационно-формационная карта отложений сомовской серии и соколовогорской свиты верхнего рифея

Основой для построения седиментационно-формационной карты верхнерифейских фациальных аналогов – сомовской серии

и соколовогорской свиты, также послужила карта толщин соответствующих отложений. При ее составлении в тех редких случаях, когда эти отложения пересекались скважинами полностью (10 скв.), какой-либо корректировки полученных толщин не требовалось. Однако абсолютное большинство изученных нами скважин, в силу специфики поискового и разведочного бурения, были остановлены или в саратовско-пачелмском интервале верхнего рифея (33 скв.), или же не достигнув нижнего контакта верхнерифейских отложений (28 скв.). Часть скважин вскрыла только породы нижнего рифея, залегающие непосредственно под девонскими образованиями (39 скв.), и выступы кристаллического фундамента, над которыми рифейские отложения полностью размыты или же не накапливались (~ 115 скв.).

Таким образом, если при полном пересечении скважинами сомовских или соколовогорских отложений значения полученных толщин не вызывают сомнений, то во всех остальных случаях для их определения нам приходилось опираться на тенденцию в геологическом развитии территории, так или иначе обоснованную нами на примере раннего рифея. Тем самым, признавая значимую роль раннерифейского этапа формирования основных рифейских палеоструктур, мы, возможно, привносим и «унаследованную» ошибку в трактовку сомовско-соколовогорской геологической истории региона.

К сожалению, дефицит имеющегося фактического материала не позволил нам полностью следовать традиционным путем при составлении характеризующей карты толщин. Тем не менее, определенная степень надежности наших построений контролируется следующими неоспоримыми фактами:

– имеется в наличии 10 скважин, полностью пересекающих сомовские или соколовогорские отложения;

– во всех 38 скважинах, полностью или частично вскрывших сомовские (соколовогорские) отложения, зафиксирована их верхняя граница;

– во всех 110 скважинах, в том или ином объеме вскрывших рифейские отложения, зафиксирована не только их верхняя граница, но (с учетом карты поверхности кристаллического фундамента [8]) с высокой степенью надежности (85–90%) определяется и общая мощность (толщина) этих образований.

Составленная на базе вышеизложенного карта толщин сомовской серии и соколовогорской свиты послужила исходным материалом для построения собственно седиментационно-формационной карты этих отложений (рис. 2).

На основе литологического и петрографического изучения разрезов сомовской серии и соколовогорской свиты, а также анализа палеоструктурной обстановки и соответствующего этапа геологического развития региона нами были выделены четыре типа субплатформенных терригенных формаций: континентальная, субконтинентальная, континентально-морская, собственно морская. Установлены области их распространения, ограниченные, как правило, крутопадающими разрывными нарушениями, а также выступами кристаллического фундамента и приподнятыми блоками нижнерифейских отложений. К сожалению, более детальное расчленение выделенных формаций оказалось невозможным из-за скудности фактического материала.

Следует отметить, что при выделении формаций мы, по мере возможности, использовали классификационные признаки, предлагаемые в соответствующей литературе [2], а при характеристике условий их накопления принимали во внимание разделяемые нами представления А. А. Клевцовой [3] о том, что данному этапу развития Русской платформы предшествовала эпоха

поднятий, перерыва в осадконакоплении и формирования кор выветривания с частичным размывом раннерифейского протоплатформенного чехла.

Континентальная красноцветная песчано-гравийная формация распространена на северо-западе исследуемого региона, охватывая, как и аналогичная раннерифейская формация, район Морсово-Каверино-Сомово, прослеживаясь в пределах выделенной нами Каверинской структурно-формационной зоны. Однако, в отличие от раннерифейской континентальной формации, область ее развития в районе Морсово-Каверино расширяется к северо-востоку до Зубовой Поляны и Беднодемьяновской группы скважин, а в непротяженной Юлово-Ишимской котловине на юго-восточном склоне Токмовского свода она, скорее всего, не накапливалась, так как здесь, в приподнятом блоке, сохранились лишь реликты нижнерифейских отложений (рис. 2).

Литологическим (стратиграфическим) выражением континентальной красноцветной формации в регионе являются ртищевская и цнинская свиты, выделенные И. Е. Постниковой [7] и объединенные позднее Л. Ф. Солонцовым и др. [9] в сомовскую серию, со стратотипом в скв.1 Сомовской.

Ртищевская свита в стратотипе сложена красноцветными разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, а в верхней части преимущественно кварцевыми песчаниками с многочисленными прослоями и линзами гравелитов, реже алевролитов и аргиллитов. Ее мощность составляет 725 м. Цнинская свита в стратотипе представлена разнозернистыми красноцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками и гравелитами мощностью до 379 м. Континентальный генезис этих образований не отрицают и другие исследователи [6, 3, 11].

Литологический анализ сомовской серии в области распространения континенталь-

ной формации показывает, что примерно две трети ее объема составляют плохо отсортированные разнозернистые полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, состоящих из угловатых и плохо окатанных обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов и гранито-гнейсов. Доля алевролитов и аргиллитов среди этих пород составляет не более 8–10%. В средней части серии, соответствующей верхам ртищевской свиты, выделяется пачка (до 480 м) существенно кварцевых песчаников, количество полевых шпатов в обломочной составляющей которых не превышает 3–5%.

Определяющим фактором в вещественном выражении формации послужило то, что одним из основных источников сноса обломочного материала, вероятно, являлись пологие склоны зарождающегося Токмовского палеосвода, сложенные пенепленезированными останцами пород кристаллического фундамента и раннерифейского проточехла. Об этом свидетельствует и наличие в составе синхронных осадков большого количества полевых шпатов, каолинита, угловатых обломков изверженных пород и кварцитов.

Исключением является сформированная в позднертищевское время толща практически «чистых» от примеси кварцевых песков, что не противоречит общей концепции, так как согласуется с представлениями об условиях образования кварцево-песчаной формации, которая «распространена главным образом на платформах, залегая на периферии областей сноса, испытывающих медленное поднятие» [2, с. 161]. Очевидно, что в нашем случае раннертищевские и цнинские осадки накапливались при медленном воздымании Токмовского палеосвода.

Седиментация в течение всего периода накопления характеризуемой континентальной формации, вероятно, происходила в условиях преимущественно влажного и

ГЕОЛОГИЯ

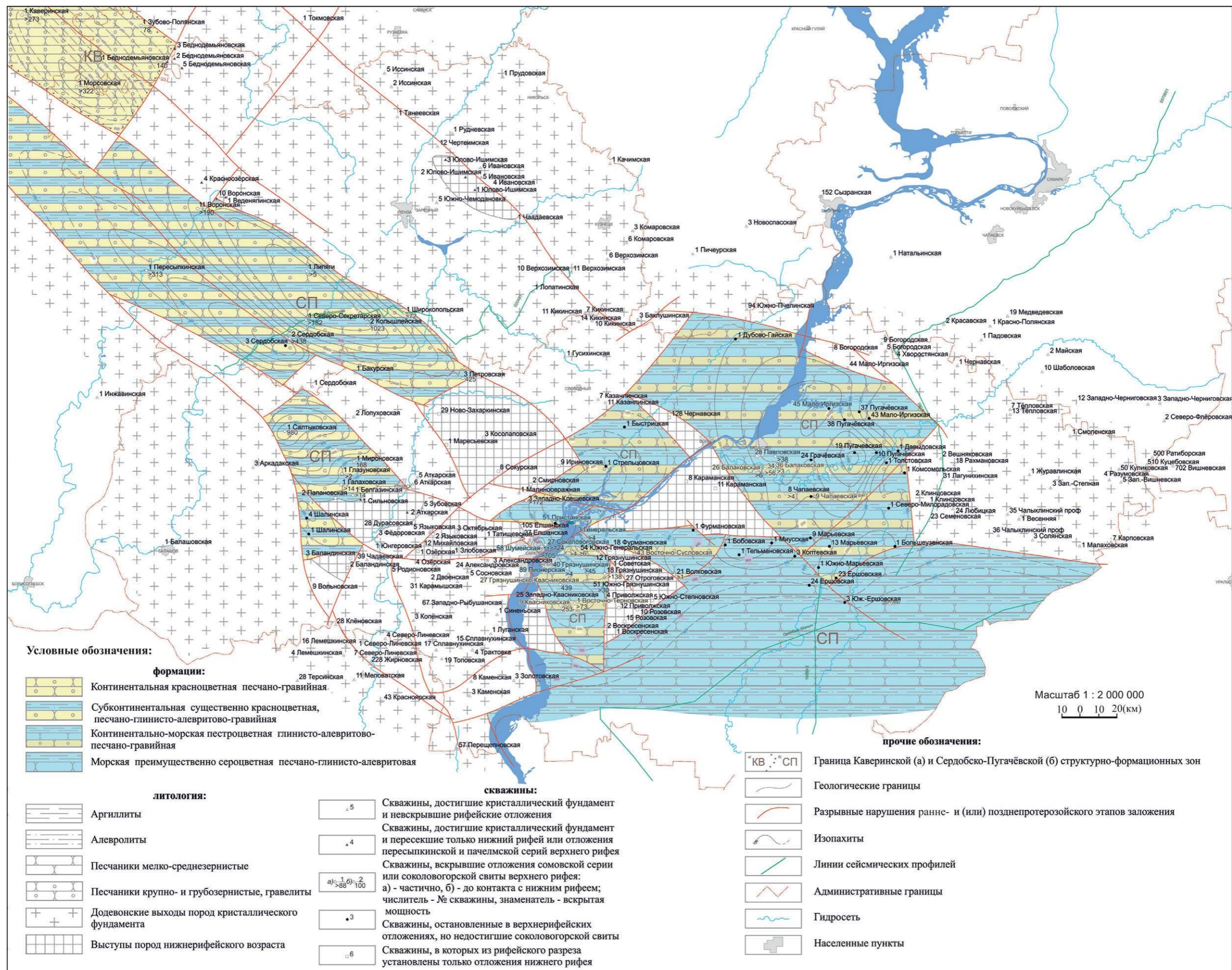


Рис. 2. Седиментационно-формационная карта отложений сомовской серии и соколовогорской свиты верхнего рифея

теплого климата, способствовавшего развитию процессов интенсивного химического выветривания пенепленезированных участков сомовской суши. Образовавшиеся при этом коры выветривания насыщались тонкодисперсными соединениями окисного железа, которые в форме коллоидных растворов поступали в бассейн седиментации, а также обволакивали прочными пленками зерна кварца, что и обусловило в дальнейшем характерный красноцветный облик формации [1].

Дезинтегрированные продукты кор выветривания временными и сезонными потоками сносились в опресненные мелководные, периодически разобщающиеся между собой водоемы, которые располагались, по всей вероятности, в ложе грабенообразной (?) Сомовской палеовпадины. С бортовых уступов последней, видимо, поступали и грубообломочные продукты механического выветривания, дробящиеся до угловатых зерен гравийной размерности, а с отдаленных участков суши в небольшом количестве могли переноситься хорошо отсортированные пески эолового генезиса. Линзы глин, видимо, формировались за счет привноса временными потоками сопутствующих им грязевых частиц. Дальнейшее распределение обломочного материала во многом зависело как от частоты и интенсивности временных потоков, так и от гидродинамического режима самих водоемов, обусловленного колебательными движениями территории.

Субконтинентальная существенно красноцветная песчано-глинисто-алевритово-гравийная формация распространена к юго-востоку от Морсово по направлению к реке Волге на территориях Пензенской и Саратовской областей в пределах выделенной нами Сердобской палеовпадины, на северо-западной половине Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны (рис. 2). Она частично повторяет площадь

развития раннерифейской континентально-морской формации, однако, в отличие от последней, ее территориальные границы расширяются к юго-западу в сторону Пересыпкино-Инжавино и к северо-западу в направлении Сомово, но от выделенной в Сомовской палеовпадине континентальной формации она отделена в районе исследований Пачелмским палеовыступом кристаллического фундамента. В современном структурном плане [4] субконтинентальная формация занимает юго-восточную половину Чембарско-Петровского прогиба, Центральное поднятие, юго-восточную часть Ртищевско-Баландинского и северо-восточное окончание Ивановского прогибов. С юго-востока площадь ее развития ограничивают палеовыступы пород кристаллического фундамента и раннерифейского проточехла, отвечающие в современном структурном плане [4] Корсаковской террасе, Карамышскому и Аткарскому выступам. Эти палеовыступы, видимо, в какой-то мере проявившиеся к концу раннего рифея, послужили одним из определяющих моментов в накоплении данной формации, так как они, вероятно, отделили область ее (формации) развития от располагающегося юго-восточнее открытого морского бассейна. Это, в свою очередь, привело к образованию в пределах Сердобской палеовпадины протяженного (более 250 км) мелководного и слабозасоленного внутриконтинентального моря, что способствовало, наряду с другими факторами, созданию специфических условий седиментации.

Типичным литологическим (стратиграфическим) выражением субконтинентальной формации в исследуемом регионе служит разрез соколовогорской свиты, вскрытой скв.1 Салтыковской до контакта с нижнерифейской татищевской свитой. Мощность соколовогорской свиты в этом пересечении равна 980 м, ее максимальные значения в поле развития субконтиненталь-

ной формации достигают 1023 м (скв.2 Ко-лышлейская), а минимальные составляют 67 м (скв.2 Папановская).

В наиболее изученной нами скв.1 Салтыковской разрез соколовогорской свиты представлен неравномерным чередованием (от 1–2 м до 5–15 м) песчаников кварцево-полевошпатовых, полевошпатово-кварцевых, иногда аркозовых, реже кварцевых, в основном разнозернистых до грубозернистых и гравелитов, реже мелкозернистых, алевритистых и глинистых с пачками пере-слаивания аргиллитов и алевролитов.

Обломочная составляющая в песчаниках и гравелитах выполнена кварцем, полевыми шпатами, которые нередко замещены каолинит-диккитовым агрегатом, кварцитами, реже – гранито-гнейсами и мелкими чешуйками гематита. Цементом может служить глинисто-алевритовая или песчано-алевритовая (в зависимости от зернистости пород) фракция, раскристаллизованный каолинит или же каолинит-гидрослюдисто-кварцевый железистый материал. Зерна кварца довольно часто покрыты пленками из окислов железа. Обломочные зерна чаще всего угловатые или угловато-окатанные. Отмечается наличие горизонтальной, реже косой слоистости. Песчаники и гравелиты характеризуются вариациями в окраске от светло-серой до розовато- и буровато-серой, розовой, густо- и буровато-розовой.

Алевролиты и аргиллиты, как правило, сильно слюдястые и обогащены окислами железа. Их окраска варьирует от красновато-бурой до буро-коричневой, но встречаются прослой серого и зеленовато-серого цвета, нередко отмечаются пятнисто-окрашенные разности с участием всех вышеперечисленных оттенков.

В верхней трети характеризуемого разреза (около 320 м) существенно преобладают разнозернистые песчаники, аналогичные по составу и окраске вышеописанным. В целом же по разрезу соотношение слагающих

его пород выглядит следующим образом: доля разнозернистых песчаников и гравелитов составляет около 41%, мелкозернистых и алевритистых песчаников ~19%, алевролитов ~26%, аргиллитов ~14%.

Таким образом, вещественный состав рассматриваемой субконтинентальной формации, выраженной охарактеризованным набором пород, по своим качественным и количественным параметрам в значительной мере отвечает в классификационном отношении песчано-глинистой красноцветной формации [2]. Последняя также состоит преимущественно из песчаников, а глинистые породы находятся в подчиненном количестве. Характерной для нее является «красная и бурая окраска пород, связанная с обилием окислов железа. Строение формации слоистое, несложное, часто наблюдается косая слоистость; мощность достигает 1000 м. Свойственна платформенному режиму; наибольшим распространением пользуется в протерозое. Образуется на приморских равнинах в условиях влажного климата с периодическими засухами» [2, с. 163].

Приведенная выше литолого-петрографическая характеристика соколовогорского разреза, вскрытого скв.1 Салтыковской, свидетельствует о том, что основные источники сноса в период накопления субконтинентальной формации находились на незначительном удалении от бассейна седиментации. Преобладающим поставщиком обломочного материала, как и во время образования континентальной формации, очевидно, служили обогащенные окислами железа дезинтегрированные продукты кор химического выветривания, развивавшихся на пенепленезированных останцах пород кристаллического фундамента и раннерифейского проточехла. Таковыми источниками, скорее всего, могли служить пологие склоны Токмовского палеосвода и, возможно, зарождающейся Воронежской

палеоантеклизы. Более грубый обломочный материал, вероятно, поступал в бассейн седиментации с разрушаемых механическим путем (временные потоки, обрушения и т. д.) бортов грабенообразной (?) Сердобской палеовпадины, Аткарского палеовыступа и относительно мелких приподнятых блоков юго-восточного обрамления.

Своеобразие условий осадконакопления в период образования субконтинентальной формации, видимо, заключалось в том, что возникшее в начале позднего рифея в ложе Сердобской палеовпадины внутреннее (внутриконтинентальное) мелководное слабозасоленное море, изолированное, как отмечалось выше, от располагающегося юго-восточнее открытого морского бассейна, наряду со всей территорией испытывало разноскоростные колебательные движения переменного знака по разломам древнего заложения. При возрастании скоростей этих движений в бассейн седиментации поступало большее количество грубообломочного материала, чем при их замедлении. Вместе с тем возникали и грязевые (мутьевые) потоки, поставлявшие глинистую фракцию. Определенную роль в транспортировке пылевидных частиц и хорошо окатанных тонко-мелкозернистых песков могли играть пыльные и песчаные бури, видимо возникавшие в засушливые климатические периоды.

Разнонаправленные колебательные (блоковые) движения территории, очевидно, сопровождалась «тряской» морского дна, что способствовало гравитационному расслоению осадков по зернистости, а неровности дна и «субдельтовые» фации временных и сезонных потоков наряду с этим могли инициировать образование косой слоистости и линзовидное распределение грубозернистого и гравийного материала.

Периоды относительной стабильности климатических условий (периоды засухи) и

тектонической обстановки, наряду с другими вышеотмеченными факторами, вероятно, были благоприятными для осаждения илов и тонких глинистых фракций.

Высокие концентрации окисного железа, поступавшего в разной форме (механической примеси, коллоидных растворов и т. д.) в бассейн седиментации, способствовали приобретению субконтинентальной формацией характерного красноцветного облика.

Следует отметить, что в позднесоколовогорское время интенсивность восходящих блоковых движений на рассматриваемой территории, видимо, значительно возросла. В результате этого накопилась достаточно мощная толща плохо отсортированных кварцево-полевошпатовых песков с линзами и прослоями обломков гравийной размерности и резко подчиненным количеством глин. В процессе диагенеза она была преобразована в верхнюю, преимущественно песчаниково-гравелитовую пачку (~ 320 м) соколовогорского разреза, охарактеризованного нами в скв.1 Салтыковской.

Не исключено, что следствием возросшей тектонической активности территории в конце соколовогорского времени явилось и отделение от единого, ранее внутреннего моря его юго-восточного окончания приподнятым блоком кристаллического фундамента (рис. 2).

Континентально-морская пестроцветная глинисто-алевритово-песчано-гравийная формация распространена по обоим берегам реки Волги на юго-восточном окончании Сердобской палеовпадины и в северной половине Саратовского палеопрогиба, в пределах Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны. В современном структурном плане [4] площадь ее развития охватывает Елшанскую и Тёпловскую впадины, западную половину Степновского сложного вала, Иргизско-

Перелюбский прогиб, западное окончание Восточно-Пугачёвского и северную половину Западно-Пугачёвского сводов. С северо-запада, на правобережье Волги, она ограничена от области развития субконтинентальной формации палеовыступами пород кристаллического фундамента и раннерифейского проточехла, а на левобережье «расклинена» тремя палеовыступами нижнерифейских образований (рис. 2).

Рассматриваемая формация, как следует из названия, являет собой парагенез двух формаций: собственно континентальной и собственно морской. Ее литологическим (стратиграфическим) выражением на площади распространения служит стратотип соколовогорской свиты, описанной в 1970 г. С.В. Яцкевичем по скв.11 Соколовогорской, вскрывшей разрез этого стратона на мощность, равную 705 м. Данное пересечение, хотя и не достигшее нижнего контакта соколовогорской свиты, который, судя по карте поверхности кристаллического фундамента [8], располагается на 200 м глубже, является самым полным и наиболее изученным в районе развития континентально-морской формации. В этой скважине, как и в ряде других, пробуренных в Елшанской впадине, соколовогорская свита с размывом залегает на породах кристаллического фундамента и с несогласием перекрывается девонскими отложениями [12].

Более глубокие части ее разреза вскрыты до контакта с нижнерифейской татищевской свитой на левобережье Волги в скв.27 Грязнушинско-Квасниковской (439 м) и скв.9 Квасниковской (253 м) [12]. Максимальная мощность соколовогорской свиты в пределах распространения континентально-морской формации оценивается нами в 900–1000 м.

Литолого-петрографический анализ сводного разреза свиты показывает, что его слагают несколько разновидностей пород,

находящихся в неравномерном чередовании (от 2–3 м до 10–20 м). Их представляют:

1) Песчаники розовые, густо-розовые, буровато- и красновато-розовые, красно-коричневые, кварцево-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые, толстослоистые и косослоистые, разномерные (до грубомерных и гравелитов), плохо отсортированные. Их обломочная составляющая представлена, в основном, угловатыми, иногда угловато-окатанными неотсортированными зернами кварца, полевых шпатов (до 10–20%), реже кварцитов и гранито-гнейсов. Полевые шпаты (микроклин, иногда – ортоклаз) разной степени выветрелости. Нередки зерна микроклина с идиоморфными очертаниями, обычно чистые и «свежие», с четко выраженным двойникованием, но изредка нацело серицитизированные или замещенные гидрослюдами. Некоторые из них пелитизированы и окрашены в бурый цвет с примесью гидроокислов железа. Отмечаются сильно деформированные и хлоритизированные пластинки биотита, нередко ожелезненные. Окислы железа или покрывают тонкими пленками обломочные зерна кварца и полевых шпатов, или же встречаются в виде скоплений и землистых агрегатов, неравномерно распределенных в породе. Цемент сложный: глинисто-алевритовый или песчано-алевритовый, гематитовый (?), каолинит-дикитовый или же каолинит-гидрослюдисто-кварцевый. Большое количество окислов железа, присутствующих в разной форме, придает породам красноцветный облик.

2) Песчаники светло- и розовато-серые, светло-розовые и серые с зеленоватым оттенком, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелко- и среднезернистые, алевритистые; от вышеописанных отличаются меньшей интенсивностью «красноцветных» тонов, наличием горизонтальной, реже – наклонной слоистости, хорошей сортировкой и, главным образом, окатан-

ностью обломочного материала, отсутствием гематитового (?) цемента и «пятнистой» известковистостью в нижней половине разреза.

3) Алевролиты розовато- и зеленовато-серые, иногда светло-коричневые и розовато-бурые. Характеризуются смешанным составом с не всегда высокой степенью окатанности зерен кварца и полевых шпатов. Последние в основном выветрелые, каолинизированы и гидрослюдизированы. Цементом в алевролитах служит глинисто-слюдистый, реже глинисто-гематитовый (?) материал.

4) Аргиллиты красно-коричневые, коричнево- и зеленовато-бурые, реже – серые и зеленовато-серые, в нижней части разреза нередко пятнисто-окрашенные с участием всех вышеперечисленных оттенков. Породы обогащены окислами железа, обладают оптически ориентированным строением основной массы. В качестве примеси в них встречаются алевритовые зерна кварца и полевых шпатов, пластинки гидрослюды и хлоритизированного биотита. В нижней половине сводного разреза аргиллиты часто известковистые, количество кальцита и доломита достигает 30–45 % от основной массы.

Следует отметить, что хотя все охарактеризованные в сводном разрезе литологические разновидности находятся в неравномерном чередовании, как минимум половина объема неотсортированных разномзернистых (до грубозернистых) песчаников и гравелитов приурочено к его верхней трети, доля алевролитов, мелкозернистых и алевритистых песчаников здесь заметно уменьшается, аргиллиты практически отсутствуют.

Соотношение пород в разрезе свиты, вскрытом скв.11 Соколовогорской, выглядит следующим образом: доля разномзернистых неотсортированных песчаников и гравелитов составляет около 40%, мелко-

среднезернистых и алевритистых песчаников ~ 31%, алевролитов ~ 18% и аргиллитов ~ 11%. В этом неполном разрезе около 55% от общего объема разномзернистых (до грубозернистых) неотсортированных песчаников и гравелитов сосредоточено в его верхних 220 м, а по отношению к другим литологическим разновидностям, слагающим эту часть соколовогорского разреза, их доля достигает 70%, и лишь около 30% приходится на алевролиты, мелко-среднезернистые и алевритистые песчаники; аргиллиты практически отсутствуют.

Таким образом, литологический набор верхней трети разреза соколовогорской свиты служит, по нашему мнению, вещественным выражением собственно континентальной формации, а нижележащие соколовогорские образования знаменуют собой собственно морскую формацию.

Изложенные выше факты дают основание предполагать, что в начале позднего рифея область развития континентально-морской формации, видимо, подверглась трансгрессии со стороны открытого морского бассейна, длительное время существовавшего юго-восточнее исследуемого региона на месте современного Прикаспийского прогиба. Образовавшееся на интересующей нас территории мелководное слабозасоленное море, вероятно, распалось на ряд заливов с «островами» (приподнятыми блоками кристаллического фундамента с чехлом раннерифейских отложений), которые могли возникнуть в результате интенсивных восходящих тектонических движений, проявившихся в конце раннего рифея и обусловивших длительный (?) перерыв в осадконакоплении [3].

Судя по объему, который занимает в парагенезе континентально-морской формации собственно морская, ее накопление продолжалось большую часть (две трети) соколовогорского времени. Как следует из литолого-петрографического анализа ве-

щественного состава, она представлена пестроцветными, мелко- и среднезернистыми, преимущественно хорошо отсортированными кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми, иногда пятнисто-известковистыми песчаниками; алевритистыми песчаниками, алевролитами и сильно известковистыми (прослоями до 30–45%) аргиллитами. Обломочный материал песчаников и алевролитов, за редким исключением, относительно хорошо окатан. В его составе, наряду с кварцем, значительную роль играют полевые шпаты (до 10–15%). Отмечается примесь зерен кварцитов и гранитогнейсов, в цементе нередко присутствует каолинит. Все разновидности пород в той или иной степени обогащены примесью гидрослюды и окислов железа.

Все это может свидетельствовать о том, что основным поставщиком обломочного материала служили коры химического выветривания, длительное время интенсивно развивавшегося в условиях теплого и преимущественно влажного климата на пенепленезированных останцах пород кристаллического фундамента и раннерифейского проточехла, видимо обрамлявших бассейн седиментации почти по всему периметру, исключая лишь его соединяющуюся с открытым морем юго-восточную часть. Определенную роль источников обломочного материала могли играть и внутренние «острова» раннерифейских пород, периодически поднимавшиеся над уровнем моря в результате тектонических подвижек по разломам древнего заложения.

Относительно хорошая окатанность и сортированность обломочного материала объясняется тем, что дезинтегрированные продукты кор выветривания не только доставлялись в бассейн седиментации временными и сезонными потоками, но, перемещаясь в нем морскими и приливо-отливными течениями, дополнительно окатывались и отсортировывались по круп-

ности зерен. Вероятно, имело место и гравитационное распределение обломочного материала, происходившее в результате «тряски» морского дна разнознаковыми тектоническими подвижками. Свою лепту в доставку пылевидных частиц, тонко-мелкозернистых и алевритовых песков вносили и песчано-пылевые бури, возникавшие, видимо, в кратковременные засушливые климатические периоды. Редкие линзы и прослои неотсортированных песков крупно-грубозернистой и гравийной размерности, возможно, формировались в «субдельтовых» фациях приустьевых частей временных и сезонных потоков. Меньшая «красноцветность» собственно морской формации, по сравнению с охарактеризованными ранее, по-видимому, объясняется деконцентрацией коллоидных растворов окислов железа морскими течениями.

Последняя треть соколовогорского времени, видимо, ознаменовалась на юго-восточном окончании Сердобской палеовпадины и в северной половине Саратовского палеопрогиба интенсивным воздыманием площади развития континентально-морской формации по разломам древнего заложения и, как следствие, регрессией моря с образованием на рассматриваемой территории «остаточных», возможно изолированных между собой, чрезвычайно мелководных водоемов озерно-болотного типа. Здесь, в условиях, сходных с условиями накопления описанной выше красноцветной континентальной формации Сомовской палеовпадины, отлагались близкие по составу осадки собственно континентальной формации характеризуемого в этом разделе парагенеза. Единственным существенным отличием (не принимая во внимание мощность) является увеличение в ее вещественном наполнении доли алевролитов, алевритистых и мелко-среднезернистых песчаников (до 30% против 8–10% в составе Сомовской континентальной формации).

Это, вероятно, объясняется тем, что в процессе регрессивного цикла морского бассейна, происходившего не мгновенно, его гидродинамический режим (течения, приливы и отливы, переувлажнение нелигитимированных осадков) оказал существенное влияние на образование и распределение исходных, относительно хорошо отсортированных и в разной степени окатанных алевритовых и мелко-среднезернистых песков собственно континентальной формации рассматриваемого парагенеза.

Морская, преимущественно сероцветная песчано-глинисто-алевритовая формация распространена в южной части Саратовского палеопргиба на юго-восточном окончании Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны, а в современном структурном плане охватывает северное обрамление Прикаспийской впадины в пределах Саратовского Заволжья (рис. 2).

Выделение этой формации является в некоторой степени условным, так как почти все скважины, пробуренные в поле ее развития до рифейских отложений, были остановлены в саратовско-пачелмском интервале разреза, и лишь одна из них (скв.21 Волковская) на глубине 2875 м вскрыла верхнюю границу соколовогорской свиты. Судя по карте поверхности кристаллического фундамента [8], до его кровли здесь остается еще около 1300–1400 м, в которые, предположительно, «укладывается» разрез татищевской и соколовогорской свит.

Очень показательна в этом отношении скв.3 Коптевская, вскрывшая в интервале 2103–3601 м самый мощный из известных в регионе (1498 м) «предсоколовогорский» разрез верхнего рифея. Здесь, ниже подошвы пересыпкинской серии (т.е. иргизской свиты) в интервале 3348–3601 м установлены неизвестные ранее верхнерифейские слои, выделенные нами в саратовскую серию, имеющую терригенно-карбонатный состав. По данным интерпретации вре-

менного сейсмического профиля МОГТ № 090–04, поверхность дорифейского кристаллического фундамента в скв. 3 Коптевской имеет абсолютную отметку – 5520 м, а кровля нижнерифейской татищевской свиты зафиксирована на абсолютной отметке – 4540 м, то есть эти границы располагаются на глубинах ~6630 м и ~4650 м соответственно. Исходя из анализа общей геолого-структурной обстановки в указанном районе, нахождение кровли соколовогорской свиты или ее фациальных аналогов предполагается на глубине 3900–3950 м. При этом не исключено, что вдоль северного обрамления Прикаспийской впадины и в ее внутренней области следует ожидать не только существенного увеличения мощности отложений верхнего рифея, но и появления в нижней части его разреза, то есть в соколовогорской мелководно-морской терригенной формации, более глубоководных, в том числе карбонатных, фаций открытого шельфа.

Седиментационно-формационная карта отложений саратовской, пересыпкинской и пачелмской серий верхнего рифея

Основой для построения седиментационно-формационной карты саратовско-пачелмского интервала верхнерифейского разреза (рис. 3), как и в предыдущих вариантах, послужила карта толщин этих отложений. При ее составлении в тех случаях, когда саратовско-пачелмский интервал верхнерифейского разреза пересекался скважинами полностью (19 скв.), какой-либо корректировки полученных толщин не требовалось. Однако большинство скважин в силу специфики поискового и разведочного бурения, ориентированного на палеозойские нефтегазоносные уровни, были остановлены, не достигнув подошвы интересующего нас интервала разреза (37 скв.). Часть скважин непосредственно под девонскими отложениями вскрыла только породы татищевской (31 скв.) и соколовогорской (23 скв.) свит

нижнего и верхнего рифея соответственно или же палеовыступы кристаллического фундамента, на которых рифейские отложения в силу разных причин отсутствуют (~ 115 скв.). При этом следует отметить, что скважин, частично вскрывших разные уровни рифея, в районе исследований значительно больше (> 200 скв.), но они малоинформативны в масштабе предлагаемой карты. Из них отбирались лишь те, которые несли полезную нагрузку, помогающую увязать в единую логическую цепочку формирование определенных палеоструктур и условия пачелмско-саратовского этапа седиментации.

Таким образом, если при полном пересечении скважинами пачелмско-саратовского интервала верхнерифейского разреза значения вскрытых толщин не вызывают сомнений, то во всех остальных случаях для их определения нам приходилось опираться на тенденцию в геологическом развитии региона и данные, полученные при составлении аналогичных карт нижележащих образований рифея (рис. 1, 2).

Надежность наших построений объясняется следующими фактами:

- наличием 19 скважин, полностью пересекших сохранившиеся части саратовско-пачелмского интервала верхнерифейского разреза;

- в 56 скважинах, полностью или частично вскрывших саратовско-пачелмские отложения, зафиксирована их верхняя граница;

- в 110 скважинах, в том или ином объеме вскрывших отложения рифея, можно определить их мощность по разнице глубин залегания поверхности кристаллического фундамента [8] и кровли рифейских образований. Принимая во внимание предшествующие построения (рис. 1, 2), можно определить в этих пересечениях (с некоторой долей условности) мощность (толщины) недовскрытых частей саратовско-пачелмского интервала рифейского разреза.

На основе литолого-петрографического изучения ряда опорных разрезов саратовско-пачелмских отложений, а также анализа позднерифейской истории геологического развития региона нами были выделены два типа мелководно-морских формаций: карбонатно-терригенная и терригенная. Области их распространения приурочены, соответственно, к Сердобско-Пугачёвской и Каверинской структурно-формационным зонам и, как правило, ограничены крутопадающими разрывными нарушениями, а также палеовыступами кристаллического фундамента и приподнятыми блоками (горстами) более древних отложений рифея (рис. 3).

Для выделения формаций мы использовали классификационные признаки, предлагаемые в соответствующей литературе [2]. По этим признакам выделенные нами формации относятся к группе платформенных, накопление которых происходило в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне с нормальной соленостью, преимущественно в условиях гумидного климата. Их характерными особенностями в исследуемом регионе являются четко выраженная трансгрессивная ритмика в строении разреза, выдержанность состава в пределах тех или иных палеоструктур, а также присутствие глауконита, как неравномерно распределенного в общей массе пород (до 1–2%), так и образующего отдельные слойки (1–3 мм) с повышенной (до 40–50%) концентрацией. Трансгрессивные макоритмы (саратовская, пересыпкинская и пачелмская серии) разделены региональными перерывами, сопровождающимися разноамплитудными размывами, глубина которых закономерно возрастает в северо-западном направлении.

Карбонатно-терригенная формация охватывает большую часть исследуемой территории. Область ее распространения, как отмечалось выше, приурочена к Сердоб-

ГЕОЛОГИЯ

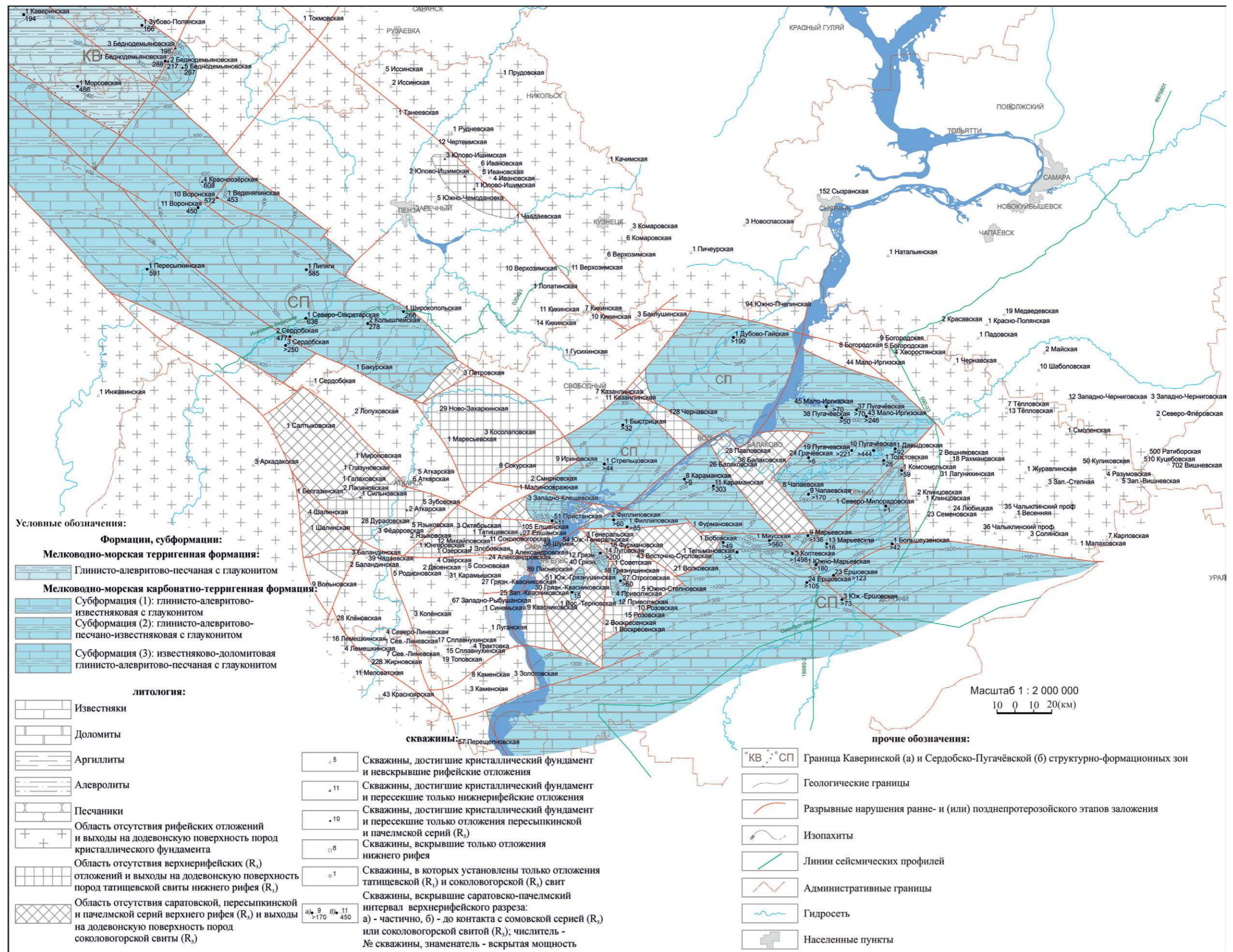


Рис. 3. Седиментационно-формационная карта отложений саратовской, перыспкинской и пачелмской серий верхнего рифея

ско-Пугачёвской структурно-формационной зоне и прослеживается в границах Пачелмско-Саратовского авлакогена от Беднодемьяновской группы скважин на северо-западе до Ершовских скважин на юго-востоке, вплоть до северного обрамления Прикаспийской впадины (рис. 3). В максимальном выражении (Саратовское Заволжье) она включает в свой состав весь саратовско-пачелмский интервал верхнерифейского разреза, отдельные члены которого выпадают из формационного ряда в результате перерывов и размывов, прогрессирующих в северо-западном направлении.

По особенностям литологического наполнения карбонатно-терригенная формация подразделяется на три субформации: глинисто-алевритово-известняковую с глауконитом (1), глинисто-алевритово-песчано-известняковую с глауконитом (2) и известняково-доломитовую глинисто-алевритово-песчаную с глауконитом (3). Каждой из этих субформаций отвечают определенные области накопления, обусловленные спецификой геологического развития региона в позднем рифее.

В то же время в составе, строении и условиях накопления субформаций (1) и (2) отмечается много общего. Они знаменуют собой максимальный объем карбонатно-терригенной формации и распространены только на левобережье Волги (в Саратовском Заволжье), охватывая в современном структурном плане [4] южную часть Иргизско-Перелюбского прогиба и юго-западные склоны Восточно-Пугачёвского и Западно-Пугачёвского сводов. Литолого-стратиграфическим выражением субформаций (1) и (2) являются карбонатно-терригенные отложения саратовской, пересыпкинской и пачелмской серий, в формационном ряду которых отсутствуют лишь терригенные образования красноозерской свиты, венчающие рифейскую последовательность региона и уничтоженные предвендским раз-

мывом. Областью накопления обеих субформаций служила конседиментационная палеовпадина, являющаяся частью Саратовского палеопрогиба, формирование которой активизировалось, по крайней мере, с начала позднего рифея (в соколовогорское время). В саратовское время на фоне устойчивого медленного прогибания этой части рассматриваемой территории и очередной трансгрессии моря, видимо, возобновились восходящие движения отдельных блоков кристаллического фундамента по разломам древнего заложения, ограничивающим в современной структуре Степновский сложный вал и северо-восточные склоны Западно-Пугачёвского свода (район Балаковской вершины). Подтверждением этому служит отсутствие в указанных структурах саратовско-пачелмских отложений, которые, скорее всего, накапливались на приподнятых участках дна в незначительных объемах и размывались в процессе неоднократных трансгрессивно-регрессивных циклов. Исключением являются лишь небольшие по площади останцы пород пересыпкинской серии, наблюдаемые в пределах Степновского сложного вала, где они с размывом перекрывают красноцветно-пестроцветные терригенные образования татищевской (R_1) и соколовогорской (R_3) свит (рис. 3).

Литолого-петрографический анализ верхнерифейских отложений, вскрытых скв.10 Пугачёвской и скв.3 Коптевской, показывает, что саратовский и пересыпкинский макроритмы субформаций (1) и (2) имеют четко выраженное трансгрессивное строение. Нижняя составляющая их разрезов (спартаковская и иргизская свиты) представлена неравномерным переслаиванием сероцветных, существенно кварцевых, песчано-алевритовых и слюдисто-глинистых в различной степени известковистых пород, содержащих примесь глауконита (песчаники, алевролиты и аргиллиты). Верхняя

часть этих макроритмов (коптевская, белынская и секретаркинская свиты) сложена серыми, темно-серыми и пестроцветными известняками.

Сероцветные известняки (коптевская и белынская свиты), мелкокристаллические и пелитоморфные, слоистые и массивные, нередко глинистые и песчано-алевритистые, прослоями органогенные, содержат пакеты их тонкого горизонтально-волнистого и линзовидного переслаивания с темно- и буровато-серыми известковистыми слюдисто-глинистыми и алевритовыми породами (аргиллитами и алевролитами). По плоскостям наложения отмечаются скопления тонкокристаллического пирита и гидрослюд, иногда глауконита. Характерным для известняков является наличие су-туро-стилолитовых швов, выполненных бурым глинистым веществом с примесью гидроокислов железа. Видимо, накопление этих известняков знаменует собой максимальное проявление саратовского (коптевская свита) и пересыпкинского (белынская свита) трансгрессивных циклов седиментации [2].

При рассмотрении строения разреза вновь выделенной коптевской свиты, залегающей ниже терригенной морской иргизской свиты, нами неоднократно отмечалось, что ее карбонаты, по аналогии с разрезами калтасинской свиты, развитой в Удмуртии (рис. 4), могут иметь биостромово-биогермный генезис.

В карбонатном разрезе коптевской свиты мощностью более 200 м преобладают известняки в разной степени доломитизированные, с примесью онколитов и катаграфий. Они слоистые, весьма плотные, прослоями с незначительной примесью песчано-алевритового материала. Эти органические остатки могли в условиях мелководного морского бассейна и сложно расчлененного рельефа морского дна на отдельных приподнятых участках сформиро-

вать биогермы и биостромы, а на дальнем южном погружении в пределах Прикаспийской впадины создать зоны барьерных рифов, как это установлено по данным бурения в Орьебашской скв 82 в Барско-Верхнекамском перикратонном авлакогене (рис. 5).

На схематической литолого-фациальной карте восточных областей Русской платформы (рис. 4), составленной Клевцовой А. А., показана зона развития рифов барьерного типа. Максимальная их толщина составила 1733 м. В сторону Предуральяского прогиба толщина их уменьшается до сотен метров (рис. 6). Сложены они глубоководной битуминозно-кремнисто-доломитовой породой. Перекрывающая терригенная толща имеет верхнерифейско-вендский возраст.

В настоящее время при проведении сейсмических работ МОГТ-3 D (Андреев Г. Н. АО «Заприкаспийгеофизика») на территории восточнее Коптевской площади (Марьевский участок) на серии субширотных и субмеридиональных профилей в низах предполагаемого верхнего рифея, то есть на уровне коптевской и спартаковской свит, была обнаружена целая серия горстообразных образований, ограниченных разрывными нарушениями, которые по своей форме напоминают сооружения биогермно-биостромового генезиса. Высота их 300–500 м (?), площадь горстов 3,5–4,0 км (?). Не исключено, что некоторые из них могут содержать залежи УВ, как это и предполагается в восточной части ВУНГП.

В отдельные этапы эволюции позднедокембрийских седиментационных бассейнов существовали благоприятные обстановки для накопления и последующего преобразования органического вещества в углеводороды нефтяного ряда.

Повышенным содержанием битумоидов отличается Калтасинская свита ($C_{\text{орг}} 0,1–0,4\%$). Периодически в это время в мелководно-морском бассейне существовали участками восстановительные и слабо вос-

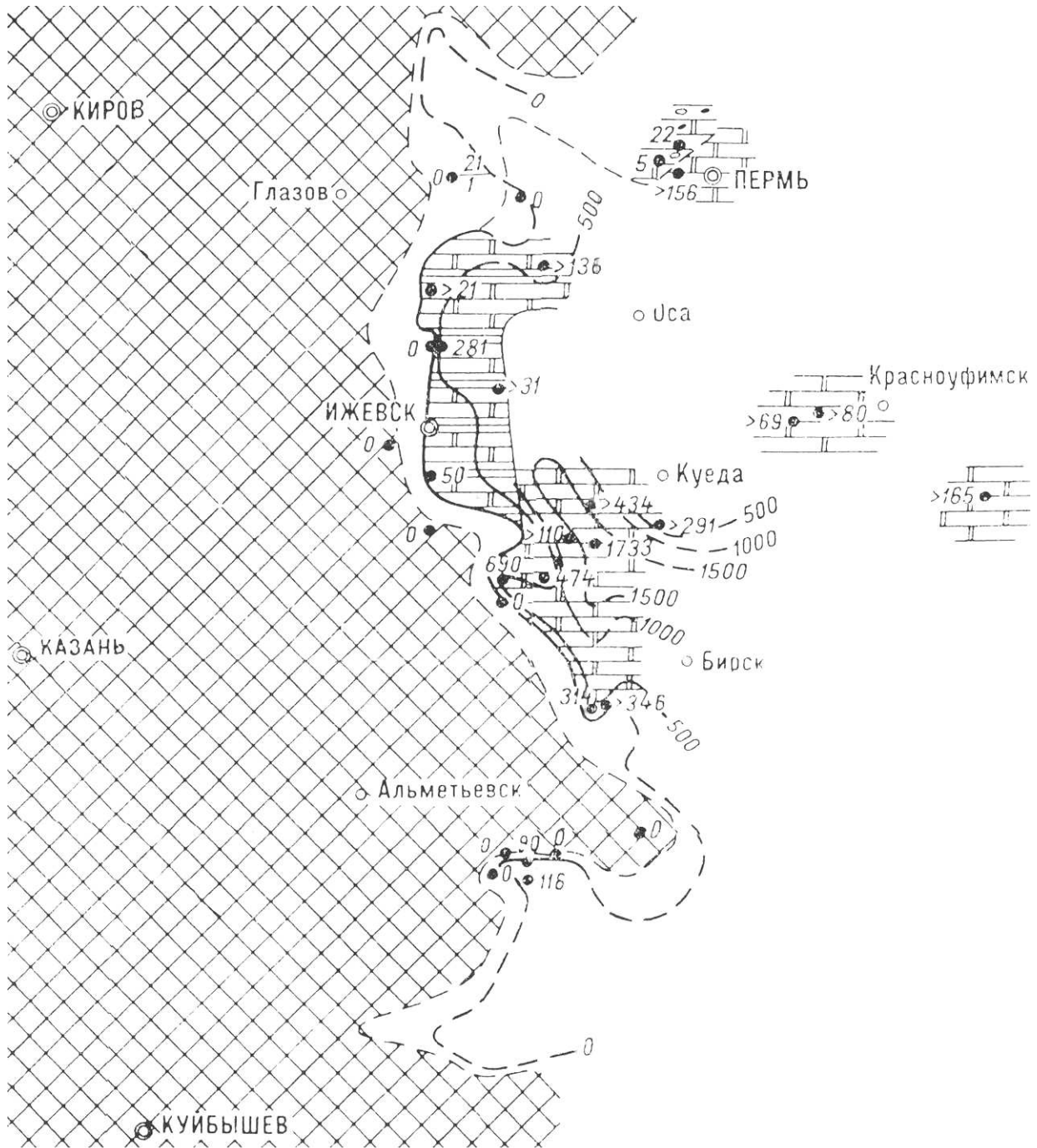


Рис. 4. Схематическая литолого-фациальная карта восточных областей Русской платформы.
Время накопления осадков калтасинской свиты
(составила А.А. Клевцова)

становительные условия, способствовавшие накоплению и сохранению ОБ.

Источником ОБ являлись сине-зеленые водоросли, их остатки-микрофитолиты, строматолиты, а также акритархи. Келлер Б.М. в Осинско-Калтасинском прогибе в 1971 г. выделил абстрактную карбостро-

мовую формацию. Вероятно, УВ мигрировали из карбонатных пород калтасинской свиты, а часть их могла накапливаться в порово-каверново-трещинных коллекторах самой свиты.

Накопление доломитовых осадков хемогенного и биогенного генезиса в пределах

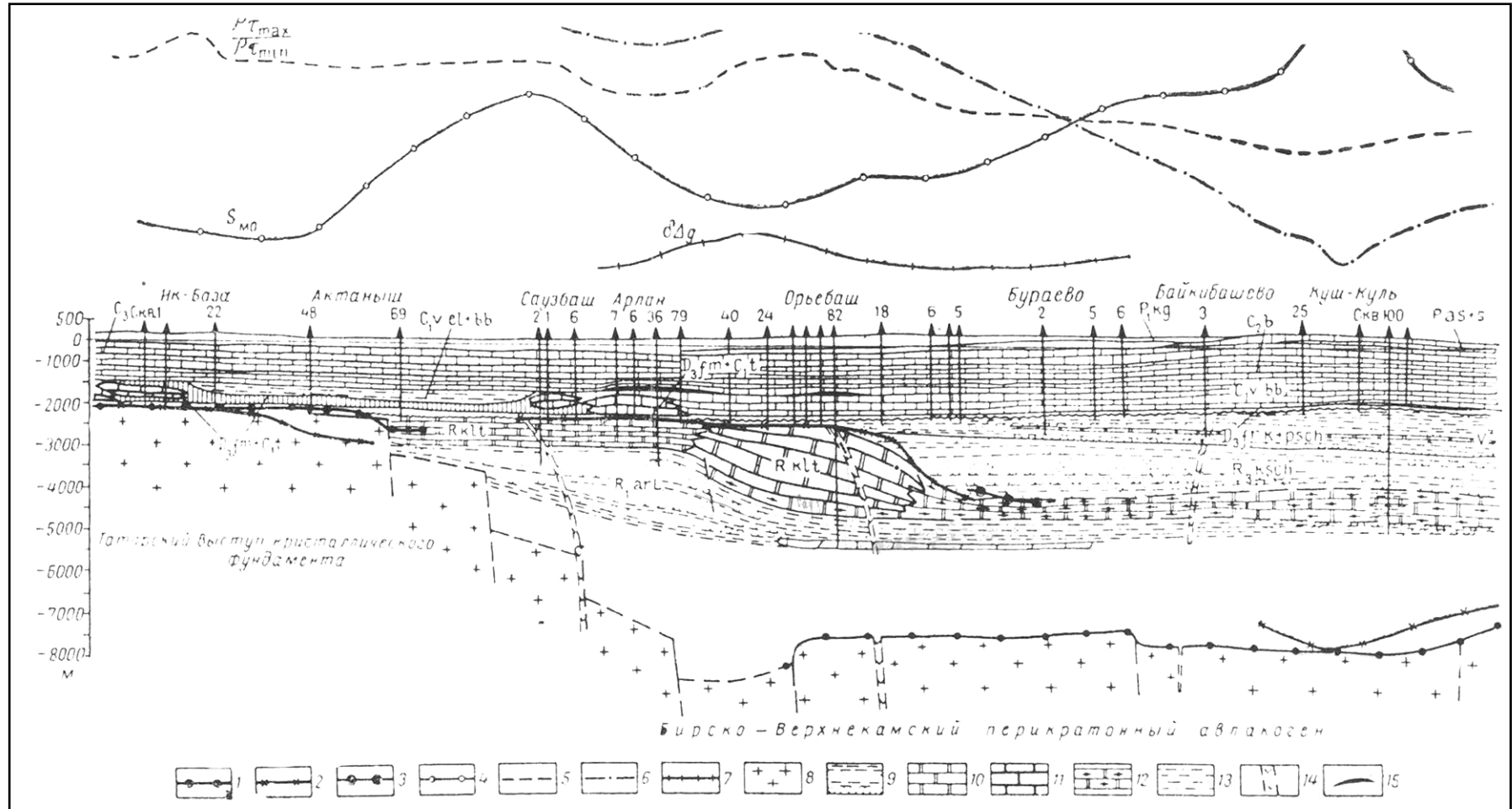


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез предполагаемого Орьсбаш-Кушнареновско-Бузовьязовского рифейского барьерного рифа

(Ф. И. Хатьянов и В. А. Тихонова, 1966–1971)

1 – поверхность кристаллического фундамента по данным КМПВ; 2 – опорный электрический горизонт по данным метода ЗСП; 3 – условный отражающий горизонт МОВ; 4 – кривая электрической проводимости додевонских отложений; 5 – кривая электрического параметра $\frac{\rho_{\text{max}}}{\rho_{\text{min}}}$; 6 – кривая электрического параметра $S_{\rho_{\text{min}}}$; 7 – кривая локализованных аномалий $\delta \Delta g$; 8 – кристаллический архей-нижнепротерозойский фундамент; 9 – нижний терригенный комплекс (арланская свита рифея); фации: 10 – шельфовая; 11 – рифовая; 12 – депрессионная, 13 – верхний терригенный комплекс (вендские и верхнерифейские отложения); 14 – интрузии габбро-диабазов; 15 – залежи нефти

ГЕОЛОГИЯ

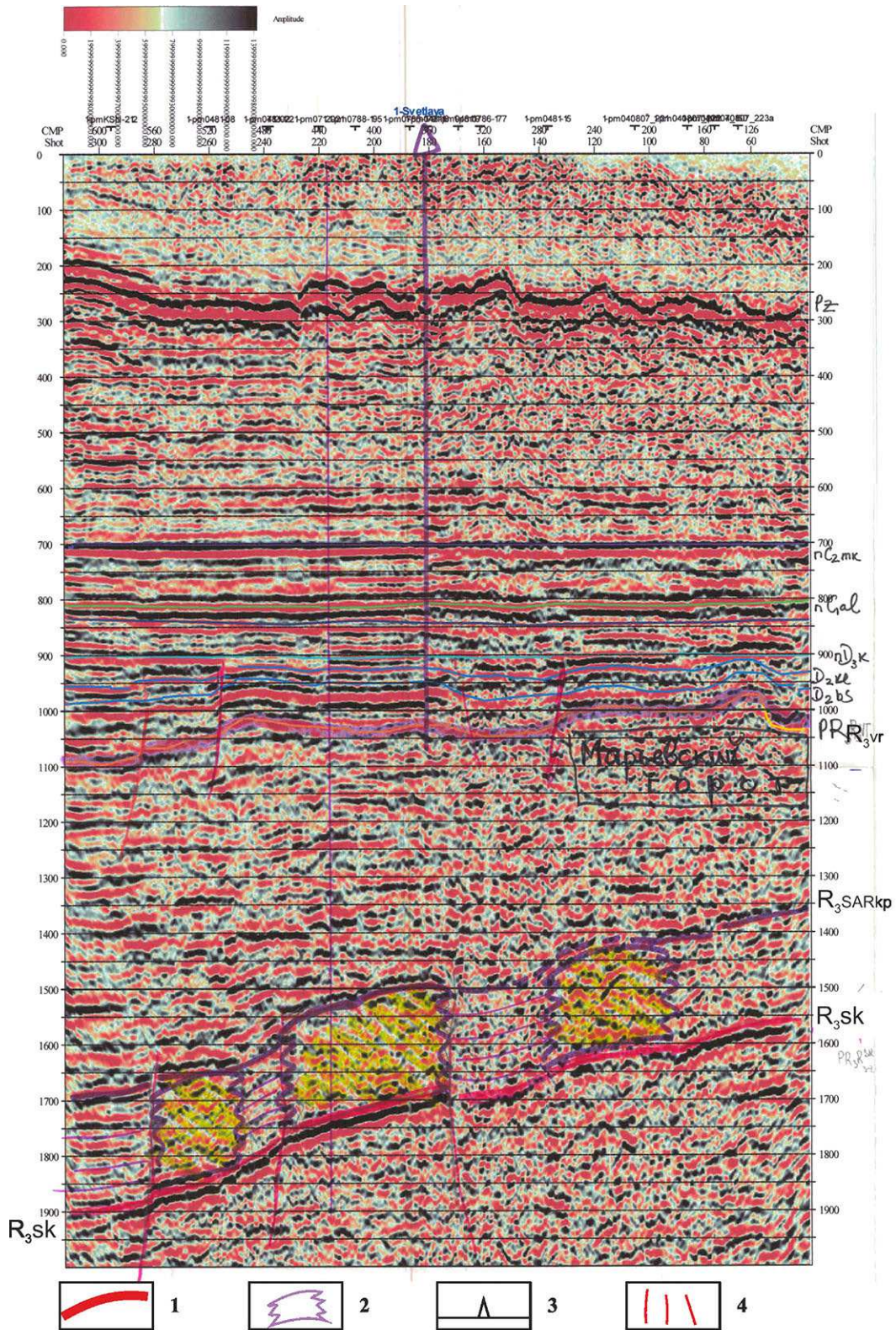


Рис. 6. Глубинный динамический палеосейсмический субмеридиональный профиль через Марьевскую площадь
(составил А. Абрамов, 2016 г.)

1 – отражающие горизонты; 2 – положение предполагаемых биостромовых построек верхнерифейского возраста (коптевская свита); 3 – скважина глубокого бурения; 4 – разрывные нарушения

прибрежного мелководья сопровождалось поступлением с запада незначительного количества глинисто-алевритового материала. Соседство территории с аридным климатом способствовало накоплению хемогенных доломитов, активный гидродинамический режим – формированию обломочного доломита и доломитов с органическими остатками водорослевого происхождения. Осадки часто, видимо, выходя на поверхность, разрушались. К востоку от бортовой зоны в более глубоких условиях увеличивалось содержание хемогенного и биогенного доломита и известняка.

В калтасинской свите могут быть развиты порово-каверново-трещинные коллекторы с преобладанием коллекторов трещинного типа. Коллекторы преимущественно вторичные. На стенках некоторых трещин наблюдался твердый битум.

Пестроцветные отложения секретаркинской свиты, залегающие в кровле пересыпкинського макроритма, в основном представлены зеленовато-серыми, бурыми, коричнево-бурими и пятнисто-окрашенными известняками. Породы в разной степени обогащены глинистым и алевритовым материалом, иногда переходят в доломитовые мергели. Среди зеленовато-серых известняков присутствуют прослои оолитовых (микрופитолитовых) разностей. Отмечаются пакеты тонкого горизонтально-волнистого и линзовидного переслаивания пестроцветных карбонатных пород с шоколадно-коричневыми, зеленоватыми и пятнисто-известковистыми слюдисто-глинистыми и алевритовыми разностями (аргиллитами и алевролитами). Характерным для этих образований является широкое развитие сутуро-стилолитовых швов, текстур взмучивания и внутриформационных брекчий. Видимо, в конце пересыпкинського цикла седиментации осадконакопление происходило в несколько обмелевшем морском бассейне, в условиях, приближенных к лагун-

ным, что и способствовало формированию отложений с охарактеризованными выше структурно-текстурными особенностями. Вероятно, завершающая стадия пересыпкинського цикла является переходной к регрессивной серии осадков [2], которые если и накопились в незначительном объеме, то были размывы и переотложены в процессе пачелмской трансгрессии.

Пачелмский трансгрессивный макроритм субформаций (1) и (2) в основном представлен неравномерным переслаиванием сероцветных, существенно кварцевых, песчано-алевритовых и слюдисто-глинистых в различной степени известковистых пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов), содержащих примесь глауконита (веденяпинская свита). Верхняя часть макроритма (воронская свита) сложена тонким горизонтальным и линзовидным чередованием пестроцветных известковистых алевролитов, аргиллитов, песчаников и редких маломощных (до 1,5 см) прослоев светло-серых алевритистых доломитов. Видимо, эти пестроцветные существенно терригенные отложения переходного типа, накопившиеся в условиях обмелевшего предвендского моря, и завершили в охарактеризованной выше палеовпадине пачелмский цикл седиментации.

Одним из основных источников обломочного и глинистого материала в период накопления субформаций (1) и (2), судя по хорошей (неоднократной) сортировке и составу (преимущественно кварцевому) кластической составляющей пород, могли служить нелитифицированные или слабо литифицированные осадки, сносимые в морской бассейн с подводных поднятий или островов, располагавшихся на месте современного Степновского сложного вала и Балаковской вершины. Какая-то часть его, видимо, поступала также из дезинтегрированных кор выветривания, фрагментарно сохранившихся на пенепленизированных выступах

кристаллического фундамента, окружавших палеорифтовую систему Пачелмско-Саратовского авлакогена. Не исключены и отдаленные источники сноса, с которых в засушливые климатические периоды пылевыми бурями поставлялся пелитовый материал.

Следует отметить, что несмотря на ряд общих признаков, способствовавших накоплению субформаций (1) и (2), все же имеются различия в количественном соотношении пород, слагающих эти образования, а также в областях их распространения.

Субформация (1) – глинисто-алевритово-известняковая с глауконитом – развита в Саратовском Заволжье. Область ее распространения в современной структуре [4] охватывает южную часть Иргизско-Перелюбского прогиба, а также западные склоны Восточно-Пугачёвского и Западно-Пугачёвского сводов (рис. 3). Накопление субформации (1) происходило на мелководном шельфе в прибортовой зоне, охарактеризованной выше конседиментационной палеовпадины. Поставщиком глинисто-пелитового материала в это время могли служить дезинтегрированные коры выветривания, пылевые бури и перемытые продукты нелитифицированных или слабо литифицированных соколовогорских отложений, сносимые с приподнятых участков морского дна, расположенных в районах современной Балаковской вершины и северного блока Степновского сложного вала. С этих же палеогорстов, особенно в начале трансгрессивных циклов седиментации, скорее всего, поступала и основная масса псаммитового и алевритового материала, преимущественно кварцевого состава. В завершающие стадии циклов (за исключением пачелмского), наряду с известковистыми глинисто-алевритовыми осадками, происходило накопление существенно карбонатных (известковых) илов, нередко с примесью органических остатков. На про-

тяжении всего времени отложения субформации (1) при благоприятных условиях иногда образовывались повышенные концентрации глауконита.

Мощность сохранившегося в современной структуре объема субформации (1) варьирует в пределах 100–500 м, уменьшаясь по мере приближения к району Балаковской вершины и северному окончанию Степновского сложного вала. В литологическом наполнении субформации (1) преобладают алевролиты и аргиллиты, доля которых достигает 55–60%; количество песчаников не превышает 8–9%, а карбонатная составляющая (известняки) колеблется в пределах 35–40% (скв.10 Пугачёвская).

Субформация (2) – глинисто-алевритово-песчано-известняковая с глауконитом – наблюдалась только в Саратовском Заволжье. Область распространения субформации (2) в современной структуре [4] охватывает южные склоны Западно-Пугачёвского свода и Степновского сложного вала, а также северное обрамление и, вероятно, центральные районы Прикаспийской впадины (рис. 3). Ее накопление происходило в условиях, во многом отвечающих режиму отложения субформации (1). Отличием являлся более интенсивный темп прогибания этой части конседиментационной палеовпадины, где в результате компенсированного осадконакопления мощность саратовско-пачелмского разреза (субформации (2)) достигла в районе скв.3 Коптевской 1800 м, а по мере продвижения к югу, в сторону открытого морского палеобассейна, может возрасти до 1900–2000 м. Минимальное значение мощности (~500 м) отмечено на границе областей распространения субформаций (1) и (2) в районе скв.1 Комсомольской и скв.1 Северо-Милорадовской (рис. 3).

Своего максимума скорость прогибания, видимо, достигала в иргизское время, в стадию формирования терригенной составляющей пересыпкинского трансгрессивного

макроритма, что отразилось как на мощности, так и на составе синхронных осадков. Мощность иргизской свиты в области развития субформации (2) увеличивается в южном направлении от 260 м (скв.1 Миусская) до 965 м (скв.3 Коптевская) против обычных для карбонатно-терригенной формации значений в 115–130 м на остальной территории ее распространения. В этом же направлении значительная роль в разрезе иргизской свиты начинает принадлежать песчанкам, доля которых оценивается ~ в 19% от их общего количества в составе субформации (2). В целом же в современном выражении субформации (2) доля песчаников составляет ~ 30%, алевролитов и аргиллитов ~ 25%, а известняков ~ 45% (скв.3 Коптевская). Песчано-алевритовый (кластический) материал пород отличается худшей сортировкой, чем в соответствующих разностях субформации (1). Эти различия в составе и мощности охарактеризованных выше субформаций, скорее всего, обусловлены более интенсивным размывом Степновского палеогорста в процессе накопления субформации (2), особенно в иргизское время пересыпкинского цикла седиментации.

Субформация (3) – известняково-доломитовая глинисто-алевритово-песчаная с глауконитом – развита в правобережной части реки Волги на территории Саратовской и Пензенской областей (рис. 3). В современном структурном плане [4] область ее распространения охватывает Воскресенскую впадину, большую (юго-восточную) часть Чембарско-Петровского прогиба и Центральное поднятие, которому в палеоструктуре отвечала Сердобская впадина. В литологическом (стратиграфическом) выражении субформация (3) представлена трансгрессивно построенными пересыпкинской и пачелмской сериями (макроритмами). Синхронные саратовскому циклу седиментации отложения в составе субформации (3)

отсутствуют. Скорее всего, это обусловлено как предпересыпкинским региональным перерывом, так и редуцированным (конденсированным) осадконакоплением, происшедшим на фоне устойчивых восходящих движений данной части Пачелмско-Саратовского авлакогена. В начале пересыпкинского трансгрессивного цикла (в иргизское время) накопившиеся нелигифицированные осадки были размывы и переотложены.

В целом же, начиная с иргизского времени и до венда, рассматриваемая часть Пачелмско-Саратовского авлакогена испытывала разнонаправленные блоковые движения. В ее юго-восточном окончании на правобережье Волги продолжалось формирование системы палеогорстов, которым в современной структуре отвечают Аткарский выступ, часть Ртищевско-Баландинского прогиба, Корсаковская терраса, Елшанская впадина и т. д. Эти палеогорсты, кроме прочих факторов, охарактеризованных ранее, служили одним из основных источников псаммитового и глинисто-алевритового материала, поступавшего в область конседиментационного прогибания, охватывавшую северо-западное окончание Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны.

Следует отметить, что пересыпкинский цикл седиментации в этой части региона также проявился формированием трансгрессивного карбонатно-терригенного макроритма. Однако, в отличие от субформаций (1) и (2), его карбонатная составляющая (белынская и секретаркинская свиты) в большей степени представлена доломитами неопределенного генезиса, а ее мощность сокращается в 1,5–2 раза.

Пачелмский цикл седиментации в период отложения субформации (3) ознаменовался очередной трансгрессией моря и накоплением терригенных осадков, близких по составу аналогичным образованиям субформаций (1) и (2). Отличительными

особенностями пачелмского макроритма субформации (3) являются: многократное увеличение мощности пестроцветных воронских отложений (с 42–90 м в скв.10 Пугачёвской и скв.1 Миусской до 250–390 м в скв.10, 5 Воронских), а также появление в разрезе красноозерской свиты, завершающей рифейскую последовательность региона. Эти аномальные отличия на площади развития субформации (3) и всей карбонатно-терригенной формации проявились только в пределах Чембарско-Петровского прогиба, протягивающегося к северо-западу и юго-востоку от сочленения Каверинской и Сердобско-Пугачёвской структурно-формационных зон между скв.1 Морсовской и скв.2 Колышлейской. Прототипом данной структуры в воронско-красноозерское время, видимо, являлась узкая грабенообразная палеовпадина с компенсированным осадконакоплением, формирование которой происходило на фоне общего предвендского обмеления бассейна седиментации.

В целом же субформация (3) по ряду параметров (условия накопления, литологический состав и т. д.) близка субформациям (1) и (2), но отличается от них соотношением тех или иных литологических разностей. В ее современном выражении доля карбонатных пород колеблется в среднем около 24–28% (причем доломиты заметно преобладают над известняками), а количество терригенных образований (алевролитов, аргиллитов и песчаников) достигает 72–76%, среди них преобладают (35–40%) в различной степени известковистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники.

Мощность субформации (3) в полных пересечениях варьирует от 198 м (скв.3 Беднодемьяновская) и 266 м (скв.1 Широкопольская) до 608 м (скв.4 Красноозерская) и 638 м (скв.1 Северо-Секретарская), сокращаясь по направлению к палеогорстам.

Терригенная формация – глинисто-алевритово-песчаная с глауконитом – распро-

странена в Каверинской структурно-формационной зоне и, видимо, охватывает выделенную ранее Сомовскую палеовпадину (рис. 3). В исследуемом регионе формация наблюдалась на юго-восточном окончании Каверинской зоны (скв.1 Каверинская, скв.1 Зубово-Полянская, скв.1 Морсовская и скв.1 Беднодемьяновская). Ее литологическим (стратиграфическим) выражением служат терригенные образования пересыпкинской и пачелмской серий. В составе формации отсутствуют отложения саратовской серии, а пересыпкинская серия представлена только иргизской свитой. Следовательно, из формационной последовательности трансгрессивных макроритмов выпадает базальный саратовский макроритм (спартаковская и коптевская свиты) и карбонатная (завершающая) часть пересыпкинского макроритма (белынская и секретаркинская свиты).

Отсутствие саратовского макроритма, скорее всего, обусловлено как предпересыпкинским региональным перерывом, так и редуцированным (конденсированным) осадконакоплением, происходившим в соответствующий цикл седиментации на фоне устойчивого воздымания области развития терригенной формации.

Пересыпкинский цикл седиментации ознаменовался морской трансгрессией, продолжавшейся до конца иргизского времени. Трансгрессия сопровождалась размывом предшествующих осадков и накоплением глинисто-алевритово-песчаных отложений, в разной степени известковистых, иногда содержащих примесь (до 1–2%), а в отдельных слоях (1–3 мм) – и повышенные (до 30–40%) концентрации глауконита. Соответствующая этим отложениям иргизская свита отличается от аналогичных образований карбонатно-терригенной формации сокращенной в несколько раз мощностью (~ 40 м). В ее разрезе возрастает роль песчаников, среди которых отмечаются про-

слои плохо отсортированных полевошпатово-кварцевых разностей, что может являться результатом размыва окружающих Сомовскую палеовпадину выступов кристаллического фундамента и дезинтегрированных кор выветривания.

В белынское и секретаркинское время пересыпкинское цикла седиментации рассматриваемая территория, видимо, испытывала разнонаправленные колебательные движения, среди которых преобладали восходящие, обусловившие предпачелмский перерыв в осадконакоплении. Синхронные этому времени осадки могли накапливаться в редуцированном варианте и были размывы в начале пачелмской трансгрессии.

Пачелмский цикл седиментации в области развития терригенной формации начался в веденяпинское время очередной трансгрессией моря и продолжался до венда. За этот период в Сомовской палеовпадине сформировалась трансгрессивно построенная терригенная толща, представленная в разной степени известковистыми глинисто-алевритово-песчаными отложениями. В современном выражении ей отвечает пачелмский трансгрессивный макроритм, сложенный аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками веденяпинской, воронской и красноозерской свит. Состав, строение и условия осадконакопления этого макроритма сопоставимы с таковыми синхронных образований охарактеризованной выше субформации (3) Сердобско-Пугачёвской зоны, а максимальная мощность воронских отложений (230 м) и наличие красноозерской свиты, завершающей рифейскую последовательность региона, также приурочены к Чембарско-Петровскому прогибу (северо-западное окончание, скв.1 Морсовская).

Литологический анализ разрезов терригенной формации (скв.1 Каверинская, скв.1 Морсовская, скв.1 Зубово-Полянская)

показал, что в ее составе преобладают разнотерристые кварцевые и полевошпатово-кварцевые в различной степени известковистые песчаники, количество которых варьирует в пределах 40–48%. Полная вскрытая мощность формации колеблется от 166 м (скв.1 Зубово-Полянская) до 486 м (скв.1 Морсовская) и уменьшается к бортам Сомовской палеовпадины.

Таким образом, построенная нами седиментационно-формационная карта саратовско-пачелмских отложений позволяет существенно уточнить позднерифейскую историю геологического развития региона, выделить ряд палеоструктур, формаций и субформаций, а также определить области распространения тех или иных формационных типов верхнерифейских образований. В частности, охарактеризованные выше карбонатно-терригенная и терригенная формации являются принадлежностью Сердобско-Пугачёвской и Каверинской структурно-формационных зон. Каждой из трех субформаций Сердобско-Пугачёвской зоны отвечают определенные области развития, которые могут быть выделены в качестве Пугачёвской, Коптевской и Сердобской подзон.

Следует отметить, что возможность выделения этих подзон намечалась уже при составлении седиментационно-формационных карт каверинской серии и татищевской свиты, а также сомовской серии и соколовогорской свиты (рис. 1, 2). Однако наиболее четко их границы определились в саратовско-пачелмском этапе геологического развития региона.

В целом же комплект охарактеризованных выше карт иллюстрирует седиментационно-формационные особенности формирования рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена и отражает историю геологического развития региона в позднем протерозое.

ГЕОЛОГИЯ

Л и т е р а т у р а

1. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области /М.М. Алиев, С.Г. Морозов, И.Е. Постникова и др. – М.: Недра, 1977. – 157 с.
2. Геологические формации. – М.: Недра, 1982. – Т. 2. – 397 с.
3. Клевцова А. А. Авлакогены Русской платформы – очаги генерации углеводородов //Разведка и охрана недр. – 2000. – № 6. – С. 19–26.
4. Писаренко Ю. А. Тектоническая схема протерозой-верхнедевонского структурного этапа (PR-D₃fm₁) масштаба 1:1 000 000 //Завершающий отчет по проекту № 7.2–14/06. Граф. приложение № 31/ФГУП НВНИИГГ. – Саратов, 2008 ф.
5. Результаты региональных геолого-геофизических работ на территории юго-восточной части Русской плиты и перспективы их дальнейшего проведения /Ю. А. Писаренко, В. Я. Воробьев, О. В. Куколенко и др. //Геология нефти и газа. – 2011. – № 1. – С. 74–83.
6. Постникова И. Е. Додевонские отложения Рязано-Пачелмского прогиба и их аналоги в других частях Русской платформы и на Урале //Стратиграфические схемы палеозойских отложений (додевон). – М.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 104–112.
7. Постникова И. Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы //Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1972. – Т. 47. – Вып. 5. – С. 86–102.
8. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента масштаба 1 : 1 000 000 /Е. В. Постнова, Л. И. Сизинцева, С. В. Яцкевич и др. //Годовой отчет по договору № 142 36 36–204. Граф. приложение № 3/ФГУП НВНИИГГ. – Саратов, 2005 ф.
9. К проблеме стратиграфии рифейских отложений Русской платформы /Л. Ф. Солонцов, Е. М. Аксёнов, В. А. Панченко, Н. Т. Поликарпова //ВИЭМС. Сер. 7. – 1974. – Вып. 7. – С. 1–16.
10. Сухоруков В. И., Яцкевич С. В., Писаренко Ю. А. Актуализированная стратиграфическая схема рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2015. – Вып. 83. – С. 3–29.
11. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов /Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, Н. К. Андреева, А. К. Воронцов и др. //Геологический вестник центральных районов России. – 2001. – № 1. – С. 10–22.
12. Яцкевич С. В. Стратиграфия рифейских отложений Саратовского Поволжья //Докл. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – Т. 195. – С. 1183–1187.
13. Сухоруков В. И., Яцкевич С. В., Писаренко Ю. А. Актуализированная стратиграфическая схема рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2015. – Вып. 83.
14. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. 1. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы /Иванова З. П., Веселовская М. М., Клевцова А. А. и др. – М.: Недра, 1969.
15. Хатъянов Ф. И. Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зоны в свете геофизических данных //Докл. РАН СССР. – 1963. – Т. 150.
16. Яцкевич С. В., Сухоруков В. И. Ритмостратиграфия верхних рифейских отложений ДСЗ (по обобщенному разрезу параметрических скважин – 10 Пугачёвская и 3 Коптевская) //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2015. – Вып. 84.

