

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Анализ материалов, полученных по территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, проведенный в последнее время с учетом событий на ее периферии, позволяет дать несколько более полную и уточненную характеристику особенностей ее строения и развития по сравнению с предыдущими публикациями. Вместе с тем, основные положения, сформулированные ранее [Максимов и др., 1969, Алиев и др., 1977, Лозин, 1994 и др.], в целом остаются неизменными.

Волго-Уральская провинция в структурном отношении представляет собой восточную часть Восточно-Европейской платформы и имеет естественные ограничения: на востоке это складчато-надвиговые структуры Урала, на севере — поднятие Тимана, на юге — резкий уступ, общий с северным бортом Прикаспийской впадины. Более условным является западное ограничение: граница Волго-Уральской провинции здесь проводится по Кажимскому инверсированному авлакогену и далее на соединении с северо-западным бортом Прикаспийской впадины.

Кристаллический фундамент Волго-Уральской провинции сложен архей-раннепротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями [Богданова, 1986; Bogdanova et al., 2003], которые перекрыты практически не метаморфизованными отложениями рифея. Древность фундамента определяет принадлежность территории к кратону — относительно жесткому, холодному и стабильному участку литосферы повышенной мощности, с чем связаны определенные отличия его последующей истории. Окраина кратона пододвинута под Урал и, по данным сейсмопрофиля УРСЕЙС–95, прослеживается, по крайней мере, под осевую часть Магнитогорского синклинория [Глубинное строение..., 2001]. Это служит дополнительным подтверждением того, что восточное ограничение Волго-Уральской провинции — деформационное и носит поздний, наложенный характер [Puchkov, 2002].

Районирование платформенных структур Волго-Уральской провинции необходимо проводить с учетом крупнейших перестроек, которые здесь произошли в рифее, в позднем венде и палеозое. Для этой территории необходимы, по крайней мере, две схемы тектонического районирования (рис. 1 и 2), отражающие существенные различия структурных планов.

Осадочные отложения территории Волго-Уральской провинции в самом первом приближении могут быть разделены на два мегакомплекса: рифейский и венд-фанерозойский. Граница между мегакомплексами подчеркивается хорошо выраженным угловым несогласием прислонения (рис. 3) и обусловлена существенными различиями в структурных планах соответствующих этажей (притом, что очертания венд-палеозойских структур почти в немалой мере унаследованы от рифейских, см. рис. 1 и 2).

Рифейский мегакомплекс разделен на два комплекса четко выраженным стратиграфическим несогласием в основании среднего рифея (рис. 4),

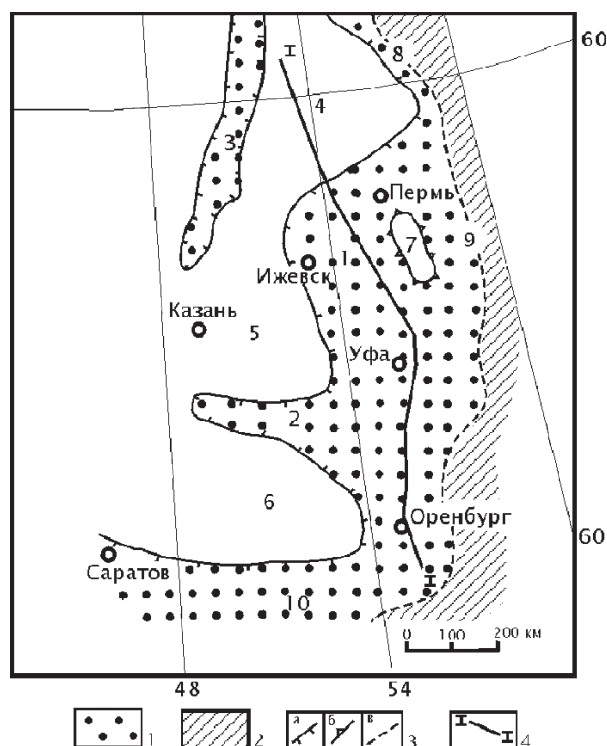


Рис. 1. Схема структурного районирования Волго-Уральской провинции по рифейскому структурному этажу

1 — области развития рифейских отложений, 2 — площади распространения рифей-ранневендских отложений, подвергшихся складчатости в позднем венде, 3 — границы: а — авлакогенов (1 — Камско-Бельский, 2 — Серноводско-Абдулинский, 3 — Кажимский), б — Красноуфимского выступа, в — сводов (4 — Прикамский, 5 — Татарский, 6 — Оренбургский) и складчатых структур; 4 — линия геологического разреза. Перикратонные опускания: 8 — Притиманское, 9 — Приуральское, 10 — Прикаспийское.

нарастающим от западного склона Южного Урала (выпадение машакской свиты основания среднего рифея на западе Башкирского мегантиклинория). На этой широте в пределах Волго-Уральской провинции базальные для серафимовской серии среднего рифея песчаники тукаевской свиты (а местами в микрорифтах на Надеждинской и Орбешашской разведочных площадях — надеждинской свиты, см. рис. 4) залегают на различных толщах отложений нижнего рифея (на углеродсодержащих алевролитах кабаковской свиты — скв. 62 Кабаковская, на доломитах средней — скв. 4 Аслыкульская и нижней — скв. 20007 Сулинская — частях разреза калтасинской свиты) и на породах кристаллического фундамента — скв. 11 Копей-Кубовская.

Рифейский мегакомплекс разделен на два комплекса четко выраженным стратиграфическим несогласием в основании среднего рифея (рис. 4), нарастающим от западного склона Южного Урала (выпадение машакской свиты основания среднего рифея на западе Башкирского мегантиклинория). На этой широте в пределах Волго-Уральской про-

винции базальные для серафимовской серии среднего рифея песчаники тукаевской свиты (а местами в микрорифтах на Надеждинской и Орбешашской разведочных площадях — надеждинской свиты, см. рис. 4) залегают на различных толщах отложений нижнего рифея (на углеродсодержащих алевролитах кабаковской свиты — скв. 62 Кабаковская, на доломитах средней — скв. 4 Аслыкульская и нижней — скв. 20007 Сулинская — частях разреза калтасинской свиты) и на породах кристаллического фундамента — скв. 11 Копей-Кубовская.

Этот мегакомплекс, мощностью 10 и более км, характеризуется наличием нескольких отражающих горизонтов (ОГ), при сейсмических исследованиях МОГТ. Наиболее четкими отражающими горизонтами являются кровля и подошва (III и IVп ОГ) преимущественно доломитовой калтасинской свиты раннего рифея; дополнительными отражающими горизонтами здесь служат кровля и подошва средней, существенно терригенной, арланской подсвиты той же свиты (соответственно IVа и IVс ОГ). При геофизических исследованиях МОГТ ОГ IVс и IVп чаще называют соответственно кровлей и подошвой саузовской подсвиты калтасинской свиты, мощность которой, в Волго-Уральской провинции колеблется от 1250 до 2700–3600 м [Козлов, 2003].

Образование рифейского мегакомплекса связано с процессами рифтогенеза в начале рифея. Дальнейшее развитие авлакогенных структур широтного и северо-западного простирания связано преимущественно с постумными опусканиями и образованием более широких осадочных бассейнов на месте рифта. Рифтовые процессы на территории современного Урала и Тимана повторялись в начале раннего, среднего и в конце позднего рифея, где ярко проявился рифтовый вулканизм (айская, машакская, саблгорская свиты, дайковые рои, вулканы Кваркушского и аршинские метавулканы востока Башкирского мегантиклинория) и присутствуют реликты докембрийской океанической коры [Хаин и др., 1998]. Вулканизм конца позднего рифея — начала венда возможно был обусловлен действием суперплюма, — настолько широки и многогранны были его проявления, — и представляет собой часть более широкого процесса распада суперконтинента Родинии. Эти структурные события практически не затронули внутренней структуры авлакогенов провинции, сместившись на периферию кратона. Однако с ними были связаны эпейрогенические поднятия и размывы. Позднерифейско-ранневендское поднятие в конечном счете модифицировало очертания авлакогенов и сузило их, сократив верхние части их стратиграфического разреза; эрозия усугубилась ранневендской ледниковой экзарацией.

Развитие вендских надрифтовых бассейнов было прервано коллизионными процессами и

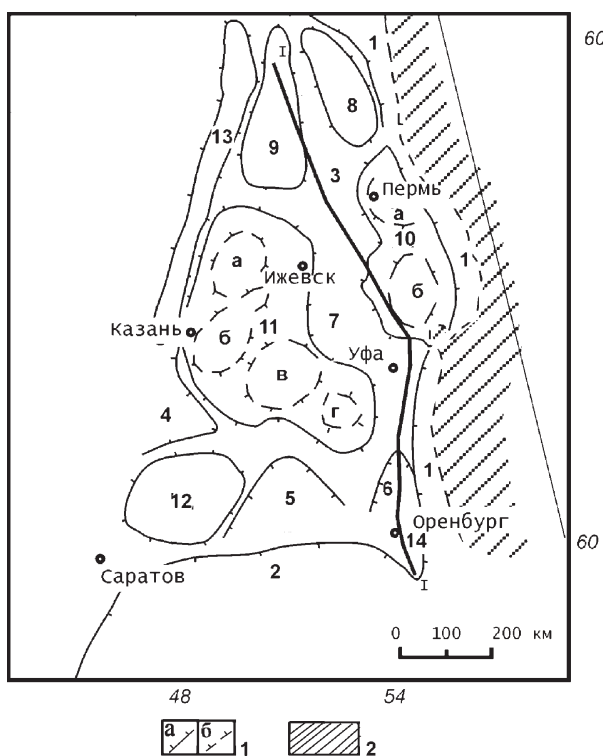


Рис. 2. Схема структурного районирования Волго-Уральской провинции по венд-палеозойскому структурному этажу

1 — границы структур первого (а) и второго (б) порядка, 2 — складчатая область уралид. Структуры: 1 — Предуральский краевой прогиб; 2 — борт Прикаспийской впадины; 3–6 — впадины: 3 — Верхнекамская, 4 — Мелекесская, 5 — Бузулукская, 6 — Салмышская; 7 — Бирская седловина; 8–12 — своды: 8 — Верхнекамский, 9 — Коми-Пермяцкий, 10 — Пермско-Башкирский (а — Пермское, б — Башкирское поднятия), 11 — Татарский (а — Немское, б — Кукморское, в — Альметьевское, г — Белебейское поднятия), 12 — Пугачевский, 13 — Вятский инверсионный вал, 14 — Соль-Илецкий выступ. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

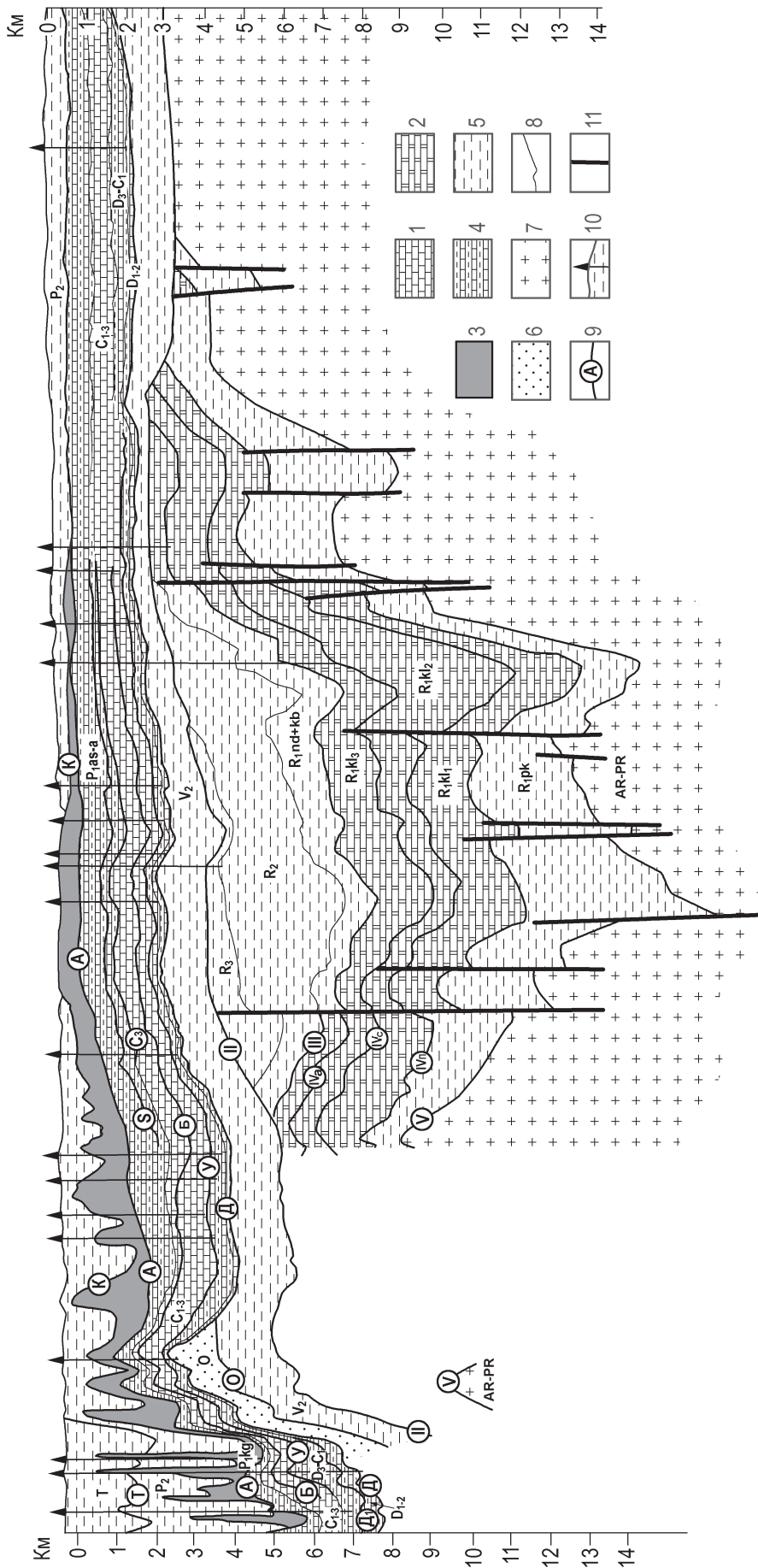


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез через Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию от Соля-Илецкого выступа до Коми-Пермяцкого свода (положение разреза указано на рис. 1 и 2). Составил В. Н. Пучков по данным ОАО «Башнефтеофизика», Оренбургазпром, ИГ УНЦ РАН, КамНИИКИГС и др.

1 – известняки; 2 – доломиты и доломитизированные известняки; 3 – соли, сульфаты; 4 – переслаиваемые терригенные и карбонатные породы; 5 – терригенные породы; 6 – то же, с преобладанием песчаников; 7 – кристаллический фундамент; 8 – границы стратиграфических подразделений; 9 – сейсмические горизонты; 10 – скажины; 11 – разломы. Стратиграфические подразделения: AR – PR<sub>1</sub> – архей-раннепротерозойские породы кристаллического фундамента. Рифей, эратемы: R<sub>1</sub> – нижняя: R<sub>1</sub>рк – объединенные преимущественно терригенные отложения прикамской подсерии; R<sub>1</sub>kl – калтаинская свита, подсвиты; R<sub>1</sub>kl1 – саузовская (доломиты, алеволиты и аргиллиты), R<sub>1</sub>kl2 – арланская (доломиты и аргиллиты), R<sub>1</sub>kl3 – ашитская (доломиты), R<sub>1</sub>nd+kb – надеждинская и кабаковская свиты объединенные (алевопелиты); R<sub>2</sub> – средняя – объединенные терригенные отложения; R<sub>3</sub> – верхняя – объединенные карбонатно-терригенные отложения; V<sub>2</sub> – объединенные терригенные образования верхнего венда; O – орловик, нерасчлененные отложения (песчанники); D<sub>1,2</sub> – нижний и средний отделы, нерасчлененные отложения (известняки и алевопелиты); D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub> – верхний отдел девона и нижний отдел карбона нерасчлененные отложения (известняки и алевопелиты); C<sub>1,3</sub> – нижний, средний и верхний отделы карбона, нерасчлененные отложения (известняки). Пермская система, отделы: нижний P<sub>1</sub>as–a – ассельский, сакмарский, артинский ярусы, нерасчлененные (известняки, алевопелиты), P<sub>1</sub>kg – кунгурский ярус (соли, сульфаты), верхний R<sub>2</sub> – объединенные отложения (аргиллиты и алевопелиты); T – триасовая система, объединенные отложения (алевопелиты, аргиллиты, бурые угли). Отражающий сейсмические горизонты: V – кровля пород кристаллического фундамента; IVп – подошва калтаинской (доломиты саузовской подсерии), Ivc–IVa – соответственно подошва и кровля терригенно-карбонатной арланской подсерии калтаинской свиты, III – кровля калтаинской свиты (доломиты ашитской подсерии); II – подошва венда; O – подошва орловика; Д – подошва девона; Д1 – подошва нижнего девона; У – подошва угленосной свиты; Б – подошва башкирского яруса, С<sub>3</sub> – кровля сакмарского яруса, С<sub>3</sub> – кровля артинского яруса, А – кровля артинского яруса, К – кровля кунгурского яруса; Т – подошва триаса.

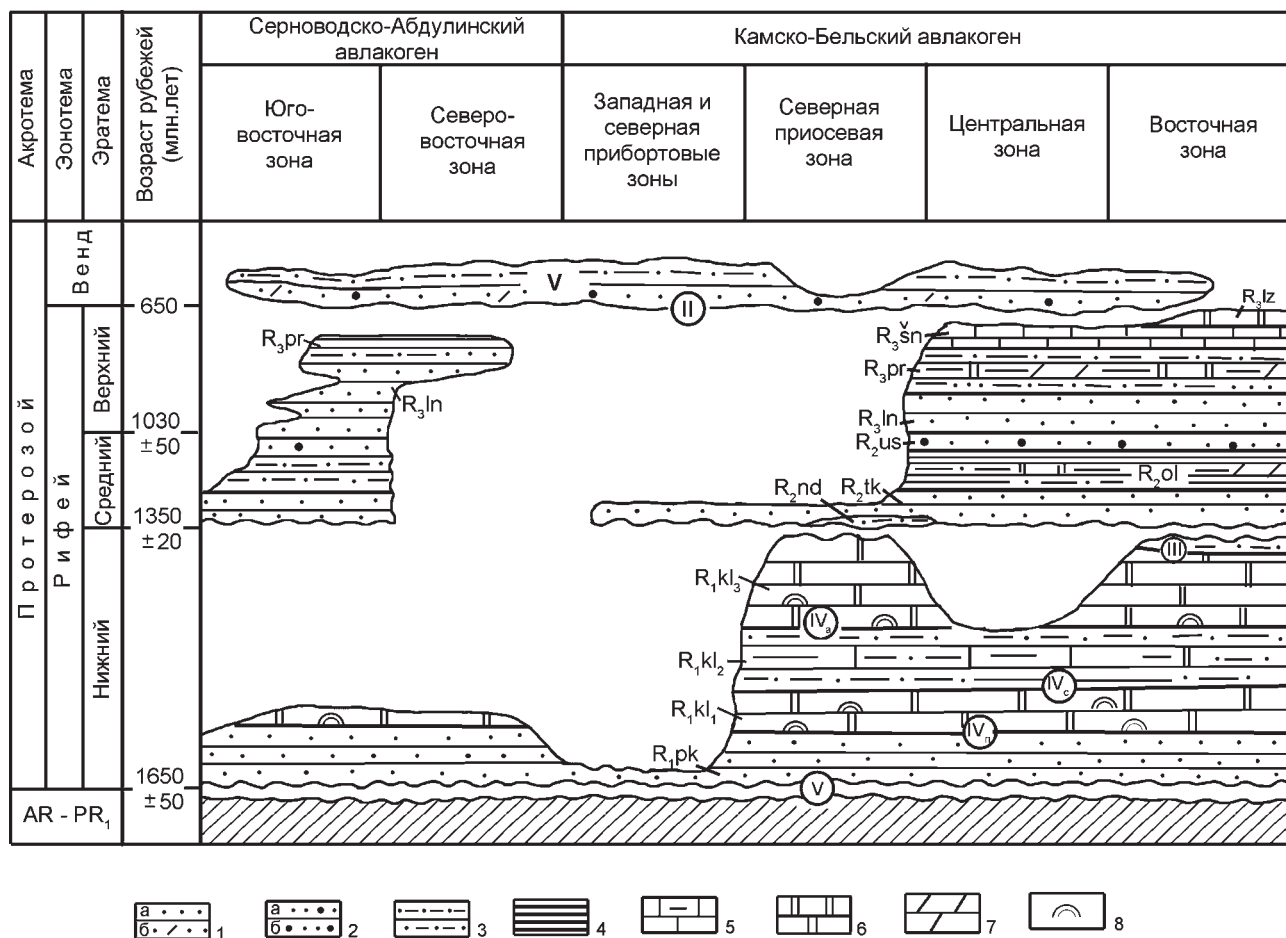


Рис. 4. Схема сейсмо-хроностратиграфической корреляции рифейских осадочных комплексов Волго-Уральской провинции.

Условные обозначения: 1–2 песчаники: 1 – кварцевые (а), полимиктовые (б), 2 – полевошпат-кварцевые (а), аркозовые (б); 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – известняки и их глинистые разновидности, 6 – доломиты, 7 – мергели, 8 – строматолиты. Стратиграфические подразделения: R<sub>2</sub>nd – надеждинская свита (алевролиты, аргиллиты, метавулканы основного состава). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

образованием складчатой области тиманид (возрастных аналогов кадомид) в позднем венде, приведшим к структурной перестройке [Пучков, 2003 б]. Изменение тектонической ситуации привело к драматическому изменению не только в структурном плане, но и в характере источников сноса терригенного материала и, как следствие, в изменении минерального состава и литологии осадков. Это показано, в частности, в двух статьях, опубликованных в Precambrian Research [Willner et al., 2001, 2003]. Изотопные характеристики большинства цирконов, извлеченных из верхневендских песчаников, указывают на восточный источник сноса, с поздневендского орогена, поскольку говорят о размыве, наряду с прочими, магматических пород с возрастом 600–550 млн. лет. Напротив, изотопные характеристики рифейских песчаников Башкирского мегантиклинория Урала не противоречат представлениям о том, что они образовались в результате размыва фундамента Восточно-Европейского континента, подвергше-

гося орогеническим движениям и метаморфизму в интервале 1,8–2,3 млрд. лет. Однако имеется и кластер аномальных значений кажущихся возрастов, не находивший прямого объяснения в геологии (почему эти цифры возраста и были объяснены в статье изменениями цирконов процессами литогенеза). Однако, возвращаясь к обсуждению этих результатов с новых позиций, следует заметить, что такое объяснение можно было принять только с определенной натяжкой; имеются и другие возможные объяснения для появления цирконов с возрастом 1100–1350 млн. лет, не учтенные в статье: 1) прогиб, развитый на территории западного склона Приполярного Урала, мог иметь восточный борт с проявлениями гренвильской складчатости и, таким образом, принадлежал не континентальной окраине Родинии, а системе внутриплитных авлакогенов; 2) цирконы были принесены в район Урала большой, трансконтинентальной рекой, истоки которой находились в районе развития свеконорвежской орогении (юго-запад современ-

ной Скандинавии). Соображения по этому поводу были высказаны в докладе на Симпозиуме по пассивным окраинам Родинии [Пучков, 2003 а].

Вследствие уже указанных обстоятельств (прежде всего, по минералого-литологическим особенностям и благодаря ясно выраженному несогласию), основание поздневендского комплекса хорошо узнается в керне скважин и прекрасно отбивается на сейсмопрофилях в качестве отражающего горизонта II (рис. 5). Поздневендский комплекс осадков положил начало формированию верхнего мегакомплекса, образующего осадочный чехол платформы, *sensu stricto*. К северо-востоку, востоку (а возможно, и к югу), в сторону тиманско-кадомского складчатого пояса мощности поздневендского комплекса, играющего роль молассы, увеличиваются до 1500 и более метров (за исключением Сарапульско-Яныбаевской седловины, где они частично размыты). Наоборот, к западу верхневендские отложения полностью выклиниваются, отсутствуя на Татарском и Пугачевском сводах, в смежных прогибах и валах [Стратиграфические схемы..., 2000; Белоконь и др., 2001].

Положение палеозойского бассейна на наиболее древнем, кратонном (AR—PR<sub>1</sub>) складчатом основании (в сравнении с расположенными севернее и южнее провинциями) обусловило относительную неполноту разреза и довольно малые мощности развитых в нем фанерозойских осадков, редко превышающие 2 км, с некоторым увеличением к востоку и югу (к Уралу и Прикаспийской впадине). Общий наклон подошвы фанерозойского чехла к югу прекрасно виден на субмеридиональном профиле I—I (рис. 3).

Кембрийские осадки в регионе отсутствуют, а ордовикские и силурийско-нижнедевонские (доэмские) пользуются ограниченным развитием, тяготея к его восточной и южной периферии и образуя переходы к значительно более полным разрезам этого возраста на западном склоне Урала и на окраине Прикаспийской впадины. Ордовикско-пражские отложения можно рассматривать как самостоятельный комплекс в пределах фанерозойского мегакомплекса Волго-Уральской провинции. Силурийско-нижнедевонские терригенные отложения, имеющие мощность не более 300 м и известные в качестве грязушинской свиты, с трудом отбиваются по керну скважин (в основном, благодаря акритархам, выявленным Е.В. Чибриковой) и не выражены в картине отражений на сейсмопрофилях. Лишь ордовикские отложения Соль-Илецкого выступа, изученные в скважинах на Оренбургском поднятии и имеющие большую мощность, дают самостоятельные отражения (условно, горизонт О) (рис. 4).

Огромный перерыв в осадконакоплении, характерный для центральных частей провинции, мог обусловить в преддевонское время создание мощных зон выветрелых и трещиноватых пород — потенциальных коллекторов для углеводородов. Подобные случаи описаны для ряда провинций [Хамитов и др., 2002].

Первым снизу непрерывно прослеживаемым фанерозойским горизонтом на территории бассейна является диахронный базальный горизонт девонских песчаников, который фиксируется на профилях ОГТ в качестве горизонта Д [Хамитов и др., 2002; Ардашева и др., 2003]. Возраст его

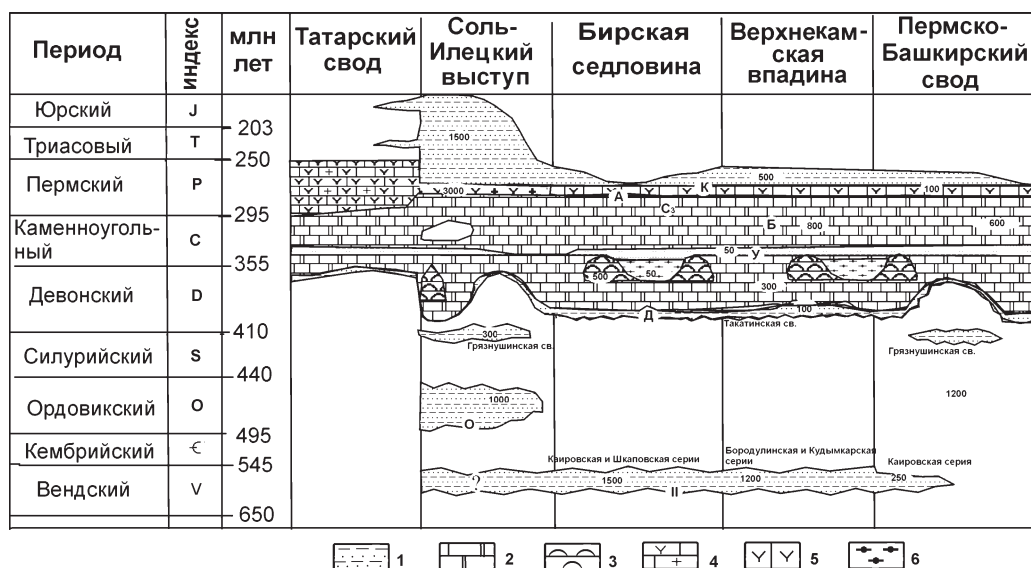


Рис. 5. Схема сейсмо-хроностратиграфической корреляции венд-палеозойских осадочных комплексов Волго-Уральской провинции

Условные обозначения: 1 — песчаники, алевролиты, сланцы; 2 — карбонаты; 3 — рифогенные известняки; 4 — эвапориты (сульфаты и соли); 5 — эвапориты (сульфаты); 6 — битуминозные сланцы, мергели, песчаники. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

меняется от эмса во впадинах до верхов живета (пашийский и кыновский горизонты) на поднятиях (в единичных случаях, как на Оренбургском валу, поднимаясь до верхов фамена). На южной границе провинции происходит фаціальное замещение эмских песчаников известняками. То же наблюдается и на востоке, за формальной границей Волго-Уральской провинции (в частности в разрезах Иргизла и Кага западного склона Южного Урала). Напомним, что шельфовые фации Южного Урала составляли неотъемлемую часть провинции вплоть до позднего палеозоя, когда они были деформированы и присоединены к структурам уралид.

С образованием базального горизонта девона начинает формироваться наиболее мощный и непрерывный комплекс осадков, включающий палеозой, а местами и мезо-кайнозой. В целом комплекс представляет собой сочетание мелководных шельфовых карбонатных (доломитизированные известняки) и терригенных осадков. Наблюдаются переходы в лагунные и континентальные осадки; последние нередко образуют сложнейшие заполнения речных долин, выраженные в микросейсмофациях типа палеоделты и структур типа shoe-string или рукавообразных.

На детальных профилях ОГТ выделяются микросейсмофации рифовых массивов и межрифовых глубоководных впадин Камско-Кинельского типа (фран – турне) а также терригенные фации заполнения этих впадин (ранний визе). На профилях отражающие горизонты этих сейсмофаций выражены как локальные. Система Камско-Кинельских прогибов заложилась без видимой прямой связи с позднедевонским этапом рассеянного рифогенеза и суперплюмового вулканизма, однако расположение прогибов тяготеет к более длительно развивавшимся прогибам палеозойского структурного плана; возможно, оно управлялось слабым короблением поверхности позднедевонского бассейна. Расположение впадин демонстрирует полную независимость от уральских структур, наложившихся позднее [Puchkov, 2002].

Помимо этого, однако, позднеживетско-раннефранский этап отличается формированием «малых грабенов» типа Серафимовско-Чекмагушевского, Сергеевско-Демского и Тавтиманово-Уршакского. Глубины этих впадин — первые десятки метров, однако, будучи впоследствии подчеркнуты пологими складчатыми деформациями близ-уральского простирания, они стали ловушками нефтяных месторождений.

По поводу суперплюмового события в девоне, выраженного в вулканизме и рассеянном спрединге на большей части Восточно-Европейской платформы [Никишин, 2002], следует заметить, что рассматриваемая провинция была подвержена его действию в относительно небольшой степени; это, возможно, было связано с неравномерной

структурой самого суперплюма, имевшего глубинную природу и не зависевшего от структуры литосферных плит. Наиболее ярким его выражением был Вятский грабен, возрожденный в девоне на месте Кажимского (рифейского) авлакогена. Не исключено, что с ним было связано образование коренных источников алмазов, которые до сих пор ищут с переменным успехом в Колво-Вишерском крае.

Горизонтом, прослеживаемым в данном комплексе осадков практически на всей территории провинции, является терригенная угленосная свита  $S_{1h}$ , которая обычно маркируется на сейсмопрофилях как горизонт У. Впрочем, на части территории Башкирии эта свита отсутствует, замещаясь карбонатными осадками, вследствие удаленности от источника сноса терригенного материала, располагавшегося далее к западу. Выше выделяются горизонты Б (В) и  $S_3$ , отвечающие соответственно башкирскому ярусу и верхнему карбону. Терригенно-карбонатный комплекс венчается известняками асельско-артинского возраста; кровля его маркируется отражающим горизонтом А, образованным вследствие смены литологии: появления эвапоритов и терригенных осадков. На большей части территории эвапориты ограничены кунгурским ярусом, кровля которого отбивается по горизонту К, хотя в наиболее западных районах провинции распространение эвапоритов расширяется как вниз, так и вверх по разрезу.

Развитие мощных терригенных толщ начинается в поздней перми; источник сноса меняется так же кардинально, как и в позднем венде: западный источник сменяется восточным, уральским. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что появление терригенных осадков, образованных восточным источником сноса, сильно запаздывает по сравнению с началом орогенеза на Урале. Причина этого достаточно очевидна. В отличие от вендского орогена, уральский ороген образовал перед фронтом проградирующего складчатого форланда глубоководный прогиб, непрерывно существовавший с фаменского до артинского времени включительно. Прогиб служил ловушкой для полимиктовых терригенных осадков уральского происхождения, и только после того как он был заполнен мощными кунгурскими эвапоритами, терригенный материал стал беспрепятственно поступать в Волго-Уральский бассейн.

Мезо-кайнозойские отложения не играют существенной роли в Волго-Уральской провинции, и лишь на переходе к Прикаспийской впадине их мощности возрастают, появляются дополнительные отражающие горизонты, что следует учитывать при интерпретации сейсмопрофилей и решении проблем нефтегазоносности.

Следует отметить, что напряжения сжатия, передававшиеся от орогенов на платформу, при-

водили к деформациям в ее пределах. В частности, с тиманско-кадомскими событиями, видимо, была связана Кабаковская положительная структура инверсии центральной части Камско-Бельского авлакогена (рис. 2 в работе Т.С. Ардашевой и др. [2003]), а с образованием Урала — инверсия Кажимского авлакогена и наложенного Вятского грабена (образование Вятского вала) и формирование цепочек антиклиналей вдоль «малых грабенов», о которых говорилось выше. Подобная связь деформаций со сжимающими и транспрессионными усилиями, передававшимися из смежной складчатой области, еще более рельефно выражается в Тимано-Печорской провинции вследствие большей податливости относительно молодого фундамента [Мальшев, 2002].

Не исключен очень поздний (древнекембрийский или альпийский) возраст Оренбургской складки; существенные проявления альпийского стресс-режима и наличие субширотных нарушений устанавливаются на юге Урала и Приуралья [Копп, Егоров, 2002].

Представленный на рис. 3 оригинал геологического профиля, построенный в горизонтальном масштабе 1:1 000 000, задуман как часть более масштабной работы, проводимой совместно с исследователями других регионов: составление генерального профиля через все нефтегазоносные провинции востока Европейской части России и смежных территорий.

#### Литература:

- Алиев М.М. и др.** Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Наука, 1977. 157 с.
- Ардашева Т.С., Валиев Г.З., Беляева Т.В.** Региональные геофизические исследования Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: В 2 т. / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2003. Т. 1. С. 211–215.
- Богданова С.В.** Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986, 224 с.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.** Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы / КамНИИКИГС. Пермь, 2001. 108 с.
- Глубинное строение** и геодинамика Южного Урала (Проект Урсейс–95) / *Р. Берзин, А.К. Сулейманов, В.Н. Пучков, М.А. Косарев, С.Е. Знаменский, и др.* Тверь: ГЕРС, 2001. 250 с.
- Козлов В.И.** К стратиграфии додевонских осадочных комплексов западного Башкортостана (к 90-летию со дня рождения К.Р. Тимергазина) / Материалы V Республиканской геологической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана» Том 1. ИГ УНЦ РАН, Уфа. 2003. С. 218–223.
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю.** Новейшее поле деформаций Южного Урала (по данным кинематического изучения трещиноватости) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 2. С. 14–19.
- Лозин Е.В.** Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана / ВНИГНИ, Москва, 1994. Ч. 1. 73 с.
- Максимов С.П., Клубов В.А., Нечитайло С.К. и др.** Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1969. 801 с.
- Мальшев Н.А.** Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург, 2002. 270 с.
- Никишин А.М.** Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд. МГК, 2002. 366 с.
- Пучков В.Н.** Есть ли основания предполагать наличие в восточной Балтике реликтов пассивной окраины Родинии? // Магматизм на пассивных окраинах Родинии: Мат-лы / Междунар. конф. Уфа, 2003 а, С. 3–5.
- Пучков В.Н.** Уралыды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003 б. № 1–2. С. 28–39.
- Стратиграфические схемы** рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. МСК России. Уфа, 2000. 81 с.
- Ханн Е.В., Бибилова Е.В., Душин В.А., Федотов А.А.** О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника, геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 244–246.
- Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Исхаков И.А. и др.** Изучение перспектив нефтегазоносности додевонских отложений на территории Башкортостана // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Уфа: Тау, 2002. С. 60–76.
- Bogdanova S.V., N. Kheraskova, A. Johansson, V. Pease, V. Puchkov.** The Meso- to Neoproterozoic evolution of the East European Craton // GSA Meeting. Seattle, 2003 In: GSA Abstracts with Programs. Vol. 35, No. 6, September 2003.
- Puchkov V.** Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / Edited by Dennis Brown, Christopher Juhlin, and Victor Puchkov. AGU Geophysical Monograph Series Volume 132, 2002. P. 9–31.
- Willner A.P., T. Ermolaeva, L. Stroink, U.A. Glasmacher, U. Giese, V.N. Puchkov, V.I. Kozlov and R. Walter.** Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Prec. Res., Vol. 110 (1–4). 2001. P. 215–239
- Willner A., S. Sindern, T. Ermolaeva, U. Kramm, V. Puchkov, A. Kronz.** Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // Prec. Res., Vol. 134. 2003. P. 1–20.