

7/16/95

Бар

Проблемы
палеогеографии
фанерозоя
КМА
и прилегающих
районов

~~1-1 343.~~

ВОРОНЕЖСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ ЛЕНИНСКОГО КОМСОМОЛА

ПРОБЛЕМЫ
ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ФАНЕРОЗОЯ
КМА
И ПРИЛЕГАЮЩИХ
РАЙОНОВ

Межвузовский сборник
научных трудов



ВОРОНЕЖ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ВОРОНЕЖСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1983

В межвузовском сборнике рассматриваются проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов в связи с оценкой перспектив полезных ископаемых. Освещаются закономерности формирования бокситоносных формаций в визейское время, палеогеоморфология девона, кри и палеоценена, условия формирования аллювиальных отложений четверти, палеогене и энта, генетической связи косой слоистости с гранулометрическим составом песчаных пород и другие вопросы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся линнотологией, палеогеографией и осадочными полезными ископаемыми.

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Воронежского университета.

Редакционная коллегия:

Проф. Н.П.Хожанинов (отв. редактор), проф. Е.А.Лушиков, канд. геол.-минер. наук В.А.Окороков, канд. геол.-минер. наук А.Д.Савко, проф. В.П.Семенов (зам.отв.редактора), доц. В.И.Сиротин, мл.науч. сотр. В.Г.Стоянов (отв.секретарь)

ИБ № 857

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ФАНЕРОЗОЯ КМА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Межвузовский сборник научных работ

Редактор С.Г.Герасименко. Корректор Г.И.Старухина

Подп. в печ. 12.05.83. ЛЕ 03359. Форм.бум. 60х84/16.

Бумага типографская № 3. Ротапринт. Усл.п.л. 7,2.

Усл.кр.-отт. 3,1. Уч.-изд.л. 7,4. Тираж 430.

Заказ 1359. Цена 1р. 10 к.

Издательство Воронежского университета,

Воронеж, ул.Ф.Энгельса, 8

Типография издательства ВГУ.Воронеж, ул.Пушкинская, 3

20801-032 41-83 1904040000 © Издательство Воронежского университета, 1983
II MI74(03)-83

- 3 -

УДК 552.122

Н.П.Хожанинов, Ю.Г.Стоянов

О ГЕНЕТИЧЕСКОМ СООТНОШЕНИИ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ
И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА В ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ

Одним из важнейших факторов фациальных условий осадконакопления является динамика среды. Отражением ее служит прежде всего тип слоистости, гранулометрический и минералогический состав пород. Наиболее четко эти три параметра выражены в песках (песчаниках). Генетическое истолкование каждого из указанных признаков достаточно хорошо изложено в многочисленной литературе. Тем не менее их генетическое соотношение (слоистость – гранулометрический состав, слоистость – минералогический состав, гранулометрический – минералогический состав) изучено недостаточно, особенно соотношение слоистость – гранулометрический состав песчаных пород. Так, с одной стороны, наиболее полная генетическая интерпретация слоистости изложена Л.Н.Ботвинкиной [1], однако данные о гранулометрическом составе песков в этой работе отсутствуют. С другой стороны, в ряде исследований генезис песков истолковывается только на основании гранулометрии без увязки с типами слоистости [7,8,9,18].

В качестве объекта для изучения одного из этих соотношений (слоистость – гранулометрический состав) были выбраны пески и песчаники меловой системы Воронежской антиклизы, которые изучались преимущественно в обнажениях. В них детально исследовалась слоистость, производилось массовое опробование (нередко пробы отбирались по отдельным косослоистым сериям) с последующим гранулометрическим ситовым анализом на стандартном наборе сит [3] и вычислением гранулометрических коэффициентов с их генетическим истолкованием с учетом данных по слоистости. Всего обработано около 3000 гранулометрических анализов, полученных авторами (или с их участием), и сотни зарисовок и фотографий слоистости по тем же интервалам опробования. С помощью ЭВМ были вычислены статистические коэф-



фициенты по способу моментов в пересчете на количество зерен и по массовому составу. Кроме того, были построены эмпирические полигоны распределения (ЭПР), которые, по мнению Б.И. Котельникова [5] и других исследователей, являются самым полным и наглядным методом изображения результатов ситового анализа, позволяющим выделять структурные разновидности песчаных пород и проводить генетические интерпретации.

Из меловых песчаных толщ наиболее показательными для указанной цели являются пески аптского, альбского и сеноманского ярусов, характеризующиеся разнообразием слоистости и лito-генетических типов. В аптовом ярусе выделены [12] аллювиальная русловая толща гравелистых песков, залегающая ниже отнеупорных озерно-болотных глин, мелкозернистые пески и алевриты аландельты, перекрывающие глины и к верху постепенно переходящие в мелководноморские мелкозернистые кварцевые пески, последние переходят в разнозернистые полифациальные пески (рис. I). Все они относятся к нижнему подъярусу.

Альбские пески представлены исключительно морским генетическим комплексом, четко различающимся по сплошности, гранулометрическому составу, содержанию глауконита, фосфоритов и другим признакам. На большей части антиклизы распространены пески среднего альба [2] и лишь на северо-восточном склоне на них залегают сильно глауконитистые пески и глины верхнего альба [II].

Широко распространены преимущественно мелкозернистые мелководно-морские пески сеноманского яруса, с которыми связаны фосфориты и повышенное содержание минералов тяжелой фракции.

Пески аптового яруса. Характерными типами слоистости аллювиального генетического комплекса является однодиагональная взаимосрезающая, диагональная и беспорядочно-направленная изогнутая (рис. 2 а, б), свойственная для пристерниевой фации русла и приречной отмели [I]. Мощность косослоистых серий в целом уменьшается снизу вверх по разрезу от 0,5 м до 0,1 м, а мощность толщи колеблется от 1 до 8-9 м. Песчаные частицы преимущественно угловатые, угловато-окатанные. Характерны преобладающие северные и северо-восточные азимуты падения косых слоек в сериях и углы падения в пределах 6-84°.

Кривые распределения гранулометрического состава аллювиаль-

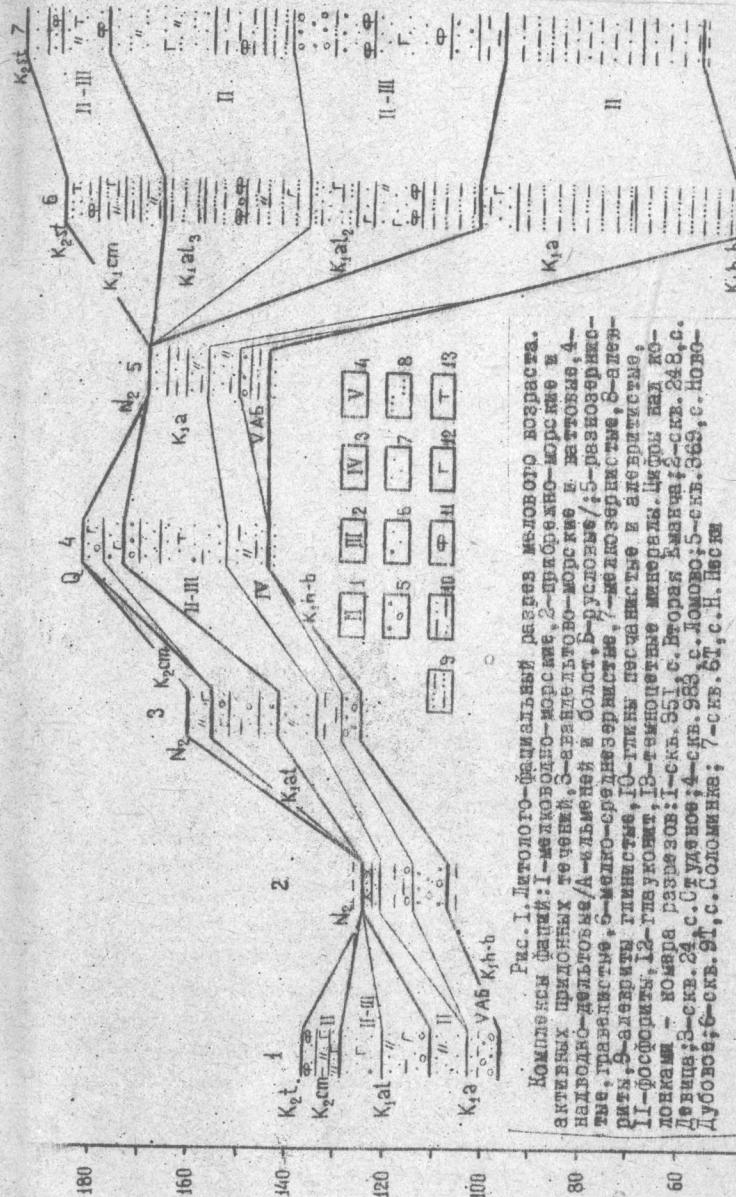


Рис. I. Литолого-фациальный разрез мелового возраста.
Комплекс фаций: 1 - мелководно-известковые, 2 - пресноводно-известковые, 3 - аландельтевые, 4 - аллювиально-алевролитовые / А - альбовый, 5 - разнозернистые, 6 - гравелистые, 7 - глауконитистые, 8 - аллювиально-разнозернистые, 9 - мелкозернистые, 10 - глинистые, 11 - аллювиально-гравелистые, 12 - глауконитовые, 13 - глауконитово-известковые, 14 - глауконитово-алевролитовые, 15 - глауконитово-глинистые, 16 - глауконитово-разнозернистые, 17 - глауконитово-аллювиальные, 18 - глауконитово-аллювиально-известковые, 19 - глауконитово-аллювиально-алевролитовые, 20 - глауконитово-аллювиально-глинистые, 21 - глауконитово-аллювиально-разнозернистые, 22 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-известковые, 23 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитовые, 24 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-глинистые, 25 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-разнозернистые, 26 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-известковые, 27 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитовые, 28 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-глинистые, 29 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-разнозернистые, 30 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-известковые, 31 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-алевролитовые, 32 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-алевролитово-глинистые, 33 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-разнозернистые, 34 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-алевролитово-известковые, 35 - глауконитово-аллювиально-алевролитово-алевролитово-алевролитово-алевролитово-алевролитовые.

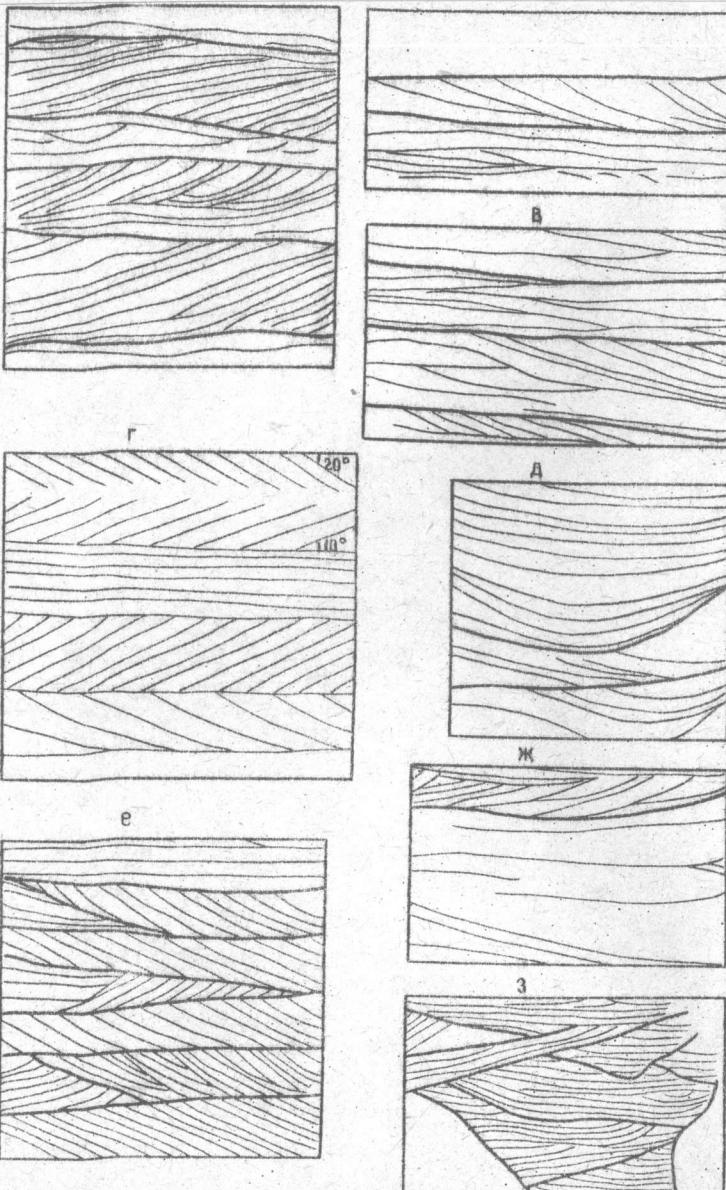


Рис. 2. Типы слоистости. Аптский ярус: а, б - аллювиальная толща, в, г - отложения переходных фаций, д, е, ж, з - мелководно-морская толща

ных песков бимодальны, реже полимодальны, причем размерность тонкозернистого субраспределения ($0,1-0,05$ мм) не изменяется по мере погружения материала (рис. 8,а). Формы кривых, построенных по распределению зерен (рис. 4,а), свидетельствуют, по данным Л.Б.Рукина [8], об образовании их в условиях поступательного движения воды.

На диаграмме Л.Б.Рукина (рис. 5,а) большинство точек-проб расположено в поле песков, рек и течений. Это свидетельствует о хорошей сопоставимости данных по слоистости и граносоставу апских песков с выделенным Л.Б.Рукиным речным полем.

Пески и алевриты авандельтовых фаций апского яруса характеризуются относительно слабой волновой переработкой. Им наиболее присуща горизонтально-волнистая слоистость и незначительная мощность слойков (рис. 2,в,д). Слоистость очень часто подчеркивается скоплением углистого вещества, а также чешуйками слюд или глинистых прослоев.

В пределах песчаной размерности ЭПР чаще всего одновершинные, неплохо сортированные, мода практически всегда меньше $0,1$ мм (рис. 8,б). Из-за значительного содержания тонкоалевритового материала распределения часто открыты в тонкозернистой фракции. Подобные распределения характерны и для кривых, рассчитанных по зерновому составу (рис. 4,б). Такого типа песчаные породы встречаются почти во всех субаквальных отложениях, поэтому они мало информативны.

Максимальное содержание точек-проб на диаграмме (рис. 5,б) зафиксировано в поле У (поле недостоверности) и незначительное - в поле Ш - соответствующие накопление осадков на дне бассейнов при слабых колебательных движениях водной среды. Таким образом, здесь также проявляется сходство в генетической интерпретации рассматриваемых данных.

Вышележащие белые, иногда прокрашенные гидроокислами железа, мелкозернистые кварцевые пески отличаются преимущественно мульдообразным типом косой слоистости ("рыбьи волнения" - по А.С. Корженевской и О.Н. Бакваловой, 1940), вогнутостью их границ и перекрестностью слойков в смежных сериях. Слойки внутри серии обычно параллельны друг другу или сходятся (см.рис. 2,г,е,ж).

ЭПР, построенные по гранулометрическому составу, всегда одновершинные (рис. 3,в). Их отличительной особенностью является симметричность и незначительные величины стандартного отклонения, а

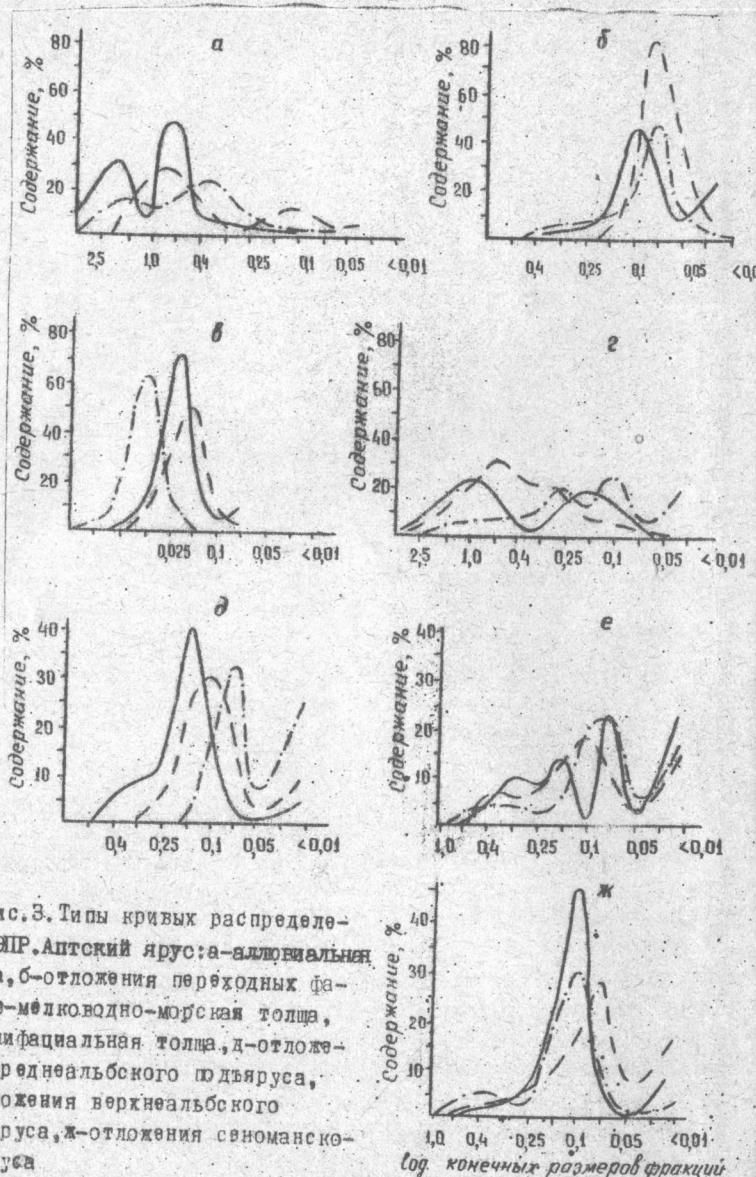


Рис.3. Типы кривых распределения ЭПР. Аптский ярус: а-аллювиальная толща, б-отложения переходных фаций, в-мелководно-морская толща, г-полифациальная толща, д-отложения среднеальбского подъяруса, е-отложения верхнеальбского подъяруса, ж-отложения сеноманского яруса

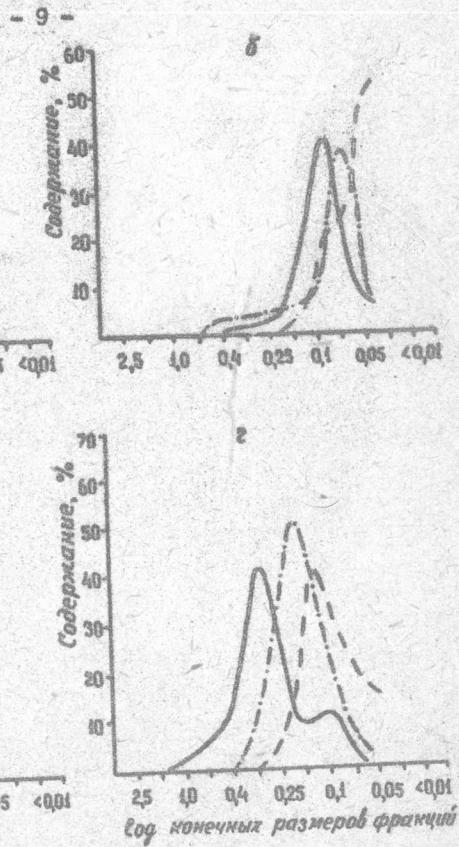


Рис.4. Типы кривых ЭПР, распределение построенные по распределению зерен. Аптский ярус: а-аллювиальная толща, б-отложения переходных фаций, в-мелководно-морская толща, г-полифациальная толща, д-мелководно-морские отложения сеноманского яруса

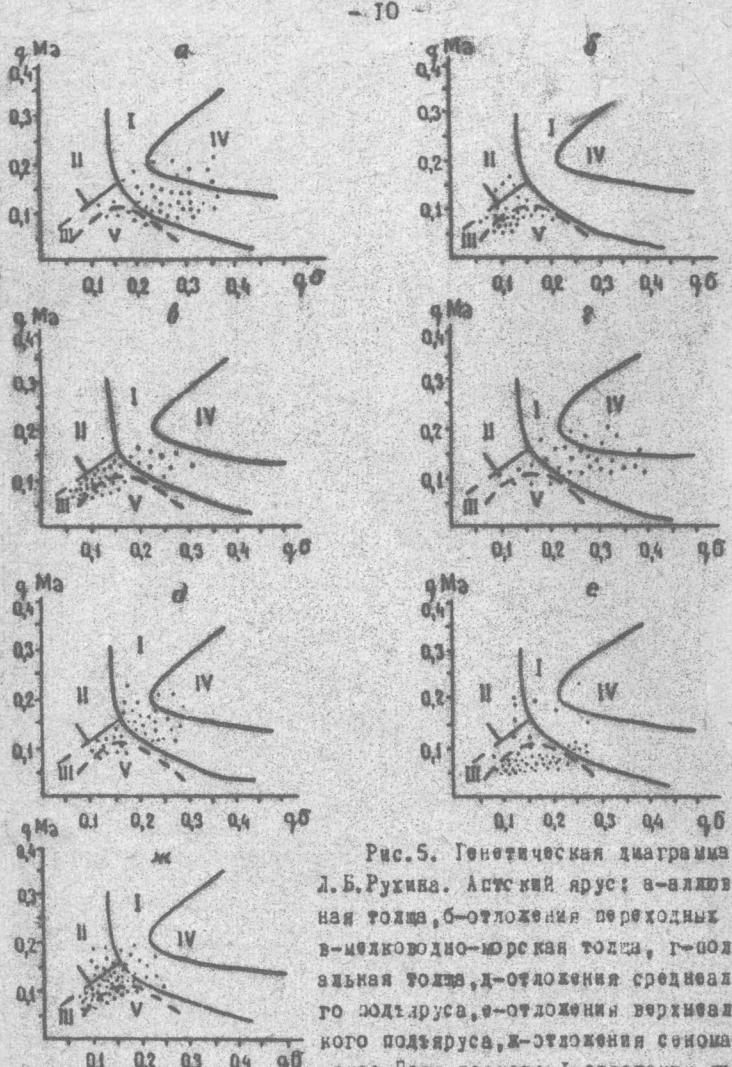


Рис. 5. Генетическая диаграмма Л.Б. Рукина. Арктический ярус: а-аллювиальная толща, б-отложения переходных зон, в-мелководно-морская толща, г-солидификационная толща, д-отложения среднеальбского подяруса, е-отложения верхнеальбского подяруса, ж-отложения сеноманского яруса. Поля песков: I-столбения при поступательном движении воды - пески рек и течений, II - при колебательном движении воды - пески морских, озерных и речных пляжей, III - накапливающиеся на дне морей или других бассейнов при слабых колебательных движениях, IV - золовые, условно выделяемые, V - поле недостоверности.

мода всегда больше 0,1мм. Формы кривых распределения зерен, по данным Л.Б.Рукина [8], наиболее близки пескам, отложенными на дне бассейнов при колебательных движениях воды (рис. 4,в).

Точки-пробы на диаграмме в большинстве случаев сконцентрированы в поле II, при незначительном их количестве - в I и У полях (рис.5,в). Полученные данные также подтверждают сопоставимость интерпретации генезиса песков по слоистости и граноставу, в том числе и по диаграмме Л.Б.Рукина.

Для полифациальной толщи алтского яруса, отвечающей регрес-савной фазе осадконакопления раннеалтского времени, характерны довольно разнообразные типы текстур (рис.6, а). В этих относительно плохо сортированных песках отмечаются различные типы слоистости, свойственные отложениям потоков (руслей рек), прибрежно-морской зоны волнений, интенсивным придонным морским течениям и др.

ЭПР этих песков также значительно различается между собой и изменяется от полимодальных до одновершинных (см.рис.3,г). Аналогичные формы наблюдаются и для кривых, построенных в пересчете на количество зерен (рис.4,г). Это же разнообразие отражено и на диаграмме (рис.5,г), где точки-пробы разбросаны в пределах полей I,II и У.

Пески альбского яруса. Характерной особенностью среднеальбских песков является четко выраженная однозаправленная косая слоистость с выпадающими книзу слоями. Мощность серий обычно варьирует от 0,2 до 8 м и более. Косослоистые серии часто пологоклиновидной формы, иногда параллельные. Этот тип слоистости Л.И.Ботвинкина относит к зоне морских течений (рис.6 б,в, г). ЭПР песков чаще всего одновершинные, асимметричные, моды колеблются от 0,25мм до 0,063мм (рис.3,д). Для них характерен дефицит частиц в пределах 0,05 м и открытые распределения в области алевритовой фракции. Приуроченность точек-проб к полям песков (рис.5,д), отложенных при поступательном (поле I) и при колебательных движениях воды (поле II), подтверждает генетическую интерпретацию по слоистости о формировании этих песков в условиях значительных морских течений.

Верхнеальбский подярус сложен двумя толщами. Нижняя представлена глинисто-алевритовыми породами с прослоями фосфоритов, а верхняя - толщей алевритов и глини. Толщи характеризуются полого-волнистой слоистостью сильных течений, а также текстурой взмучивания

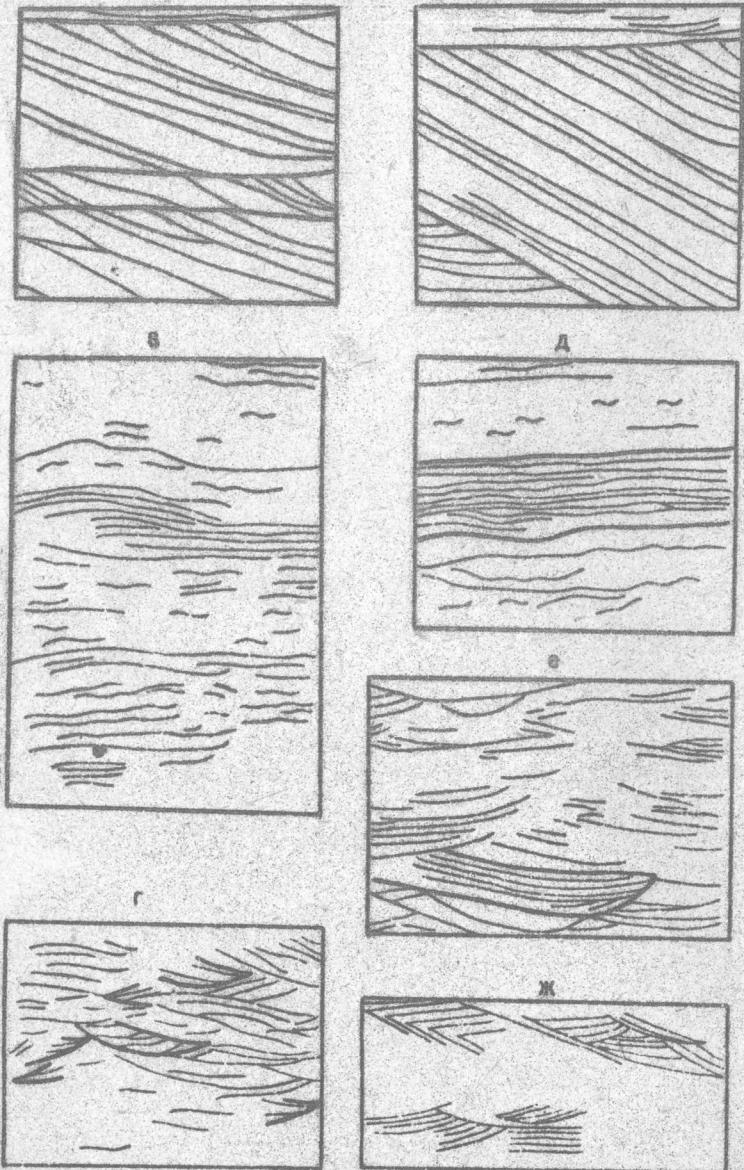


Рис. 6. Типы слоистости: а, б, в - полимиктальная толща аста, г, д, е, ж - отложения средневальбского подъяруса, г - отложения сеноманского яруса.

(рис. 6, д). Их формирование, очевидно, происходило в условиях морского бассейна с относительно спокойным гидродинамическим режимом. ЭШР одно- и двухвершинные с открытыми субраспределениями в тонко-заряженной части (см. рис. 5, е). Моды чаще всего меньше 0,1 мм. Из графиков видно, что рассматриваемые пески уже сортированы по сравнению со средневальбскими и содержат значительные количества глинисто-алевритового материала. На приведенной диаграмме (рис. 5, е) подавляющая концентрация точек-проб отмечается в поле I (поле изодостоверности).

Сеноманские отложения представлены песчано-алевритовыми породами, образование которых происходило в условиях мелкого моря с относительно спокойным гидродинамическим режимом. Характерной для них является коллюстно-симметричная и несимметричная, часто косоволнистая, мульдовидная слоистость (рис. 6, г, ж). Мощность ее редкий, как правило, не превышает нескольких десятков сантиметров. Эти пески довольно хорошо отсортированы. ЭШР обычно одновершинные, но несколько асимметричные (см. рис. 5, ж). Иногда наблюдаются субраспределения, открытые в алевритовой размерности. Моды всех изученных распределений всегда больше 0,1 мм. Построенные типы кривых распределения зерен в песках, поданных Л. Б. Рухина [8], больше всего соответствуют кривым для отложений, накапливающихся при слабых колебательных движениях воды.

При сравнении ЭШР сеномана и мелководно-морской толщи эта отмечается довольно близкие значения распределения. Кроме того, в сопоставляемых отложениях, в отличие от других рассмотренных песчаных пород, наблюдается повышенное содержание титан-циркониевых минералов.

На диаграмме Л. Б. Рухина (см. рис. 5, ж), так же как и для мелководно-морских отложений аста, наибольшее количество точек-проб зафиксировано в поле II, незначительное содержание - в полях I, III и IV.

Таким образом, установлено, что генезис песков (компактных, субаквальных и мелководно-морских) четко определяется не только по генетическому типу слоистости, но и по данным гранулометрического состава, положению на генетической диаграмме Л. Б. Рухина и типам кривых распределения зерен.

Вместе с тем существуют и другие методы генетической интерпретации гранулометрического состава песков. Для оценки их при-

можности были обработаны те же данные из изученных объектов.

С целью возможного использования диаграммы Р.Пассега [16] использовано около тысячи гранулометрических анализов песков из различных фациальных типов отложений нижнемелового возраста. На этой диаграмме Р.Пассега выделил несколько полей, соответствующих седиментации в "спокойной воде", в реках и донных морских течениях и волна, обозначающие мутьевые потоки и пески пляжей.

Пески из различных типов переходных фаций, а также из мелководно-морской зоны осадконакопления альта (диаграмма Р.Пассега) попадают в поле рек, донных морских течений и имеют примерно одинаковый разброс параметров распределения. Точки-пробы из аллювиальной и полифациальной толщи альтского возраста фиксируются в правом верхнем углу диаграммы, что соответствует фациям пляжа. Для песков, образовавшихся в условиях мелководно-морского бассейна альбского времени, характерен довольно широкий диапазон значений (они расположены в нескольких полях). Совершенно очевидно, что результаты генетической интерпретации по методу Р.Пассега не согласуются с описанными выше данными об изучении сложности.

Довольно интересной, на наш взгляд, является диаграмма, предложенная Г.Ф.Рожковым [6], для определения генезиса песчаник-пород. Она построена по безразмерным гранулометрическим параметрам – асимметрии и эксцессу, рассчитанным по косвенному счету зерен. Эти статистические коэффициенты вычисляли по результатам дробного рассева эталонной коллекции современных осадков из различных фациальных зон, которые послужили основой при построении диаграммы. На ней выделяется 7 генетических участков (рис. 7).

При нанесении на диаграмму точек-проб, рассчитанных для аллювиальной толщи альтского яруса, видно, что подавляющее их большинство зафиксировано на участках II, IV, V и верхней половине участка VI (рис. 7, е). Для переходных и мелководно-морских фаций альтского времени характерно преобладание точек-проб соответственно на VI и на V, VI, VII участках (рис. 7, б, в). Полифациальная толща имеет весьма близкие параметры распределения к аллювиальному комплексу альта (рис. 7, г). Песчаник породы среднеальбского подъяруса, сформированные в мелководно-морских условиях с довольно широко развитыми морскими течениями, попадают в VI участок диаграммы (рис. 7, д). Пески верхнеальбского подъяруса, относящиеся к мелководно-морским отложениям по распределению точек-проб

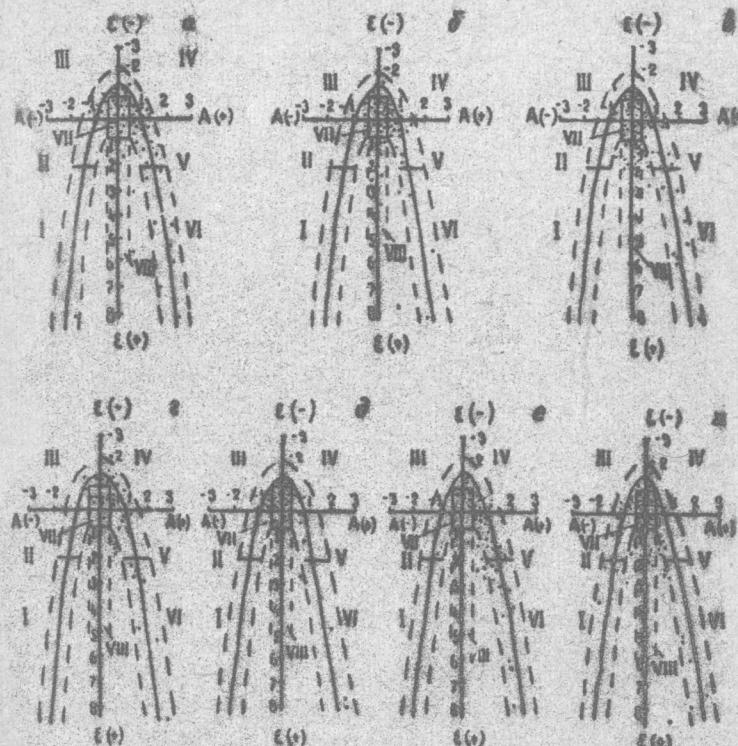


Рис.7. Генетическая диаграмма Г.Ф.Рожкова: I- застойные условия седиментации на дне акватории различных глубин, II - донные течения или мутьевые потоки, III - слабые, преимущественно речные, течения, IV - сильные речные и вдоль береговые течения, V - выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, наплыв волн, VI - фации побережья акваторий близко береговой черты, VII - фации золовой переработки и волновые процессы на мелководье, нейтральном полюсе побережья, VIII - выход воды на мелководье, мощный наплыв-прабой. Альтский ярус: а-аллювиальная толща, б-отложение переходных фаций, в-мелководно-морская толща, г-полифациальная толща, д-отложение среднеальбского подъяруса, е-отложение верхнеальбского подъяруса, ж-отложения сеноманского яруса

блики песчаной альвиальной толщи азта (рис.5,а). Распределение точек-проб морских фаций сеномана (рис.5,и) подобно участкам, выделенным для фаций азтского моря.

Из изложенного следует, что результаты интерпретации генезиса песков по методу Г.Ф.Рожкова на основе гранулометрического состава частично склонны к результатами, полученным при применении методики Л.Б.Рухина, и нашими данными по анализу слоистости.

Предложен довольно много и других генетических диаграмм для песчаных пород, основанных на любых первых статистических параметрах, рассчитанных в масштабе шкалы Φ [14, 15].

На исследований советских ученик наибольшего внимания, на мой взгляд, заслуживает генетическая диаграмма, разработанная Н.Г.Борзовым, основанная на использовании трех гранулометрических коэффициентов (асимметрия, дисперсия, эксцесс). К сожалению, эта диаграмма не может быть сопоставлена с нашими данными, так как она построена по коэффициентам, рассчитанным в масштабе шкалы Φ .

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Слоистость песков и их гранулометрический состав являются отражением одного и того же процесса и могут использоваться как совместно, так и в отдельности для суждения о динамике и фациальных условиях осадконакопления (в основном динамики).

2. Генетическая и фациальная интерпретация слоистости песчаных пород коротко разработаны, однако гранулометрический состав песков используется для генетических целей недостаточно, а изредко и отрицается [10]. Проведенное авторами сопоставление интерпретаций генезиса песков по слоистости и одновременно по гранулометрическому составу на большом фактическом материале показало их склонность.

3. Из ряда методов обработки гранулометрических анализов (вычисление различных коэффициентов и построение диаграмм) наиболее четкое разграничение лито-генетических и фациальных типов песков достигается при применении метода Л.Б.Рухина для изученных объектов. Менее достоверные, но близкие к ним данные, получены при обработке и интерпретации тех же гранулометрических анализов по методу Г.Р.Рожкова. Метод же, предложенный Р.Пассегой, для данного, хотя и разнообразного по генезису, комплекса песков практически не применим.

4. Необходимо дальнейшее сопоставление различных методов обработки и генетической интерпретации гранулометрических анализов

на достоверных по генезису одних и тех же песчаных породах с целью окончательного выбора наиболее приемлемого из них и выработки рекомендаций для широкого внедрения в практику геологических работ.

Л и т е р а т у р а

1. Ботвинкина Л.И. Слоистость осадочных пород. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып.59.
2. Бутынский Г.И. Литология меловых отложений Днепрово-Донецкой впадины. - Труды ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1954, вып. 156, №67.
3. ГОСТ 2188-74. Пески формовочные. М., 1974.
4. Корженевская А.С., Бахвалова О.Н. Косая слоистость мезозойских и четвертичных песков Латинского района. - В кн.: Косая слоистость и ее генетическая интерпретация. М.-Л., 1940.
5. Котельников Б.И. Гранулометрия и определение основных динамических типов песков. - В кн.: Литология и палеогеография, Л., 1976, вып. 2.
6. Рожков Г.Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма $Q^{\alpha}F$ по косвенному счету частиц. - В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М., 1978.
7. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л., 1977.
8. Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947.
9. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., 1969.
10. Страков Н.М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л.Б.Рухина. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
11. Хомяков Н.П., Беляев В.И.; Первушина Г.И. Литологические и фациальные особенности кластогенно-генетических формаций азта, альба и сеномана восточной части Воронежской антиклизы в связи с поисками полезных ископаемых. - В кн.: Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антиклизы. Воронеж, 1966.
12. Хомяков Н.П. Фации азтской фации Воронежской антиклизы. - В кн.: Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антиклизы. Воронеж, 1979.
13. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969.

ОТДЕЛЕНИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Библиотека по строительным
наукам АН СССР

14. Friedman G.M. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. - J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, N 4.
15. Mason C.C., Foik R.L. Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis. - J. Sediment. Petrol., 1958, v. 28, N 2.
16. Pasquaga R. Grain size representation by CN patterns as a geological tool. - J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, N 4.

УДК 552.5 /470.324/

В.Ф. ДУХЬЯКОВ

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАМОНСКОЙ ТОЛЩИ

Основы формирования мамонской толщи, как и ее стратиграфическое положение в разрезе палеогеновых образований в течение многих десятилетий оставались практически неизученными. А.А.Дубинский, впервые выделивший толщу под названием "мамонские слои", относил ее к прибрежно-морским отложениям, сформировавшимся в условиях влажного тропического климата [1].

Д.Н.Утекин высказывал предположение, что мамонские слои являлись прибрежно-континентальными, частично прибрежно-латунными морозависимыми, формировавшимися в течение почти всего верхнего девона в прибрежной полосе, склонявшей древнюю сушу [9]. Несколько позже Д.Н.Утекин относил мамонские слои к прибрежно-континентальным аналогам среднегерцинских морских отложений [10], а в последние годы считал, что породы мамонского типа возникли в прибрежно-континентальной полосе, существовавшей в течение всего девона и озераного времени между городами Курском и Богучаром [11].

П.А.Карпов, обобщив данные о восточном склоне Воронежской антиклинальной, проследил переход морских верхнефранских и фаменских отложений в прибрежно-континентальные. При этом им было установлено, что в направлении древней сушки происходит не простое замещение морских отложений прибрежно-континентальными, а их трангрессивное заделание на размытой поверхности образований, возраст которых датируется от петровского до архей-протерозойского [4].

Г.В.Зеленинков, изучавший мамонскую толщу на территории Ростовской области (станицы Казанская и Мигулинская), считает, что формирование ее пестроцветной пачки происходило в условиях прибрежно-морской мелководной равнины, периодически выходившей из-под уровня моря. При этом пески и алевриты наизливались в прибрежно-морской мелководной зоне, а пестроокрашенные глины - в лагунно-континентальных условиях. Отложения сероцветной пачки, по мнению исследователя, образовались в условиях регрессирующего морского бассейна, в котором отлагались песчано-глинистые осадки, периодически обогащенные углекислым растительным материалом [8]. По литологическим признакам мамонская толща, как отмечено Д.Н.Утекиным [10], делится на две пачки: нижнюю (пестроцветную) и верхнюю (сероцветную). Выделение споро-пыльцевых комплексов позволило обосновать верхнефрансийский возраст пестроцветной и фаменский возраст сероцветной пачек, а по отдельным опорным разрезам осуществить стратиграфическое разделение толщи на горизонты [7,8]. В последние годы на основании детального изучения состава, условий залегания и особенностей строения автор установил континентальный генезис мамонской толщи [6,7].

Нижняя пачка является аналогом верхнефрансийских морских отложений, имеет полифациальный состав и включает озерные, алювиальные и делювиально-пролювиальные образования. Структурно-текстурные признаки литологических разностей пород, отмеченные ранее [5,7], свидетельствуют о сложном сочетании континентальных условий образования пестроцветной пачки. По нашим представлениям, пачка образовалась за счет размыва и переотложения красноцветных кор выветривания, сформированных в доверхепетианско-воронежское время на кристаллических породах докембрия и эфузивно-осадочных образованиях среднего и верхнего девона.

Фация озерных водоемов представлена каолинитовыми глинами, слюдистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Для всех литологических разностей пород характерна тонкая горизонтальная слоистость, отчетливо выраженная в алевролитах и песчаниках, наличие слюды и растительных остатков, особенно многочисленных в песчаниках, полное отсутствие фауны, незначительная мощность прослоев пород, как правило, не превышающая 1-2, реже 5 м.

Отмеченные признаки свидетельствуют об образовании пород в условиях спокойных водоемов, в непосредственной близости от берегов.

га. Неоднородность структуры осадков обусловлена как размером водоемов и характером их берегов, так и связью их с речной системой. Алевритовые и глинистые осадки (алевролиты, аргиллиты) накапливались в участках водоемов, защищенных от привноса крупнообломочного материала (вероятно, в центральных частях водоемов).

Более грубый материал (алевропесчаники, песчаники с отдельными обломками и галькой кварца) вместе с растительными остатками поступал за счет привноса реками (фация речных выносов) и частично за счет разрушения берегов волновыми процессами (краевые части озер). Такая горизонтальная слоистость пород, подчеркнутая различием размерности обломков, обусловлена периодическими (сезонными) изменениями гидродинамического режима как впадающих рек, так и самих водоемов.

Наиболее грубообломочный материал (конгломерации различной гранулометрической размерности) накапливается, вероятно, вдоль крутых берегов и представляет собой образования делювиально-проливального типа. В пространственном отношении пестроцветная пачка тесно связана с базальтовыми покровами, имеет сложные очертания в плане и приурочена к пониженным формам древнего равнинного рельефа.

Верхняя пачка, соответствующая по возрасту фаменскому ярусу, слагает большую часть разреза и распространена значительно шире. Особенности строения пачки и фациальные признаки различных типов пород указывают на ее аллювимальную природу [6,7]. В разрезе пачки выделяются русловые, пойменные и местами болотные отложения. Набор пород указанных фаций составляет отдельные аллювальные циклы, которые, повторяясь вверх по разрезу, слагают многоциклическую аллювийальную толщу. Нередко в разрезе пачки наблюдаются неполные циклы, что объясняется процессами эрозионного размыва в момент накопления осадков вышележащих циклов. Мощность циклов колеблется от 4-6 до 15-20 м.

Образования русловой фации, залегая в основании каждого цикла, представлены разнозернистыми средне-крупнозернистыми песчаниками и песками, содержащими обломки и гальку кварца и кремней. Породы, как правило, имеют косую однов направленную слоистость, содержат крупные и мелкие углефицированные растительные остатки и залегают на более древних отложениях с резким эрозионным размывом, что иногда подчеркивается плоскими угловатыми гальками подстилающих пород.

В нижней части руслового аллювия залегают грубозернистые плохо отсортированные песчаники, в верхней — более мелкозернистые и с лучшей сортировкой обломочного материала.

Уменьшение крупности и увеличение степени сортировки обломочного материала вверх по разрезу объясняются динамикой турбулентного потока при миграции русла или ослаблением живой силы потока по мере формирования речной долины и накопления в ней русковых отложений. Изменение размерности и степени сортировки обломочного материала обусловлены и ослаблением силы потока от центральных частей русла к его периферии. В связи с этим в центральных частях древних русел отложения представлены гравелитами и грубозернистыми песчаниками, а в краевых частях — средне-мелкозернистыми песчаниками. Подобная закономерность наблюдается и в современном аллювии [13].

Песчаные отложения нижних частей выделенных циклов могли образоваться только в континентальных условиях, в речных долинах, появление которых во время каждого цикла осадконакопления вызывалось тектоническими поднятиями. Амплитуды поднятий в каждом отдельном случае были различными, что соответствующим образом отражалось на мощности аллювия. Мощность русковых отложений в пределах одного цикла осадконакопления изменяется от нескольких метров до 10-12 м.

Отложения пойменной фации слагают верхние части выделенных циклов. Они представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и в различной степени песчанистыми глинами, иногда темно-серыми, углистыми. Песчаники, пески и алевролиты, преимущественно кварцевые, содержат примесь зерен полевых шпатов, слюды и рудных минералов (ильменит, магнетит). Породы характеризуются разнообразной по форме слоистостью — от мелкой косой однов направлений в песчаниках и крупнозернистых алевролитах до прерывисто-волнистой, линзовидной и тонногоризонтальной в глинистых алевролитах и глинах. Сортировка материала средняя, иногда плохая. Размер обломков уменьшается вверх по разрезу.

Часто наблюдается и тонкое пересланение песчаников, алевролитов и глин с постепенным переходом от более грубых пород к тонким. Во всех типах пород встречаются обильные растительные остатки и их детрит. Изменчивость пород в разрезе и по площади определялась изменчивостью динамики водной среды, активность которой

уменьшалась по направлению от русла к бортам долины и, кроме того, зависела от рельефа поймы.

Мелковернистые косослоистые песчаники, приуроченные к основанию пойменных отложений, формировались в условиях прирусловой части поймы. Тонкое переслаивание песчаников, алевролитов и алевритистых глин характерно для более отдаленных частей поймы, где грубые косоволнистые породы формировались в период паводков, а более тонкие породы с прерывистой и тонковолнистой слоистостью – в период застоя вод после половодий. Глинистые породы с обычными растительными остатками накапливались в пониженных и удаленных от русла участках поймы, заполненных застойными водоемами. Наличие углистых глин в кровле пойменных отложений свидетельствует о постепенном заболачивании поймы.

На пойменный характер рассматриваемых отложений указывает их тесная генетическая связь с подстилающим русловым аллювием и перекрывающими образованиями заболоченных пойм и приустьевых прибрежно-аллювиальных равнин. По данным Ю.А.Хемчуникова и др. [2], образование пойменного аллювия началось позже руслового и приурочивалось к моменту выработки рекой ее профиля равновесия. Прирусловая отмель, являясь зачаточной формой поймы, перекрывалась по мере миграции и расширения речной долины пойменным аллювием. Мощность пойменных отложений изменяется в пределах одного аллювиального цикла от 2-8 до 6-10 м.

Образования, относимые к фациям заболоченных пойм и прибрежно-аллювиальных равнин, сохранились лишь в отдельных аллювиальных циклах и встречаются преимущественно в разрезах восточного склона антиклизы. Они представлены темно-серыми глинистыми алевролитами и углистыми алевритистыми глинами, содержащими маломощные прослои лигнитов. Заболачивание приустьевых прибрежно-аллювиальных равнин приурочивалось к моментам тектонических опусканий, когда в основном было закончено формирование русловых и пойменных отложений [2]. Мощность болотных отложений в пределах отдельных аллювиальных циклов не превышает нескольких метров.

Одним из доказательств аллювиального происхождения сероцветной пачки является характер ее переходов по площади (см. рисунок). В разрезах, ориентированных в меридиональном направлении, наблюдается повсеместное прислонение рассматриваемых отложений по поверхности эрозионного размыва к породам докембрийского фундамента на

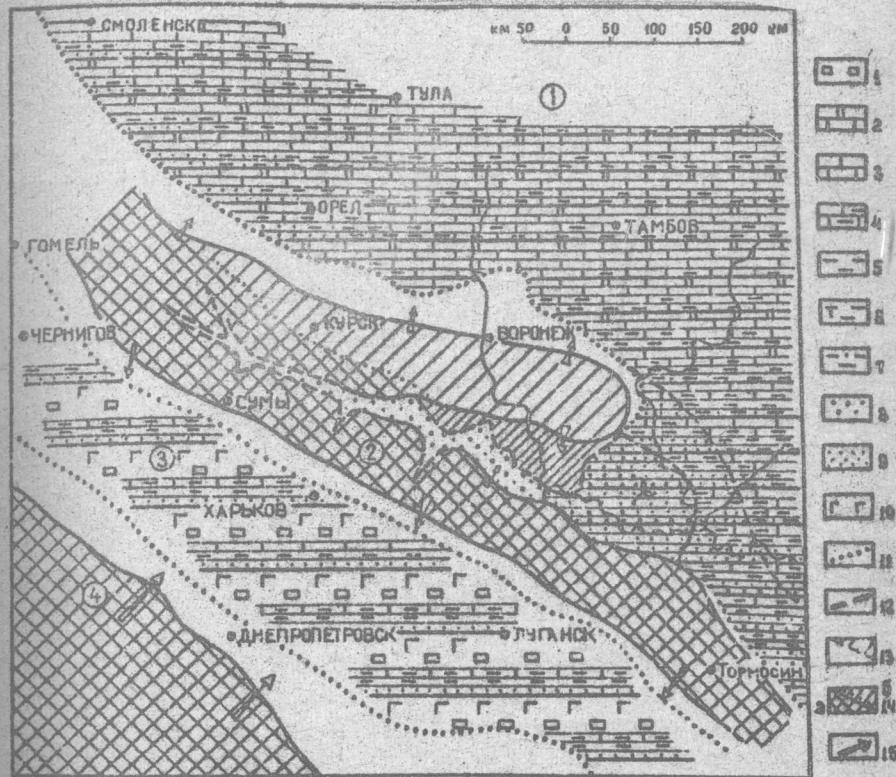


Рисунок. Схематическая географическая карта Воронежского кристаллического массива в нижнефаменское время (составил В.Ф.Лукьянов с использованием атласа геолого-географических карт Русской платформы 1961 г.)

Типы пород: 1-каменная соль, 2-известняки доломитизированные, 3-известники, 4-известники глинистые, 5-глины, 6-глины известковистые, 7-глины алевритовые, глинистые алевролиты, 8-песчаники и пески грубозернистые, 9-песчаники и пески средне-мелкозернистые, алевролиты, 10-основные эфузивы, 11-эрзационная граница фациальных отложений, 12-границы фациальных зон, 13-область предмезозойского размыва манысской толщи, 14-области размыва: а) кристаллических образований докембра, б) осадочные породы среднего и верхнего девона, 15-на правление сноса обломочного материала. Структуры: 1-Московская синеклиза, 2-Воронежский массив, 3-Днепропетровско-Донецкая впадина, 4-Украинский щит

кого и к разновозрастным отложениям девона на севере. Характер выклинивания сероцветной пачки вдоль ее северной и южной границы полностью соответствует представлению о ее формировании в условиях широкой (до 30–40 км) палеодолины, в восточном направлении переходящей в прибрежно-аллювиальную равнину [6].

В разрезах, поперечных выявленной долине, поверхность нижнего контакта мамонской толщи образует ряд углублений, чередующихся относительно приподнятыми участками палеорельефа. В углубленных участках наблюдается повышенная мощность аллювиальных отложений и более грубозернистый их состав с признаками пристрежневой фации или фации русла с интенсивной динамикой течений.

В наиболее приподнятых участках палеорельефа отложения самого нижнего цикла, как правило, отсутствуют. Они или не накапливались, или были уничтожены в процессе размытия, предшествовавшего отложению осадков выше лежащего цикла. Подобная особенность строения аллювиальных отложений мамонской толщи вызывает представление о существовании на первом этапе ее формирования ряда самостоятельных мигрирующих русел, впоследствии сформировавших единую широкую аллювиальную долину. Гранулометрический состав описываемых аллювиальных отложений (преимущественно песчаники от грубозернистых до мелковернистых) свидетельствует о том, что реки, формирующие мамонскую толщу, имели равнинный характер, но отличались сравнительно быстрым течением. Прибрежные части долин, по материалам редких скважин, характеризуются относительно неглубокой эрозией и развитием песчаных отложений с признаками ослабленной динамики течений.

При прослеживании вдоль палеодолины (с запада на восток) аллювий постепенно переходит в отложения дельтового типа, а затем, по данным П.А. Карпова [4], – в прибрежно-морские и морские отложения. В этом же направлении в разрезе мамонской толщи появляются все более древние аллювиальные комплексы и увеличивается набор составляющих их фациальных типов пород. Если в более удаленных от устья участках долины разновозрастные аллювиальные циклы представлены преимущественно осадками русловой фации, то в приустьевых частях в циклах сохраняются осадки пойменных фаций и фаций заболоченных прибрежно-аллювиальных равнин [7]. Независимо от нас на континентальный характер мамонской толщи указывает Н.П.Хожанов [12], считающий, что она формировалась в условиях

русл и не постоянных водных потоков.

Таким образом, ранее высказанное предположение о фациальном переходе мамонской толщи в северном направлении в прибрежно-морские, а затем в морские верхнедевонские отложения, на наш взгляд, несостоятельно. От морского бассейна, расположенного в пределах северного склона древнего Воронежского массива, палеодолина, в которой происходило накопление толщи, была изолирована областью сравнительно невысокой суши, названной нами Курско-Бобровским вадом. Последний исключал привнос обломочного материала в морской бассейн, что обусловило глинисто-карбонатный и карбонатный состав верхнедевонских и фаминских отложений северного склона массива.

Формирование мамонской толщи в условиях широкой палеодолины, которая длительное время унаследовано развивалась в пределах Мамонской тектонической депрессии и непосредственно примыкала к области интенсивной денудации кристаллических пород фундамента, указывает на возможность обнаружения в толще россыпных месторождений аллювиального и промывального генезиса.

Л и т е р а т у р а

1. Дубянский А.А. Гидрогеологические работы Воронежской области. Воронеж, 1935–1936, вып. I–8.
2. Щемчукников В.А. и др. Строение и условия накопления основных угленосных слоев и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. – Труды ГИН АН ССР, 1959, вып. 15.
3. Зелеников Г.В. Литология и условия образования мамонской толщи девона в северной части Ростовской области. – В кн.: Новые данные в геологии полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Ростов н/Д, 1970.
4. Карпов П.А. История восточной части Воронежской антиклизы в девоне. – Изв. высш. учебн. завед. Серия Геология и разведка, 1965, №2.
5. Лукьянин В.Ф., Раскатов Г.И. Не оторвые структурные и генетические особенности песчано-каолиновой мамонской толщи в пределах юго-восточной части Воронежской антиклизы. – В кн.: Труды БГУ, 1968, т. 66.
6. Лукьянин В.Ф. Тектоника палеозойского осадочного чехла юго-восточной части Воронежской антиклизы. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1970.

ромах, 1972.

7. Лукьянов В.Ф., Жуковский А.А. Особенности строения майонской толщи и минерального состава ее обломочных пород в пределах Воронежской антиклизы. - В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизы. Воронеж, 1975.

8. Раскатова Л.Г. Палеологическая характеристика фаменских отложений центральных районов Русской платформы. Воронеж, 1978.

9. Утехин Д.Н. Результаты изучения мицеллопаэзойских и девонских отложений на территории работ ГУДР. - Материалы по геологии и полезным ископаемым центр. районов южной части СССР. М., 1958, вып. I.

10. Утехин Д.Н. Что такое майонские слои девона? - В кн.: Труды института геол. совещ. по геол. и минер. ресурсам ЦЧО. Воронеж, 1962.

11. Утехин Д.Н. Девонская система. - В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М., 1972, т. I, кн. 2.

12. Хомяков Н.П. Литогенез терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антиклизы и проблемы ихрудоносности. Автореф. докт. дис. Воронеж, 1972.

13. Шандлер Б.Я. Аддитивный равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювийных свит. - Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 135.

УДК 558.492:551.8/470.828/

В.И.Сироткин, Н.П.Бурляева

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ШАМОЗИТОВ В БОКСИТОВОМ ГЕНЕТИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ КМА

Широкое распространение шамозитов в бокситовом генетическом комплексе КМА и влияние их на технологический процесс переработки бокситов определяют необходимость изучения кристаллохимических разновидностей и закономерностей распространения шамозитов. Характеристика оптических, кристаллохимических и других свойств шамозитов, а также их химического состава приводилась в серии работ [5, 6, 7, 8]. Основным методом изучения закономерностей распространения шамозитов явился анализ карт и разрезов средневзвешенных со-

держаний шамозита, гиббсита и бемита в изолиниях и сопоставление их с типом перекрывающего разреза. Одновременно уточнялась кристаллическая структура шамозитов с выделением политипных модификаций рентгеноструктурными методами: дифрактометрическими на установках ДРОН-1 и ДРОН-2, а также в камере Дебая. Идентификация шамозитов производили в соответствии с теоретическими построениями Б.Б.Эвягина [8, 4], результатами исследований Г.В.Бриндли [2]. Для изучения применялись монофракции, концентраты или валовые пробы, обогащенные шамозитом, из различных зон и подзон laterитной коры выветривания и перестолченных продуктов. Особое внимание уделялось распределению шамозитов по элементам структуры бокситов (псеудобобовинкам, псевдоцементу, прожилкам, пятнам, обломкам и др.). Полученные данные также увязывались с типом перекрывающего разреза. Конечная цель исследований сводилась к тому, чтобы использовать закономерности распространения шамозитов для решения некоторых палеогеографических задач [12].

Распределение шамозита, гиббсита и бемита в плане бокситовых залежей

На картах изолиний средневзвешенных содержаний гиббсита, бемита, шамозита хорошо выделяются участки экстремальных значений содержаний этих минералов, их ориентировка и градиент изменений вкрест и по простиранию бокситоматеринских пород. Участки как максимальных, так и минимальных содержаний минералов, как правило, имеют вид полос разной ширины и вытянутых пятен, ориентированных по простиранию пород курской и оскольской серий. Анализ распределения бемита и гиббсита показал обратную зависимость в содержаниях этих минералов, т. е. максимальные участки содержаний гиббсита соответствуют минимальным значениям бемита, и наоборот.

Анализ карты распределения шамозитов (рис. I) показал, что в бокситовых залежах они развиты повсеместно, а средние их содержания колеблются в пределах 20-40% от общего массового количества минералов, входящих в бокситы и бокситовые породы. Обращает на себя внимание расположение участков с низким содержанием шамозитов (0-20%) в пределах контура богатых железных руд. Участки максимальных содержаний шамозитов (более 60%) чаще наблюдаются в зонах контактов бокситов и железных руд и в плане представляют собой

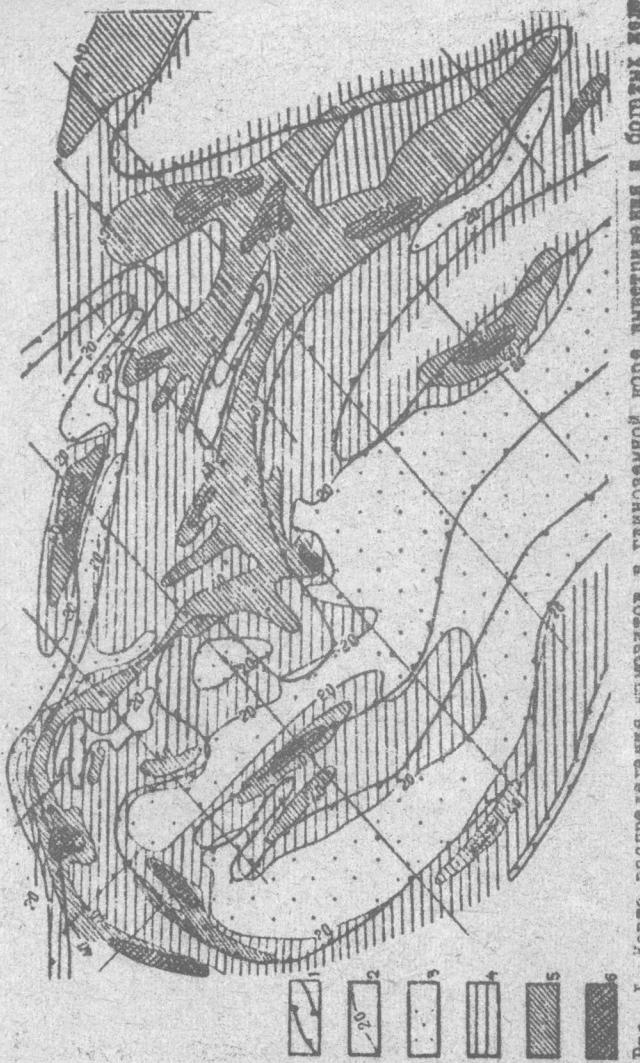


Рис. 1. Карта распределения шамозита в гнеоземной коре выветривания и ботых железных рудах одного из месторождений КМА: 1-транец остяговых железных руд; 2-чамозитовые среднезернистые солидные содержания шамозита (вес.-%) : 3-0-20; 4-20-40; 5-40-60; 6-60-80.

пятна неправильной формы, несколько вытянутые по простиранию бокситоматеринских пород. Сопоставляя распределение в плане гиббсита, бемита и чамозита, необходимо отметить обратную зависимость содержаний чамозита, с одной стороны, к минералов свободного глиноэзма — с другой.

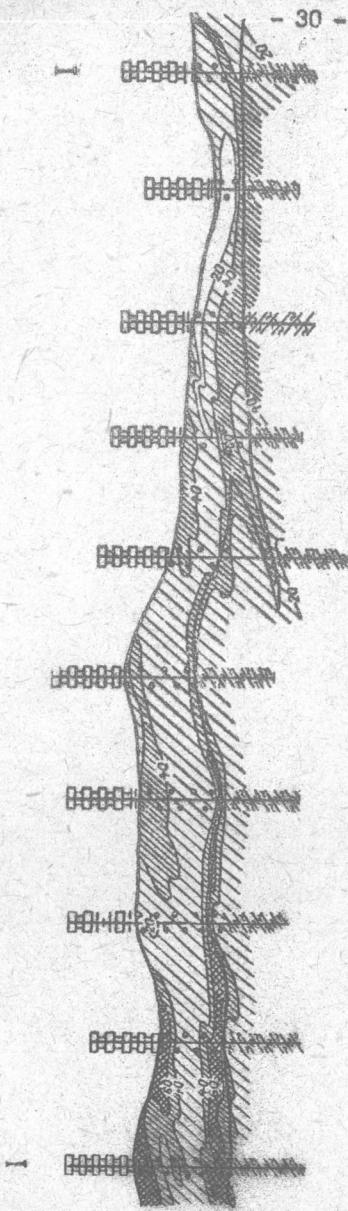
Распределение чамозитов в вертикальном разрезе

Как представлено на разрезах (рис. 2), в целом в бокситовых залежах содержания чамозита колеблются от 10 до 70%, в среднем составляя 20–40%. Из анализа конфигурации участков экстремальных содержаний чамозитов, ориентировки их относительно складчатой структуры бокситоматеринских пород следует, что участки максимальных (более 40%) и минимальных (0–20%) содержаний чамозита представляют собой полосы, линзы и пятна удлиненной и неправильной формы, ориентированные примерно параллельно нижней границе зоны IV глиноэзменной коры выветривания, т. е. наблюдается горизонтальное или субгоризонтальное залегание. Кроме того, участки максимальных содержаний чамозитов приурочены к контактам коры выветривания бокситоматеринских сланцев с железными рудами и ориентированы вдоль них (рис. 2, профиль П-П).

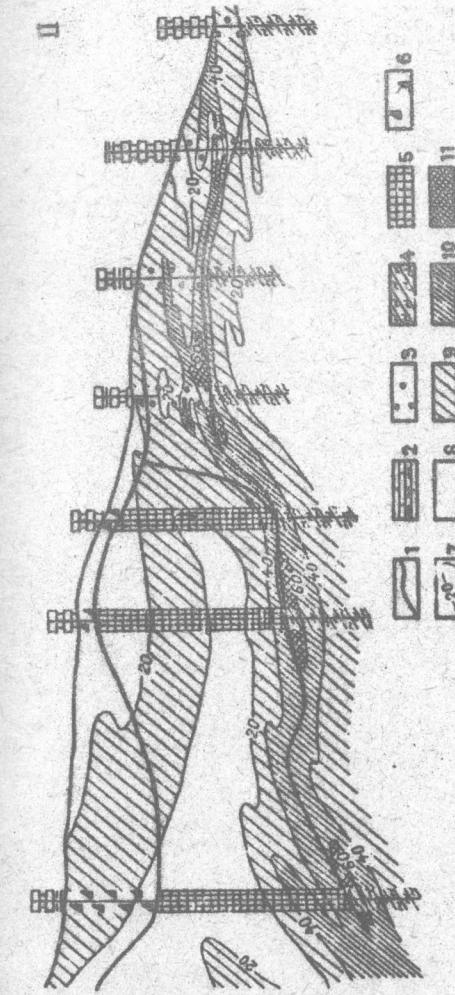
На основании распределения участков с максимальными содержаниями чамозитов в зоне IV глиноэзменной коры выветривания можно выделить два уровня (максимума) чамозитизации: верхний и нижний (10%).

Нижний уровень довольно отчетливо локализуется вдоль нижней границы зоны IV, захватывает ее нижнюю часть (шиллитную подзону), а также верхнюю часть V зоны. К нижнему уровню относятся и участки максимумов чамозитизации в зоне контакта коры выветривания сланцев и железных руд.

Верхний уровень скваживает примерно верхнюю половину зоны IV, чаще совпадая с подзоной дебокситизации. Отмечено, что нижний уровень чамозитизации имеет более выдержаный пластовый характер с тенденцией приближения к дневной поверхности в латеральном направлении в сторону от ботых железных руд (рис. 2, профиль I-I). На выклинивании залежей он выходит на поверхность коры выветривания, где стыкуется с верхним уровнем. Верхний уровень чамозитизации менее выдержаный, с несколько более резкими



- 30 -



- 31 -

Рис. 2. Распределение шлифоватов в вертикальных разрезах бореевых залежей (профили I-I, II-II). 1 - геокотические границы; 2 - зеленые известняки; 3 - глины; 4 - соколин и боясито-ные породы; 5 - глинистые продукты горы Кыргызчакчи; 6 - бореевые гидротермальные руды; 6 - бореевые гидротермальные руды; 7 - глины; 8 - гидротермальные отложения; 9 - глины, руны; 10 - глины среднеглинистые с содержанием глинистого минерала до 40%; 11 - более 60%.

колебаниями содержания шамозитов, приурочен к выровненным участкам древнего рельефа с небольшой амплитудой высот (3-5 м).

Таким образом, как об определенной закономерности можно говорить о зональном "скорлуповатом" строении залежей. "Скорлупа" - это существенно шамозитовые некондиционные бокситовые породы, ядро - кондиционные бокситы с низким умеренным содержанием шамозита. Как известно, "вложенное" строение характерно, по существу, для всех бокситовых тел палеозойского возраста, однако их "скорлупа" представлена каолинитовыми породами.

Закономерный двухуровневый характер распределения шамозитов наблюдается на весьма пологих склонах (поверхности выветривания) и нарушается, (т.е. становится более пестрым) при более расчлененном рельефе поверхности бокситовых залежей.

Нередко в вертикальном разрезе бокситовых залежей в пределах верхнего уровня шамозитизации в laterальном направлении можно выделить гипсометрические ступени шамозитизации (максимумы), которые отражают стадии аллюксинской транстессии (рис. 2, профиль I-I).

Однако фациальная картина закоронения бокситов в диагенетический этап [8, 18] настолько пестрая, что вызывает существенные отклонения от двухуровневого распространения шамозитов. На основе расчета баланса веществаами оценена степень подвижности алюминия, титана, железа и других элементов на диагенетической стадии, что позволило выделить следующие фациальные типы профилей по миграционной способности железа: 1) глеевые; 2) стабильного содержания железа и 3) аккумулятивные. Глеевые профили характеризуются выносом железа до полного его удаления в верхней части профиля, обедением, заметным привносом кремниевистоты и относительно стабильным содержанием алюминия. Наиболее частым отклонением от двухуровневого распределения шамозитов в глеевых профилях является отсутствие верхнего максимума, что обусловлено увеличением содержания вторичного каолинита в подзоне лебокситизации и резким сокращением шамозита в нижнем уровне.

Профили второго и третьего типов характеризуются отсутствием привноса или незначительным привносом кремниевистоты, определенной подвижностью алюминия и умеренной или интенсивной шамозитизацией. Наряду с двухуровневым наблюдается и более пастровое распределение шамозитов, на которое мы указывали ранее [10].

Кристаллохимические разновидности шамозита и закономерности их распространения

Как известно, шамозит относится к группе каолинита, обладает слабо упорядоченной структурой с сочетанием моноклинной в ортогональной политипных модификаций [5, 6].

Обработка большого фактического материала о распределении шамозитов в различных породах бокситового генетического комплекса показала, что по рентгенограммам шамозитов можно сделать заключение о незначительном, заметном или полном преобладании политипной модификации шамозита. Кроме того, установлено, что шамозиты в основном - диагенетические минералы, сформировавшиеся в окислительно-восстановительном этапе развития [7, 9, 18]. В связи с этим изучали распределение политипных модификаций шамозита по зонам laterитной коры выветривания, минерологическим ассоциациям и в связи с различными фациальными обстановками закоронения бокситов.

Дифрактограммы и дебаеграммы зафиксировали распределение политипных модификаций шамозита по зонам коры выветривания, зонам типа структуры бокситов и в зависимости от ассоциации его с глиббитом, бемитом, диаспором, гетитом и др. (рис. 3, табл. I-4). Породовые рентгенограммы вещества псевдобобовки показали, что в смеси шамозита с глиббитом роль моноклинной формы ячеек шамозита более значительна, чем ортогональной - это хорошо видно по характерным рефлексам и их интенсивностям: $h\bar{h}\ell = 202$, $d = 2,38 \text{ \AA}$, $\text{J} = 8$,

$h\bar{h}\ell = 202$, $d = 2,00 \text{ \AA}$, $\text{J} = 6$ (табл. I). В ассоциации же с бемитом моноклинная ячейка проявлена значительно слабее, чем ортогональная (рефлексы: $2,67-2,69 \text{ \AA}$; $2,51 \text{ \AA}$; $2,13-2,14 \text{ \AA}$; $1,76 \text{ \AA}$ и т.д.).

Дебаеграммы псевдоцемента, представляющего собой смесь бемита и шамозита, указывают на различное соотношение политипных модификаций шамозита. Значительное преобладание моноклинной ячейки наблюдается, если шамозит и бемит образуют скрытоизоморфические агрегаты, т.е. если они гелеоморфны. При раскрытии изоморфного вещества увеличивается роль ортогональной ячейки шамозита. Нередко в состав гелеоморфных веществ псевдоцемента наряду с бемитом и шамозитом входит гидрогематит или гетит (смеси пурпурные гели), в этом случае шамозит характеризуется неупорядоченной структурой с преобладанием моноклинной ячейки.

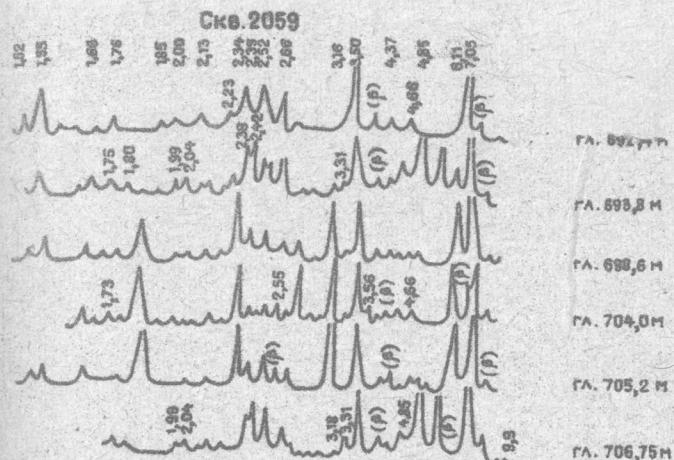
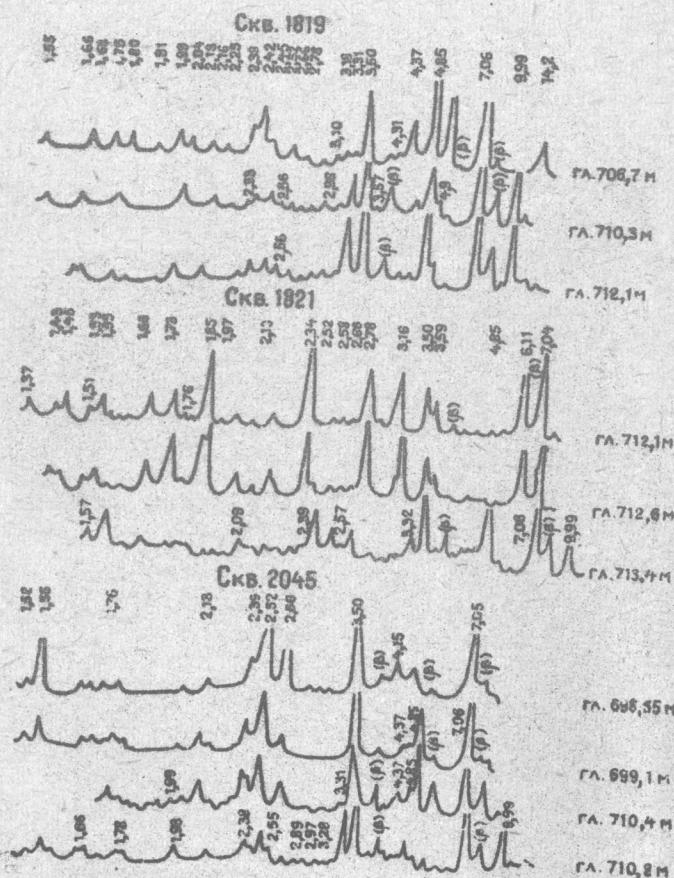


Рис.8. Дифрактограммы шамозит-габбситовых и шамо-
зит-бемитовых ассоциаций в бокситовых породах. Шамозиты нижне-
го уровня распределения в ассоциации с кристаллическим габ-
бситом и слаборасщепленным бемитом: скв. 1819
(гл. 706,7 м, 710,8 м, 712,1 м), 1821 (гл. 712,1 м, 712,6 м,
713,4 м), 2045 (гл. 710,4 м, 710,8 м), 2059 (гл. 704,0 м,
705,2 м, 706,75 м). Шамозиты верхнего уровня распределения из
подавы дебокситизации (скв. 2045 гл. 699,1 м скв. 2059
(гл. 692,4 м; скв. 2059 (гл. 692,4 м, 698,8 м) и из осадочной
шамозитовой породы (скв. 2045 гл. 698,55 м)

Таблица I

Порошковая рентгенограмма псевдосбобовит из псевдосбобового плагио-
боксита, скв. 2025, гл. 702,7 м

Смесь намозита и гиббсита									
	1	$d(\text{A})$	1	hkl	2	1	$d(\text{A})$	1	hkl
5		6,96	001 II		6	2,001	082 Г, 182 II		
2		5,81			4	1,919	202 Г		
I		4,84	020 Г		5	1,808	222 Г		
5		4,87	021 Г		5	1,756			
D		8,89	021 II		5	1,689			
6		3,51	002 II		2	1,658			
I		3,84	(041, 180) Г	I		1,598			
2		8,18	002 Г		8	1,559	881 II, 060 II		
4p		2,66			2	1,521	380 II, 061 II		
6		2,51	080 Г, 201 II	0	2	1,462			
6		2,45			I	1,446			
8		2,83	182 Г, 202 II	M	Ip	1,245			
I		2,29	200 Г		Ip	1,227			
		2,15	220 Г, 182 II	0	2	1,211			
I		2,17	171 Г		2	1,189			
		2,18	202 II	0	2	1,141			
6		2,058	152 Г		2	1,119			

Таблица 2

Порошковая рентгенограмма макропористого реликто- псевдосбобово-
го боксита, скв. 2047, гл. 687,0 м

Псевдосбобовит			Псевдоцинер		
Смесь диаспира, бемита и намозита			Смесь намозита и бемита		
у	1	$d(\text{A})$	у	1	$d(\text{A})$
I		7,00	001 II	I	7,50
I		6,16	020 II	4	6,9
I		4,17		8	6,29
10		3,99	II0 Д	I	3,64
I		3,51	002 II	10	3,60 (120) Б
4		2,57	180 Д	10	3,44 002 II
8		2,38	040 Д	4	3,18 120 Б
5		2,32		8	2,65 (201, 180) II
					200 II
6		2,14	III Д, 202 II	2	2,57 (081) Б
6		2,08	140 Д	3	2,50 201 II
2		1,915	041 Д	5	2,38 202 II
I		1,721	211 Д	5	2,32 081 II
8		1,640	221 Д	I	2,18
2		1,611	240 Д	I	2,04 (181, 060) Б
I		1,578	060 Д	I	1,995 (181, 060) Б, 208 II, 182 II
I		1,547	(184, 881, 060) II	8	I, 854 200 Б
2		1,518	281 Д	3	I, 764 160 Б, 208 II
4		1,485	(160, 151) Д	I	I, 717
4		1,808	801 Д	4	I, 666 151 Б, (204, 138)
2		1,386	811 Д	7	I, 559 240 Б, (184, 331 060) II
2		1,249	821 Д	4	I, 527 (221, 080) Б, 380 II, 061 II
2		1,242	840 Д	I	I, 454 (281, 250) II
2		1,206	831 Д	I	I, 429 (090) Б, 081 АБ, 381 II, 062 II
4		1,175	142 Д	I	I, 384 241 Б
					I, 175 (152, 062) II
					I, 157 280 Б
					I, 180 811 Б

Таблица 3

Порошковая рентгенограмма псевдобобовинного шампанистого бенчта, скв. 1836, гл. 689,0 м.

Псевдобобовини			Псевдопечени		
Смесь бемита, каолинита, шамозита			Смесь бемита, шамозита, гетита		
λ	$d(\text{мм})$	hkl	λ	$d(\text{мм})$	hkl
10	7,28	001 II 001 II	4	7,00	001 II
2	6,19	020 Б	10	6,02	020 Б
2	3,91	021 II	8дв	4,18	
10р	3,58	(020Б) Б, 002К, 002Ш	5	3,52	(120Б) Б, 002Ш
2	3,17	120 Б	3	3,15	120 Б
2	2,79	022 III	4	2,68	(201, 130) III, 200III
2	2,67	(201, 130) III, 200III	4	2,57	(131) Б, 10Г Ге
10	2,57	081 Б	4	2,51	201 Ге
10	2,51	(180, 201) К, 201 Ш	4	2,44	III Гт
10	2,58	(181, 200, 112) К, 202Ш	10	2,59	031Б, 202 III
10	2,54	081 Б, 008 К	1	2,25	(201, 182) III
10	2,29	(202, 181) К, (201, 182) III	8	2,19	202Ш
2	2,14	220 Б, 202 Ш	1	2,18	202Ш
8	2,00	(181Б, 060Б) Б(205, 182) 2	2	2,04	131 Гт
		III			
1	1,949		10	1,992	04 Г(208, 182) III
1	1,859	200 Б	10	1,862	200 Б
2	1,769	160 Б, 208 Ш	1	1,802	211 Гт
1	1,717	241 Ш	2	1,766	160 Б, 14 ГГ, 208 Ш
1	1,668	151Б, (204, 183) III	2	1,721	221 Гт
1	1,640		1	1,690	240Г ² , 24 ГШ
1	1,620		1	1,662	151Б, 060Г ² (204,
					133III
8	1,561	(134, 331III, 060 II	1	1,602	(250Б) Б, 231Г ²
1	1,521	(221, 080) Б, 380III	5	1,568	(160, 151) Г ² , 134,
8	1,498	(060, 331) К	2	1,527	331III, 060Ш
					(221, 080) Б, 380III,
1	1,475	204 Ш	2	1,508	061 III
1	1,457	(281, 250) Б	8	1,455	250 Гт
1	1,485		2	1,488	(28Г, 250) Б, 061Г ²
1	1,428	881III, 062Ш	2	1,421	(090Б, 081Б) Б
			2	1,305	112Г ² , 331III, 062Ш
			2	1,175	(152, 062) Б
			2	1,159	
			2	1,182	202 Б
			2	1,124	
			8р	1,18	222 Б

Таблица 4

Порошковая рентгенограмма пятнистого бемит-шамозитового аллита (подзона дебокситации), скв. 909, гл. 608, I м

Пятна (псевдобобовини)			Основная масса		
Смесь бемита и шамозита			Гней с существенно шамозитового сост.		
λ	$d(\text{мм})$	hkl	λ	$d(\text{мм})$	hkl
10	6,97	001 III	8	6,95	001 II
10р	4,47		2	4,58	170 III
10, 11	(3, 83)		2	3,83	021 II
10	3,49	(120Б) Б, 002 II	10	3,49	(120Б) Б, 002 II
1	(2, 94)		2	2,92	
1	(2, 76)		2	2,76	
8	2,67	(201, 130) III, 200 Ш	8	2,68	(201, 130) III, 200 Ш
8	2,499	201 Ш	8	2,50	201 Ш
7	2,39	202 III	2	2,39	081Б
2	2,32	081Б	2	2,38	202Ш
2	2,26		2	1,712	
1	2,20		2	1,660	(204, 139) III, 151Б
6	2,15	202 Ш	10	1,554	240Б (134, 931, 060) III,
					060 Ш
			4	1,520	(221, 080) Б, 380 III,
					061 II
			5	1,998	(208, 182) III
			2	(1, 937)	
			1	1,867	
			4	1,760	160 Б, 208 Ш
			4	1,712	241 Ш
			3	1,656	151 Б
			2	1,694	
			10	1,558	240Б (134, 931, 060) III,
					060 Ш
			5	1,513	(221, 080) Б, 380III,
					061 III
			4	1,412	
			3	1,335	
			2	1,321	
			2	1,301	
			2	1,285	
			2	1,285	
			2	1,279	

Примечание к табл. I-4. Г - гиббсит, Б - бемит, Д - диаспор, К - каолинит, ГТ - гетит, Ш - шамозит, Ши - шамозит моноклинный, Шо - шамозит ортогональный.

Отмечены некоторые закономерности распределения модификаций шамозита по литологическим типам бокситов (рис.3, табл. I-3). Шамозиты, входящие в состав гиббситовых (шамозит-гиббситовых) псевдобобовых бокситов, характеризуются в большей степени неупорядоченной структурой с преобладанием моноклинной формы ячеек. В бемитовых (шамозит-бемитовых) макропористых (губчатых, редкого-псевдобобовых) бокситах с высокой степенью раскристаллизации шамозиты имеют тенденцию к упорядочению структуры за счет преимущественного развития ортогональной ячейки и падения роли моноклинной ячейки. Однако увеличение роли гемморфных фаз в тапах бокситов приводят к преобладанию моноклинной модификации.

Из вышеизложенного вытекает и распределение шамозитов по уровням шамозитизации. Шамозиты нижнего уровня могут быть двухлитинных модификаций в зависимости от входящих с ними в ассоциацию гиббсита или бемита и степени раскристаллизации гелей. Если состав бокситовых пород в бокситах нижнего уровня гиббсит-шамозитовый или шамозит-гиббситовый, то шамозит, входящий в них, преимущественно моноклинной модификации (рис.3 - скв. 1819, гл. 706, 7-712, Iи; скв. 1821, гл. 713, 4 м; скв. 2045, гл. 710, 4 м; скв. 2059, гл. 706, 75 м), содержание ортогональной модификации шамозита здесь занижено. Если в состав пород входит хорошо раскристаллизованный бемит (рис.3 скв. 1821, гл. 712, I - 712, 6 м; скв. 2059, гл. 704, 0 - 705, 2 м), то значение моноклинной ячейки в структуре шамозита ослабевает, а ортогональной - возрастает.

Вниз по разрезу коры выветривания за пределами зоны свободного глиноzemа преобладает ортогональная модификация. В верхнем же уровне шамозитизации, особенно в подзоне дебокситизации, шамозиты имеют тенденцию к упорядочению структуры за счет повышения роли ортогональной ячейки. Одновременно с этим в верхнем уровне шамозитизации уменьшается содержание свободного глиноzemа вплоть до полного исчезновения (рис.3). Таким образом, распределение модификаций шамозита в вертикальном разрезе характеризуется зональностью.

Обсуждение результатов и краткие выводы

I. Для выяснения закономерностей распределения как отдельных минералов, так и типов бокситов большое значение имеет установление возраста кровли и выделение полигенетических поверхно-

стей выравнивания [II]. Как известно, возраст кровли, по данным споро-пыльцевого и микрофаунистического анализов, на месторождениях КМА преимущественно алексинский и михайловский, реже встречается тульский и веневский [1, 9].

2. Анализ распределения минералов свободного глиноzemа и шамозита в палеорельефе, реставрированного на начало веневского времени, показывает, что они приурочены в основном к предалексинской и предмихайловской поверхности выравнивания, однако гиббсит в них занимает более возвышенные участки, чаще приурочен к склонам мелких поднятий (холмов), прилегающих к контакту с богатыми железными рудами, несложенному силикатному карстом. Нередко гиббсит "простреливает" предалексинскую поверхность выравнивания и выходит на предмихайловскую, занимая в ней те же формы рельефа (склоны эрозионных останцов - Ольковатское месторождение). Бемит занимает более низкий гипсометрический уровень (примерно на 8-10 м) и приурочен к выполненным участкам поверхности и силикатному карсту [II].

Пространственное размещение шамозитов определяется теми же факторами, что и для минералов свободного глиноzemа - палеорельефом времени образования и захоронения бокситов, возрастом и фациальной обстановкой захоронения. Для шамозитов, кроме того, определенное значение имеет исходный субстрат, который должен быть обогащен окислами, гидроокислами железа и минералами свободного глиноzemа. В целом шамозитизация приурочена к тем же поверхностям выравнивания, к которым приурочены минералы свободного глиноzemа, в частности к предалексинской, широко развитой в южной части Белгородского района.

В пределах богатых железных руд и глиноzemистой коры выветривания наблюдаются три зоны (уровня) максимального содержания шамозитов: 1) зона контакта богатых железных руд и окисленных кварцитов, с одной стороны, бокситов и коры выветривания сланцев - с другой, 2) поле бокситовых залежей (нижний уровень) и 3) кровля бокситовых залежей (верхний уровень). Богатых железных рудах и бокситах наблюдается, таким образом, зона некоторого разряжения шамозитов, причем в первых шамозиты содержатся всегда в значительно меньших количествах, чем в бокситах (см.рис. I). Сам факт селективного распределения шамозита в богатых железных рудах и глиноzemистой коре выветривания примечателен еще и тем, что свиде-

тельствует о преимущественно метасоматическом происхождении шамозитов и небольшой подвижности алюминия в стадию диагенеза.

3. В пределах глиноzemной коры выветривания установлена определенная тенденция распределения модификаций шамозита по зонам коры выветривания [11]. В породах зон I, II, реже III, наблюдается преобладание ортогональной полигидной модификации над моноклинной. Зона IV в целом более богата моноклинной модификацией, где она находится в ассоциации с гиббситом и бурими глинами, но по мере раскристаллизации бокситов в ассоциации с бемитом и диаспором возрастает роль ортогональной модификации. По мере перехода к подзоне дебокситации относительное содержание моноклинной модификации слабо падает. Таким образом, отчетливо выделяется связь моноклинной модификации с менее преобразованными, а ортогональной - с более преобразованными бокситами и бокситовыми породами. Иными словами, моноклинная модификация отвечает раннедиагенетическому, а ортогональная - позднедиагенетическому и катагенетическому этапам.

4. Закономерности распространения шамозитов в стратифицированных полифациальных отложениях веневского яруса, трансгрессивно перекрывающих глиноzemную кору выветривания, рассмотрены нами ранее [12]. Наиболее широко они представлены в алексинском горизонте, реже - в веневском и михайловском и еще реже - в тульском горизонтах. Обы модификации шамозитов встречаются главным образом среди терригенной части осадочного разреза, где они неравномерно обогащают цемент терригенных пород с образованием мономинеральных участков в виде пятен, гнезд и т.д. Содержание шамозитов в перекложенных продуктах коры выветривания хорошо согласуется с количеством его в верхней части коры выветривания, что свидетельствует о том, что шамозитизация является одновременным процессом как для переотложенных продуктов, так и для коры выветривания.

В целом закономерности распространения шамозитов такие же, как и в коре выветривания: ортогональная модификация является более мористой, а моноклинная - более континентальной. На первый взгляд, развитие ортогональных шамозитов в нижней части коры выветривания (зоны II и III) не укладывается в эту схему. Однако решающая роль здесь, вероятно, принадлежит субстрату; поэтому обогащенность каолинит-серпентитовых пород щелочами предопределяет развитие ортогонального шамозита. Другой пример роли субстрата касается коры выветривания так называемых изогрудных сланцев, где образуются перв-

сычные хлоритом шамозиты [11].

5. Распределение шамозитов контролируется условиями диагенетического преобразования глиноzemной коры выветривания в период средневизейской трансгрессии. Закономерности распространения шамозитов хорошо описаны с позиций модели формирования грунтовых вод на стадии закоронения и диагенетического преобразования бокситов. На субазральной (окислительной) стадии формирования коры выветривания уровень грунтовых вод располагается достаточно глубоко, а водоупором были невыветренные или слабо выветренные сланцы и кальцитистые кварциты. По мере повышения базиса эрозии уровень грунтовых вод все более приближался к бокситам, из которых под влиянием восстановительных вод, богатых органическими веществами, наблюдался некоторый отток (миграция) Mg, Fe и Ti , что вызывало шамозитизацию в нижних зонах коры выветривания без существенного изменения пористости. Выход зеркала грунтовых вод на нижний уровень бокситовой залежи вызывал массовую шамозитизацию, увеличение плотности пород и формирование водоупора. Дальнейшая инфильтрация вниз по профилю прекращалась.

Наблюдаемое часто в вертикальном разрезе бокситовых залежей чередование то более шамозитизированных (плотных), то менее шамозитизированных (пористых) пород свидетельствует о пульсирующем прерывистом характере закоронения, приводившем к формированию временных и непостоянных водоупоров. Верхний максимум шамозитизации формируется при выходе зеркала грунтовых вод на поверхность коры выветривания. Такова картина формирования профиля с интенсивной шамозитизацией в условиях малоизменной застойной среды. Более редко в условиях подвижной среды образуются глеевые профили, в которых содержание шамозита уменьшается в 5-10 раз, а в верхней части профиля он полностью вытесняется каолинитом. Еще реже встречается профиль (или отдельные интервалы) без шамозита, в которых сохраняются реликты и фрагменты первичных латеритов. Между этими крайними профилями располагаются многочисленные разности с промежуточным и довольно пестрым расположением шамозита.

6. Возраст шамозитизации имеет скользящий характер (от тульского до веневского времени) с максимумом шамозитизации, приходящимся на михайловское и алексинское время. Нижний максимум шамозитизации мы рассматриваем как аналог, индикатор еще континентальной болотной фациальной обстановки, выдвинутой в латерит-

ный профиль выветривания перед фронтом трансгрессирующего моря тульского и алексинского времени. Верхний максимум шамозитизации отражает дальнейшие этапы алексинской, михайловской и более редко веневской трансгрессии и является индикатором слабощелочной лагунной или лагунно-морской фаунистической обстановки.

7. Наконец, изучение распределения шамозитов имеет большое практическое значение. Известно, что технологии установили неоднократное введение модификаций шамозита в технологической процессе, а именно, моноклинная модификация является более inertной, устойчивой в технологическом процессе, в то время как ортогональная сравнительно легко растворяется в алюминатно-щелочных растворах. Особенно важно отметить, что разные технологические свойства шамозитов сочетаются с отчетливо выраженной тенденцией к образованию ассоциаций с минеральными формами свободного глиноэзема (глиббситом, бемитом), определяющим течение технологического процесса. Известно также, что хорошо раскристаллизованный бемит повышает температуру вскрываемости бокситов и расходование щелочных растворов. Исходя из изложенного, следует, что уже сейчас настало время приступить к выделению на технологических картах глиббситовых бокситов с преобладанием моноклинного шамозита, бемитовых бокситов с повышенным содержанием ортогонального или моноклинного шамозита.

Таким образом, закономерности распределения шамозита в породах бокситового комплекса контролируются фаунистической обстановкой на стадии диагенетического преобразования бокситового вещества, что позволяет использовать шамозиты как индикаторы среды осадконакопления на площадях распространения бокситов и богатых железных руд в средневизантийское время.

Л и т е р а т у р а

1. Богунова Л.С. Геохимические условия формирования коры выветривания докембрийских образований и стратиграфическое положение бокситов в Белгородском районе. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М., 1970, вып. 6.

2. Бриндли Г.В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура гли-

нистых минералов. М., 1965.

3. Звягин Б.Б. К теории полиморфизма минералов из двухэтапных (каолиноподобных) слоев. - Кристаллография. М., 1962, №1.

4. Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., 1964.

5. Никитина А.П., Сиротин В.И. С шамозитизацией в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА. - В кн.: Коры выветривания. М., 1967, вып. 3.

6. Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антиклизы и ее бокситоносность. М., 1968.

7. Сиротин В.И. Минералогические типы и условия образования Белгородских бокситов. - В кн.: Генезис бокситов. М., 1966.

8. Сиротин В.И. Глиноzemные коры выветривания и остаточные бокситы. - В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Воронеж, 1972.

9. Сиротин В.И. История минералов свободного глиноэзема в эволюции палеогено-минералогических типов бокситов КМА. - Литология и полезные ископаемые, 1975, №6.

10. Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Бурляева Н.П. Вертикальная эпигенетическая зональность бокситов - латеритов КМА. - Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии. Воронеж, 1974.

11. Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Бурляева Н.П. О строении и вещественном составе глиноzemной коры выветривания КМА. - В кн.: Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антиклизы. Воронеж, 1979.

12. Сиротин В.И., Бунеев В.Н. Значение рентгеноструктурного анализа и изучение шамозитов как индикаторов стадиального преобразования бокситов. - В кн.: Рентгенография минерального сырья. Воронеж, 1979.

13. Сиротин В.И. Стадиальный анализ древней глиноzemной коры выветривания КМА. - В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М., 1980.

А.Д.С а в к о

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ
В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

В течение верхнепротерозойского и фанерозойского времени Воронежская антиклиза в целом и ее отдельные части неоднократно представляли собой сушу, что устанавливается по многочисленным перерывам в осадконакоплении, наличию разновозрастных кор выветривания [9] и континентальных отложений. В эпохи континентального развития антиклизы формировался рельеф, это эрозионно-денудационные и аккумулятивные формы, изменялись источники сноса, направления эрозионной сети, конфигурация приемных бассейнов. Одновременно происходило образование различных полезных ископаемых, связанных с корами выветривания, продуктами их переотложения, а также с процессами аккумуляции при рельефообразовании. С учетом этого были выделены ряд континентальных эпох различной длительности, для которых построены палеогеоморфологические карты. В данной работе приводится характеристика трех из них – досреднедевонской, раннефранской и позднефаменской.

При построении палеогеоморфологических карт в первую очередь использовались геологические методы, в частности метод анализа палеогеографических, литологического и географических карт, где показана палеогеографическая ситуация, литология, фации, мощности. При этом карты изопахит являлись одновременно и изогипсами погребенного рельефа поверхности к концу перерыва. С помощью карт восстановлены общие черты геологических и физико-географических условий морфогенеза, получены данные о процессах рельефообразования. Анализ мощностей даёт представление об особенностях рельефа (впадины, возвышенности), использование методов палеогеоморфологического анализа позволило восстановить господствовавшие рельефообразующие процессы для каждой выделенной эпохи, а также физико-географические условия развития рельефа.

В процессе составления палеогеоморфологических карт выделение отдельных элементов рельефа производилось на основании наличия структурных несогласий, реальной смены пород, остатков кор выветривания, фиксировавших древние пеноплены, поднятий и впадин оконтур-

ренных на картах изогипс поверхности выравнивания. По степени сохранности кор выветривания, эрозионно-денудационной переработке поверхности перерыва и выделялись различные типы рельефа. Раккое значение для трассирования древних долин придавалось изучению аккумулятивных отложений, их распространения, мощностей, гранулометрии.

Наиболее хорошо сохранились аккумулятивные прибрежно-морские и морские формы рельефа, несколько хуже – дельтовые. Морские и прибрежно-морские отложения изучались с целью установления их вещественного состава, мощностей и гранулометрии для выяснения фациальной принадлежности с последующим выделением типов рельефа.

Поскольку поверхность кристаллического фундамента Воронежской антиклизы перекрыта различными по возрасту отложениями, формирование ее затянулось на долгие миллионы лет – от верхнего протерозоя до мезозоя. Однако первоначальная поверхность выравнивания Воронежского массива была заложена в верхнепротерозойское время, когда Воронежский и Украинский массивы составляли единый Сарматский щит. На месте горной страны, сложенной мощными толщами архея, никакого и среднего протерозоя, сформировался крупный пеноплен, в пределах которого была раздита мощная кора выветривания [10]. Останицы этого пеноплена с остаточным элюзием, перекрытым верхнерифейскими отложениями, лучше установлены на северо-западе антиклизы и южных частях пачельского авлакогена, на границах его с Воронежским массивом и Токмовским с водой.

На северо-западе рассматриваемого района (северо-запад Брянской и запад Орловской областей) кора выветривания сохранилась на площадях, перекрытых вендскими (Болынская серия) и девонскими отложениями. В поле развития девонских отложений – скрыты глинисто-песчанистые образования рифейского возраста, застывшие на маломощных корах в понижениях кристаллического фундамента на северо-западе антиклизы. Их возраст, как и возраст кор выветривания, распространенных значительно, датируется верхнерифейским временем, поскольку минеральный состав кор выветривания, перекрытых среднедевонскими отложениями, не отличается от минерального состава кор, залегающих под рифейскими породами. В пользу этого предположения свидетельствует пространственная близость выветреных пород, перекрытых верхнерифейскими и среднедевонскими образованиями. Наличие останцов верхнерифейских отложений под чибетскими свидетельствует о разрыве в преддевонское время верхне-протерозойских пород с

различной глубиной эрозионного среза.

На северном склоне Воронежского массива на границе с Московской синеклизы гидрослюдисто-каолиновая кора выветривания докембрийских пород перекрывается волынскими отложениями. Анализ палеогеографической обстановки в перерыве между риффом и вендом показывает, что это время характеризуется холодным климатом, так как в основании волынской серии залегают ледниковые образования [8]. Естественно, что в таких условиях формирование каолиновой коры выветривания исключено. Следовательно, коры выветривания, перекрываемые волынской серией венда, образовались в предверхнерифейское время. Это подтверждается идентичностью профилей выветривания на одинаковых по составу материнских породах, перекрываемых как рифейскими, так и вендинскими образованиями.

Распространение останцов доверхнерифейского пленеплена обусловлено зонами глубинных разломов, которые определили положение блоков кристаллического фундамента в фанерозое. Следует отметить, что в девоне и в последующее время не происходило коренных изменений поверхности кристаллического фундамента, поскольку его рельеф в додевонское и раннедевонское время мало отличается [7]. Вместе с тем, несмотря на "консервативный" характер рельефа, в результате выветривания в отдельные этапы излесозойской истории антиклины происходило его "плавление".

В течение всего раннего палеозоя (около 150 млн. лет) Воронежская антиклиналь представляла собой сушу, в пределах которой формировалась эрозионно-денудационная поверхность выравнивания, вплоть до перекрытия ее на значительной части территории среднедевонскими отложениями. Досреднедевонская поверхность залегает на глубинах от первых метров до 1,8 км и имеет абсолютные отметки +20–1200 м. В северной части она сложена прибрежно-морскими отложениями венда (аккумулятивная равнина), а в западной, на границе структуры (Клиники), – континентальными породами верхнего риффа (рис. I).

Большая часть досреднедевонской поверхности представлена пленепленом, который зафиксирован корами выветривания, развитыми на докембрийском субстрате. Рельеф в пределах пленеплена плоский, пологоувалистый, однако в районе КМА отмечается мелко-грядовый оставочный рельеф, обусловленный наличием гряд железистых кварцитов, возвышающихся до 100–150 м над участками, сложенными гнейсами и сланцами [2]. Коры выветривания на породах кристаллического фундамента

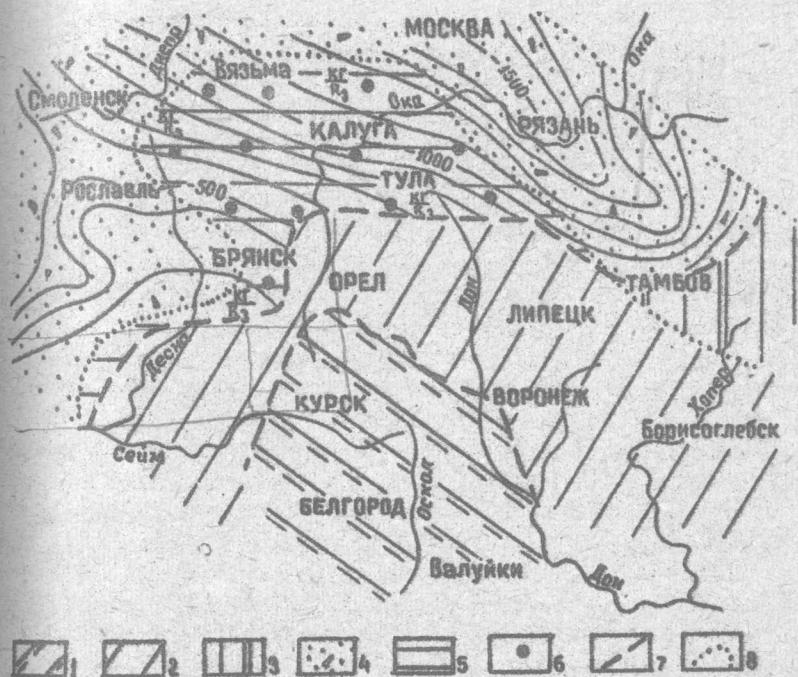


Рис. I. Палеогеоморфологическая схема территории Воронежской антиклинали на начало среднедевонского времени. Формы рельефа досреднедевонской поверхности: 1—холмогорье, возникшее на завершающих стадиях разрушения горной страны; 2—денудационная равнина; 3—пластово-денудационная равнина. Останцы аккумулятивных форм рельефа верхнего протерозоя; 4—континентальные породы рифей/пески и песчаники с обломками и глибами; 5—прибрежно-морские отложения венда/глины и алевриты; 6—верхне-протерозойские коры выветривания; 7—граница распространения аккумулятивных форм рельефа в палеопротерозойского пленеплена; 8—граница распространения протерозойских отложений.

по составу каолиновые с примесью гидрослюды, монтмориллонита, мощность от I до 10-15 м. Наибольшие мощности коры отмечаются в южной части антиклизии, где они проработаны лучше. Особенно это относится к корам выветривания, залегающим под московскими и более молодыми отложениями среднего девона.

На железистых кварцитах развиты богатые руды, а на границах железистых кварцитов со сланцами - линейные коры выветривания мощностью до 150-200 м. В самой южной части региона располагается дедукционное плато, унаследованное и преобразованное от верхнерифейской эпохи выравнивания горной страны.

Раннефранская эпоха

Составленная на это время палеогеоморфологическая карта моделирует сложную поэзигнатическую палеоповерхность на начало петинского века (рис.2). Время формирования поверхности охватывает весь франский век (8-10 млн. лет). Начало образования доверхнефранского рельефа относится к перерыву между живетским и франским веками, югда на значительной части юга территории, почти до широты г. Липецка море отступило и начала формироваться маломощная кора выветривания. Реликты этой коры достаточно четко стратифицированы, поскольку в ряде мест она развита по живетским породам, а перекрывается нижнечигровскими. Ее мощность на осадочных породах достигает 5-7 м [9].

Формирование коры предшествовала крупная перестройка структурного плана рассматриваемой территории, что сопровождалось интенсивными тектоническими движениями и вулканической деятельностью. Вулканы и продукты их извержения известны на юго-востоке антиклизии, детально описаны и нанесены на карту [1]. С вулканической деятельностью связаны повышенные количества ильменита в истребовских отложениях, при выветривании и размыве которых на рубеже живетского и франского веков формировались ильменитсодержащие россыпи. Кроме того, с продуктами основного вулканизма на юго-востоке антиклизии И.Н. Быков связывает перспективы нахождения алмазов.

Эффузивный вулканизм позднего живета на границе живетского и франского веков на юго-востоке сменился излиянием базальтовыхlav, поверх которых показаны на карте. Мощность базальтов достигает 70 м. На них обычно развита кора выветривания, представленная окристо-глинистыми образованиями мощностью до 3-15 м. В профилях вы-

ветривания выделяются три зоны (начального, промежуточного и почвенного разложения), причем верхняя имеет наибольшую мощность. Эта кора перекрывается континентальными отложениями, содержащими спорово-пыльцу петинско-воронежского возраста. В самих базальтах известны ксенолиты известняков, содержащих фауну семилукского возраста. Следовательно, возраст этой коры определяется достаточно строго - период между семилукским и петинским временем (между верхним и нижним франом). Кроме того, кора выветривания развита на осадочных породах живетского возраста и частично на гранитоидных породах юго-востока Воронежского кристаллического массива. Она представлена кварцево-каолиновыми породами, иногда интенсивно окисленными. Формирование этой коры могло происходить в течение всего раннефранского времени. Она сохранилась в виде полосы, протягивающейся от г. Козого Оскола до крайнего юго-востока, и фиксирует пенепленизированную поверхность, сформированную в течение раннефранского времени.

Раннефранская пенепленизированная поверхность контролируется тектоническими уступами, совпадающими с зонами крупных тектонических нарушений, которые выражены как в докембрии, так и в осадочных породах, где по ним осуществлялся фациальный контроль в течение ряда эпох в фагерозе. Значительная часть материала кор выветривания рассматриваемой поверхности была снесена на восток и дала начало породам майонской толщи, имеющей верхнефранский - феменский возраст и выполняющий крупную депрессию на юго-востоке антиклизии [4,6].

К юго-западу от пенепленизированной поверхности находится крупный останец досреднедевонской поверхности выравнивания, в пределах которого располагался главный водораздел, разделяющий древние палеобассейны, находившиеся в пределах Подмосковной синеклизии и Днепровско-Донецкой впадины. Эта поверхность сложена криоталиническими породами архея и протерозоя. Ее формирование началось в рифейское время и на начало позднефранского времени поверхность представляла собой выровненную территорию с грядами железистых кварцитов и зашатых в них маоридных сланцев. Гряды железистых кварцитов в силу большей устойчивости к процессам эрозии всегда возвышались в рельефе докембра. Коры выветривания на них, за исключением верхних частей, имеют более древний, чем доверхнефранский [II], доверхнерифейский возраст, что свидетельствует о пенепленизации

рельефа этой части территории в позднерифейское время.

К северу от донорифейской пенепленизированной поверхности расположается пластово-денудационная равнина, протягивающаяся с параллельно береговой линии. Ширина ее западной части не превышает 25-30 км, в то время как восточной достигает 50-60 км. Она сложена осадочными породами живетского и в меньшей степени раннефранского времени. Пластово-денудационная поверхность формировалась в течение всего ракифранского времени и являлась источником сноса для петинского моря, где песчано-глинистые образования имеют кварцево-каолиновый состав [7].

Береговая линия петинского бассейна имела сложную конфигурацию и контролировалась линиями тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Волны пас в ряде случаев обнаруживаются участки, где отложения в значительной мере представлены песчано-глинистыми отложениями, которые являлись конусами выноса терригенного материала с континента. Область распространения дельтовых отложений протягивается параллельно береговой линии, имеет сложную конфигурацию с выступами в сторону развития лагунных и морских отложений. Этим выступам должны соответственно быть речные долины из сухих. Они предположительно показаны на карте пунктирными линиями (см. рис. 2).

Среди других аккумулятивных форм рельефа выделяются прибрежно-морские и мелководно-морские. Прибрежно-морские отложения непосредственно примыкают к континенту и представлены глинами, пересиливающимися с известняками, причем глины резко преобладают. Ширина прибрежно-морской полосы колеблется от 10 до 100 км. Мощность супесчано-глинистых отложений здесь достигает 25-30 м. На севере аккумулятивную равнину слагают мелководно-морские глинисто-известковые породы. При этом в западной части карбонаты резко преобладают над глинами, в то время как в восточной части они находятся примерно в разных количествах. Это объясняется тем, что западный участок рассматриваемой территории представлял собой полуизолированный участок моря с пониженным привносом терригенного материала. По направлению на запад он переходил в засоленную лагуну, в которой формировались эвапориты. Восточная часть являлась участком нормального мелководно-морского бассейна с умеренным привносом глинистого материала, что указывает на выровненность сухих в источниках сноса.

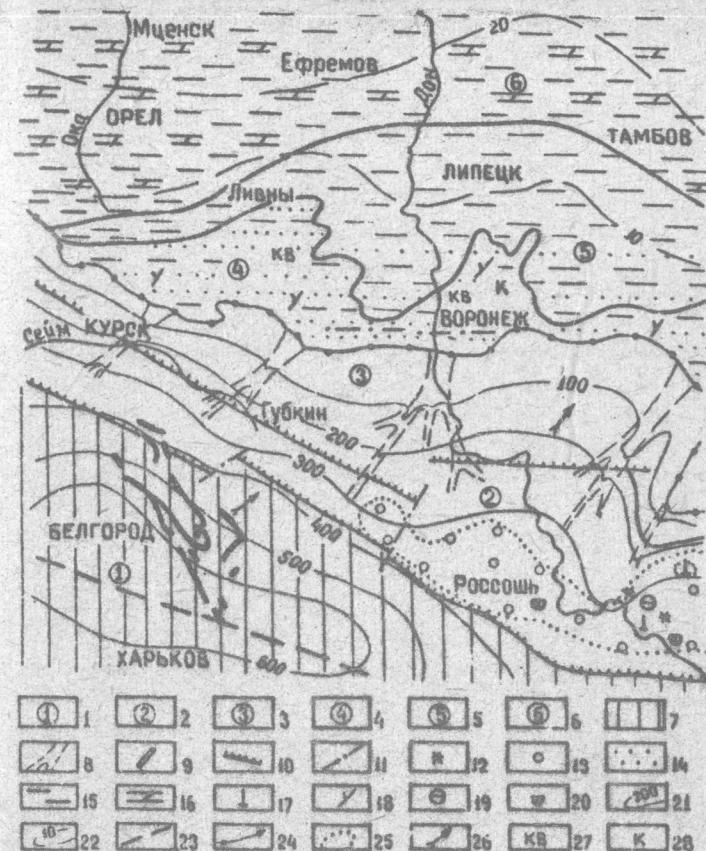


Рис.2. Палеогеоморфологическая карта Воронежской антиклинали в позднерифейское время: 1-пачеплан слабо расчлененный, преимущественно полого-волнистый; 2-равнинные эрозионно-денудационные слабо расчлененные; 3-слабо расчлененные денудационно-аккумулятивные, преимущественно денудационные с участками локальной аккумуляции; 4-дельтовые; 5-прибрежно-морские, временами заливавшиеся морем; 6-шельфовые. Возраст рельефа предшествующих эпох: 7-додевонский. Элементы рельефа: 8-речные долины предполагаемые; 9-гряды и останцы эрозионно-денудационные; 10-уступы тектонические; 11-разрывы, выраженные в рельефе; 12-вулканы; 13-коры выветривания. Состав коррелирующих образований: 14-пески; 15-глины; 16-карбонатные породы; 17-лавы; 18-растительный детрит. Псевдозные исключенные: 19-титан; 20-керамические глины. Прослои обозначения: 21-палеозойческий, в м; 22-линия главного водораздела; 23-изопахиты отложений петинского горизонта, в м; 24-береговая линия моря; 25-границы литологических разностей пород; 26-главные направления сноса обломочного материала; 27-коры выветривания; 28-каолинит.

Чтобы упомянутых перспективных поисков на титан и алмазы вполне вероятно нахождение в юго-восточной части антиклизии месторождений каолиновых глин, приуроченных к корам выветривания и продуктам их ближайшего первоотложения.

Поволжско-башкирская эпоха соответствует завершающему этапу девонского осадконакопления (5-10 млн. лет) – подъему большей части территории и формирование залегающее на поверхности выравнивания. Морской бассейн сохранился только в северной части антиклизы, в то время как центральная и южная части представляли континент. Для этого времени характерно широкое развитие карбонатных отложений в аккумулятивных формах, что является следствием климатических условий. Кроме климатических особенностей важную роль в образование рельефа играл тектонический фактор, впервые в истории антиклизии обусловивший заложение крупной эрозионно-структурной депрессии на южном склоне, которая выполнена комплексом алювиальных осадков [4, 6].

На юго-востоке рассматриваемой территории на палеогеоморфологической карте (рис.3) выделяется реликтовая палеоповерхность до верхнейрифейского возраста, о чем говорит наличие корней коры выветривания этого времени [11]. В течение раннего палеозоя, как указано ранее, происходила переработка эрозионно-денудационной равнины, сформированной в позднем протерозое, но основные черты ее сохранились не только до фаменского, но и даже до мезозойского времени. Это подтверждается сходством рельефа фундамента в районах гряд железнистых кварцитов (наиболее изученных в связи с изысканиями железорудных месторождений), перекрытого среднедевонскими, каменноугольными и просками отложениями [8]. Вместе с тем отмечается, что наиболее снизелированы гряды под самыми молодыми образованиями.

Эрозионно-денудационная равнина типа пенеплена сложена кристаллическими породами архея и претерозоя, причем железнистые кварциты с зашатыми между ними стяжками обрывают многокилометровые вытянутые гряды корней от сотен метров до первых километров. Гряды имеют северо-западное и меридиональное простирания и разделены широкими депрессиями, сложенными гнейсами и гранитоидами [2]. Отмечается резкая дифференциация рельефа в районах развития гряж железнистых кварцитов. В пределах остаточного пенеплена проходил главный водораздел, который разделял бассейны морей на территориях

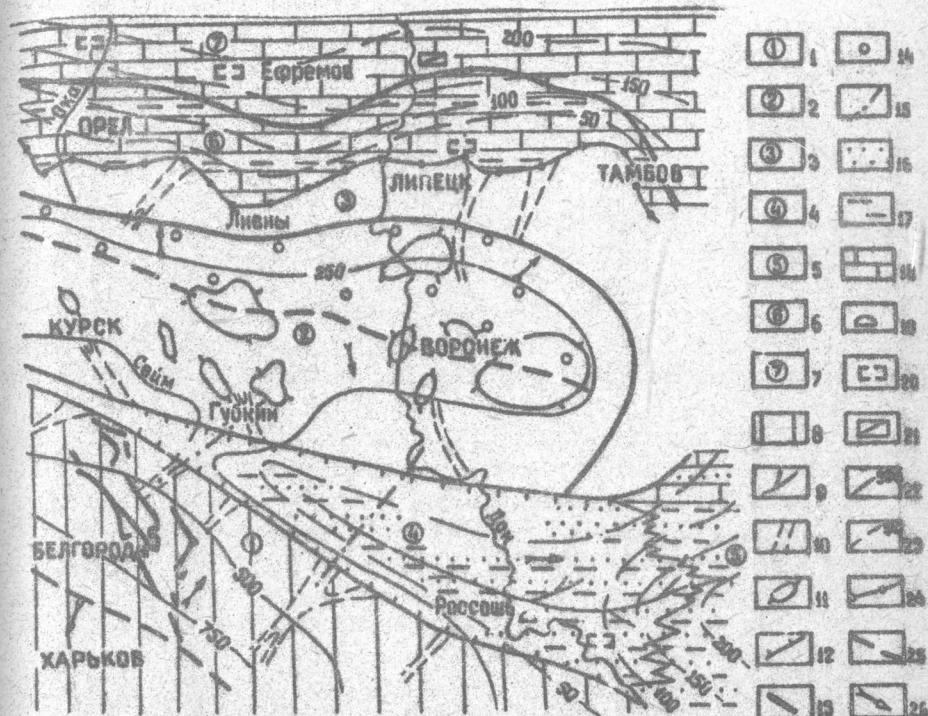


Рис.3. Палеогеоморфологическая карта Воронежской антиклизии на позднефаменское время: 1-пенеплен; равнины: 2-денудационная слабо разчлененная; 3-прибрежно-морская денудационно-аккумулятивная; 4-аллювиальная; 5-дельтовая; 6-прибрежно-морская; 7-шельфовая. Возраст палеорельефа: 8-додевонский. Элементы рельефа: 9-руслы рек; 10-предполагаемые речные долины; 11-крупные эрозионно-денудационные останцы; 12-уступы тектонические; 13-структурные гряды, сложенные кварцитами; 14-палеокарст; 15-разломы, выраженные в рельефе. Состав коррелятивных образований: 16-пески; 17-глины; 18-известняки и доломиты. Полезные ископаемые: 19-каолин; 20-строительные материалы; 21-металлургические доломиты. Прочие условные обозначения: 22-палеозигогипсы, м; 23-изопахиты отложений фаменского яруса, м; 24-морская береговая линия; 25-линия водораздела; 26-направления сноса обломочного материала*.

*Составлено с использованием материалов В.П.Лукьянова

Подмосковной синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины, поэтому данный район наиболее привлекателен.

К северу от остаточной днепровской поверхности располагалась денудационная равнина, отделенная от нее эрозионно-структурной депрессией, выполненной песчано-каолиновой толщей. Денудационная равнина занимает наибольшую площадь и расположена в центральной части рассматриваемой территории (рис. 8). Здесь отмечается еще один водораздел, отделяющий морской бассейн Московской синеклизы от алювиальной равнины в пределах эрозионно-структурной депрессии. Севернее от водораздела крило пластово-денудационной равнины пологое, южное — более крутое. С северной части равнины снос терригенного материала был незначительным, что подтверждает наличие карбонатных пород в лагунно-морских и прибрежно-морских отложениях позднего фемена. В то же время с южного криля на алювиальную равнину терригенный материал сносился в больших количествах. Это можно объяснить тем, что в пределах северного склона депрессионной равнины были сложены карбонатными породами верхнефранского и феменского возраста, а в ее южной части на поверхность выходили калинфранские глинисто-песчаные образования и кора выветривания по нему [9], которые размывались и транспортировались на юго-восток.

В пределах денудационной равнины выделяются пологие куполовидные поднятия ($20 \times 30 \text{ км}^2$), выявленные по картам изогипс южных отложений феменского яруса [4]. В полосе, примыкающей к морю, показаны предполагаемые русла палеорек, приуроченных к тектоническим зонам, фиксируемым по относительно повышенным содержаниям обломочного материала в лагунно-морских фациях. На северном криле по переходу палеовысот отмечается тектонический уступ, который отделяет более пониженную часть северного криля от приводораздельной.

Эрозионно-тектоническая депрессия, заполненная мимонскими проливально-аллювиальными отложениями, протягивается с северо-запада на юго-восток, где у самой юго-восточной границы региона она сложена дельтовыми образованиями. В зоне Павловского выступа породы мимонской толщи размыты на значительной площади, в южной части региона они отмечены только в районе Курского грабена, а на остальной территории размыты. Вполне вероятно, что площадь их распространения (верховья долины) была значительно меньше, чем

в восточной части.

Мощность мимонской толщи колеблется от 0 до 150 м. Она сложена породами кварцево-каолинового состава и представлена двумя пачками [4, 6]. Нижняя пачка (красноцветная) сложена продуктами выветривания коры выветривания эфузивно-осадочных образований девона и пород фундамента. Она является континентальным аналогом верхнефранских морских отложений, полифациального состава, включает гидравлические, аллювиальные, дельтические-проливальные отложения. Верхняя фации пачка (сероцветная) имеет циклическое строение, представлена песками и песчаниками с прослоями каолиновых глин в разной степени песчанистых и алевритовых. В основании толщи, слагающих циклы, местами наблюдаются прослои конгломератов и галечников. В составе пачки выделяются русловые и пойменные отложения, которые в юго-восточном направлении сменяются нормально-морскими отложениями.

Помимо аллювиальных отложений широко развиты проливально-дельтические. Они представлены слабо сортированными кварц-каолиновыми породами с заметной градационной слоистостью, для которой характерна преу占领енность крупных фракций к подошве, а мелких и глинистых — к кровле ритмов. Мощности последних достигают 5-10 м, что указывает на значительные масштабы проливально-дельтических процессов, специфику формирования мимонской толщи за счет продуктов переотложения раннегранских коры выветривания [9]. При этом следует отметить, что в феменское время климат в пределах региона был близким к аридному (наличие доломитов и гипсов этого возраста на северном склоне антиклинали). Рыхлый материал коры выветривания, не закрепленный растительностью на водоразделах и склонах, во время дневных дождей легко смылся в долины, давая копусы выноса слабо сортированного материала.

Переход отложений песчано-каолиновой толщи в нормально-морские осуществлялся через дельтовые фации, которые по составу сходны с аллювиальными образованиями, но отличаются от них лучшей сортированностью, мелкозернистостью, наличием тонкоотмученных глин с горизонтальной слоистостью. Во внешней части дельты среди каолиново-кварцевых пород появляются известняки, количество которых быстро нарастает к востоку. Одновременно происходит выклинивание песков и алевролитов, что приводит к резкому преобладанию в терригенно-зональной части разреза глин. К юго-востоку верхнегранские и

фаминские отложения представлены лагуно-морскими и прибрежно-морскими фациями.

Наличие алиювальных отложений и изменение их мощностей дает возможность определить региональный уклон территории и палеовысот по методу М. В. Проничевой [5]. Мощность мамонской толщи меняется от 0 до 160 м на расстоянии 50 км по поперечному профилю депрессии, следовательно, (= 8,8 м/км. Этот уклон довольно значителен, и по нему можно судить о залегании воздымания территории к юго-западу, где проходит линия главного водораздела. Вычисление по указанному методу палеовысоты в самой юго-западной части территории достигают 700–800 м над уровнем моря. Правый борт праустровской части зеркально-тектонической депрессии сложен гранитоидами. Рельеф поверхности здесь спокойный, осложненный невысокими пологими холмами, возвышающимися на 20–40 м, и широкими мелкими эрозионными долинами [7].

В северной и восточной частях региона отмечаются субаквальные, аккумулятивные формы рельефа (лагуно-морская и прибрежно-морская равнины). Они сложены карбонатными породами – известняками и доломитами. В лагунных фациях отмечаются глины, а также песчанистые доломиты и известняки. В верхней части разреза широко развиты отложения солеродной лагуны, представленные эвапоритами – гипсами и ангидритами. Общая мощность карбонатных пород фаминского яруса составляет 160 м, а вместе с верхиадранскими – около 800 м.

Полезные ископаемые отмечены в аккумулятивных формах рельефа. На юге территории мамонская толща перспективна на каолины, строительные и бетонные пески, огнеупорное сырье. С карбонатной толщей связаны металлургические и строительные доломиты, технологические известняки, а также гипсы, слагающие заволжский горизонт несколько севернее рассматриваемой территории.

Л и т е р а т у р а

1. Быков И. Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антиклизы. Воронеж, 1975.

2. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М., 1972, т. I, кн. 2.

3. Долгих Г. Г., Савко А. Д. Литолого-палеогеографическая ха-

рактеристика верхне protерозойских образований северного обрамления Воронежской антиклизы. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976.

4. Лукьянов В. Ф., Раскатов Г. И. Некоторые структурные и генетические особенности песчано-каолиновой мамонской толщи в пределах юго-восточной части Воронежской антиклизы. – Тр. Воронеж. ун-та. Воронеж, 1970, т. 70.

5. Проничева М. В. Палеогеоморфология в нефтиной геологии. И., 1973.

6. Раскатов Г. И. к др. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж, 1976.

7. Савко А. Д. Распределение глинистых минералов и некоторые черты палеогеографии в девоне Воронежской антиклизы. – В кн.: Литотектоны в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизы. Воронеж, 1975.

8. Савко А. Д. История развития поверхности кристаллического фундамента Воронежской антиклизы в верхнем протерозое и фанерозое. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрая Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976.

9. Савко А. Д. Этапы корообразования в истории Воронежской антиклизы. Воронеж, 1979.

10. Савко А. Д., Кабин А. В. Верхнепротерозайская кора выветривания северо-запада Воронежской антиклизы. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрая Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.

II. Савко А. Д., Сиротин В. И. К вопросу о распространении позднепротерозойской коры выветривания в пределах Воронежской антиклизы. – В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрая Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1976.

УДК 550.42

А. Д. Савко,
В. М. Стасков,
В. А. Устиновский

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ВИЗЕЙСКИХ ГЛИНАХ КМА

С визеискими отложениями КМА связан ряд полезных ископаемых,

в том числе железные руды, бокситы, сухарные глины. Породы, несущие в себе признаки различных фациальных обстановок визейского времени, наиболее полно сохранились в районах развития гряд хемистых кварцитов с прилегающими к ним участками сланцев и гнейсов. В разрезе визейских отложений широко развиты озерно-болотные образования, по простирации сменяющиеся лагунными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими (см. рисунок). Коры выветривания на хемистых кварцитах и сланцах дали богатые железные руды и бокситы, однако основная часть ранневизейских кор состоят из кварцево-гидрослюдисто-каолинитовых пород, за счет которых сформировалась терригеническая часть визейского разреза, в том числе и глины, минералогия которых изучена с большой детальностью [5].

Анализ минерального состава глин по направлению от континента к морю показывает смену каолинитовых и гидрослюдисто-каолинитовых ассоциаций монтморилонитовой, что влечет за собой увеличение сорбционной ѹмкости глини.

Для выявления особенностей поведения малых элементов в различных фациальных обстановках, выделенных ранее Н. П. Ложаниновым с соавторами [9], количественным спектральным методом проанализировано 160 глинистых фракций размером $< 0,002$ мм. Результаты обработаны на ЭВМ с целью проверки согласованности эмпирических распределений содержания микроэлементов с нормальным и логнормальным законами, проведенной по оценкам асимметрии и эксцесса. Кроме того, для получения дополнительной информации об особенностях распределения малых элементов в глинах различных фациальных зон вычислены коэффициенты корреляции между всеми парами элементов.

Анализ поведения малых элементов в различных фациальных зонах визейского яруса позволяет выделить среди них три группы:

I. Элементы, содержание которых уменьшается при удалении от суши, — Ti, Zr, Nb, Ga, V, Sr, Mo, Ag.

II. Элементы, содержание которых увеличивается в морских отложениях по сравнению с континентальными, — Mn, V, Zn, Ni, Cu, Co, Pb, Y, Sc, Be, Yb, Sn.

III. Щелочные малые элементы Ba и Sr.

Среди элементов первой группы лишь количества ниобия находятся на уровне клаирковых. Содержания бора (кроме коры выветривания) выше клаирков литосферы, но уступают клаиркам глинистых пород. Все остальные элементы достигают уровня клаирковых лишь в от-

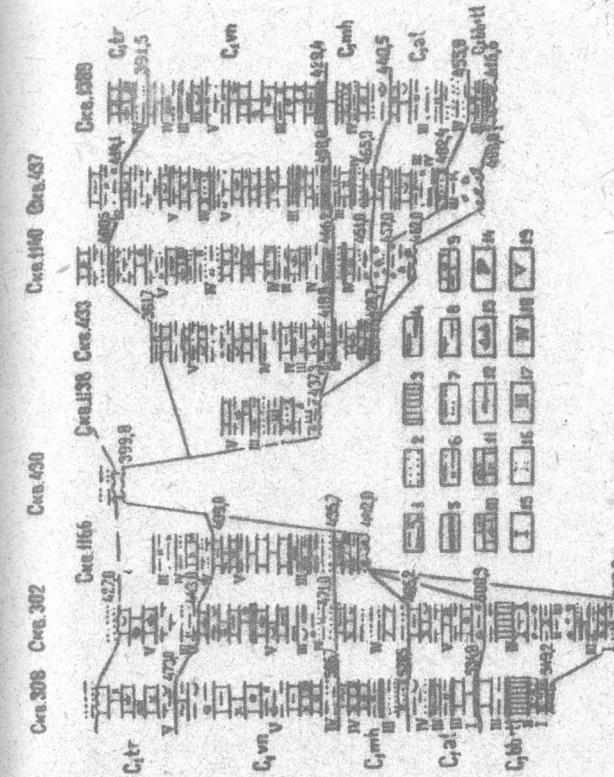


Рисунок. Схема распространения фациальных типов визейских глин в районах гряд хемистых кварцитов по профилю 1-19: 1 - пиромагнит-гасящие породы, 2 - пески, 3 - сухоречевые глины, 4 - глины, 5 - угли, 6 - песчаник-сланцы глины, 7 - аллюриты, 8 - известковистые глины, 9 - известняки, 10 - хемистические перекристаллизации, 11 - глинистые органогенные-обломочные породы, 12 - известковые остатки, 13 - кораллы, 14 - брахиоподы, 15 - делювиальные, 16 - морские, 17 - мактильные, 18 - берегово-морские, 19 - мелководно-морские.

дельных типах глин (см. таблицу)

Титан в глинах находится в нескольких формах, о чем свидетельствует распределение его содержаний согласно нормальному закону. Важнейшими из форм являются сорбционная, входящая в структуру спилактов и окисных титановых минералов. При этом содержание элемента в различных фациальных типах глин может меняться, что обусловлено минеральным составом глинистых пород, имеющих различную сорбционную способность, наличием алевритово-песчаной примеси, обычно обогащенной тяжелыми минералами, уменьшением количества каолинита во направлении от источников сноса. Так, в мелководно-морских глинах, по сравнению с прибрежно-морскими, возрастает роль сорбированного глинистыми частицами титана, в прибрежно-морских глинах он обычно находится в самостоятельных минералах. Такая смена форм нахождения приводит к утере ранее имевшихся корреляционных связей с цирконием, ниобием, ванадием.

Цирконий концентрируется обычно в самостоятельных минералах, однако его распределение в глинах всех фаций, за исключением лагунных, согласуется с нормальным законом, что указывает на возможность присутствия этого элемента в нескольких формах. В лагунных глинах оно подчиняется логнормальному закону, что свидетельствует о нахождении его в одной преобладающей форме, вероятнее всего, в составе циркона, поскольку цирконий не обнаруживает корреляционных связей ни с одним из элементов, которые в большинстве случаев содержатся в глинах в сорбированном состоянии.

Содержание ниobia в глинах коры выветривания, целикально-поливиалинк и озерно-болотных согласуется с нормальным законом, в лагунных и прибрежно-морских глинах сменяется логнормальным и не подчиняется ни одному из этих законов в мелководно-морских. Это свидетельствует о том, что в коре выветривания и континентальных глинах ниобий присутствует в нескольких формах. В лагунных и прибрежно-морских глинах он находится в одной преобладающей форме, вероятно, в титановых минералах, что подтверждает появление прямой корреляционной связи ниobia с титаном, которая утрачивается в мелководно-морских глинах с одновременным нарушением распределения по логнормальному закону. Последнее, вероятно, связано с разносом титановых минералов, содержащихся в глинах, и очаговым распределением ниobia.

Гадлий лишь в лагунных глинах присутствует в количествах, выше кларака литосфера, но меньше кларака для глинистых пород (24 г/т).

Таблица

Средние содержания малых элементов в коре выветривания и различные фациальные типы глин, г/т

Эле- мент	Клараки по А. Н. Ви- ноградову	Литосфе- ре	Кора вы- ветрива- ния	Фациальные типы глин				
				Дельви- оЗерно-Лагун-	Прибреж- но-Морс-	Болот- ные	водно- брюль- ные	морские
Tl	4500	4500	5000 ^x	4800	4100	3700	3800	3700
Zr	170	200	160 ^x	100	180	190	140	140
Nb	20	20	25 ^x	86	83	27	19	17
B	12	100	100	50	54	38	29	32
Cr	53	100	94 ^x	50	47	62	46	58
Mo	I, I	2	1	0,86	1,2	0,91	0,59	0,64
Mn	1000	670	210 ^x	400	500	700	980	570
V	90	130	60 ^x	87	58	52	48	88
Zn	88	80	80	60	46	41	36	64
Ni	58	95	28 ^x	21	32	44	34	71
Cu	47	57	45	40	40	35	37	52
Co	18	26	9	20	19	20	29	31
Pb	16	20	6 ^x	18	19	16	17	20
Y	29	30	7	10	11	8,8	8,8	13
Yb	0,83	8	1	1,1	1,8	1,8	0,9	1,6
Sn	2,5	10	2,5 ^x	4	6,1	4,9	3,6	5,1
Ba	650	800	460	55	80	150	140	160
Sr	340	450	80	25	58	110	280	260
R	литосфера		0,97	0,96	1,19	1,1	0,92	1,28
R	глин		0,58	0,6	0,68	0,67	0,61	0,76

^x Средние содержания по данным В. И. Саротина, Г. В. Войцеховского [6].

Во всех типах глин, за исключением лагунных, распределение галлия подчиняется нормальному закону, что свидетельствует о нескольких формах его присутствия. Он входит в кристаллические решетки глинистых минералов, поскольку имеет близкие свойства с алюминием и может изоморфно замещать его. Почти во всех типах глин галлий обнаруживает прямые корреляционные связи с никелем, цинком, кобальтом, марганцем, которые являются обычно сорбированными. Поэтому следует указать на нахождение галлия в сорбированном состоянии как на одну из форм присутствия. Уменьшение же концентраций галлия по направлению от источников спуска можно связать с уменьшением количества каолинита, содержащего алюминий, часть которого изоморфно замещена галием.

Бор, как и ранее рассмотренные элементы, обнаруживает довольно отчетливую тенденцию к уменьшению содержаний по мере удаления от суши. Распределение бора во всех типах визейских глин, за исключением озерно-болотных, подчиняется нормальному закону, что связано с нахождением этого элемента в нескольких формах (в решетках различных минералов, в том числе турмалина, в комплексе $\text{B}(\text{OH})_3$, на глинистых частицах и т.д.). В озерно-болотных глинах распределение бора не согласуется ни с нормальным, ни с логнормальным законами, что, очевидно, обусловлено очаговым распространением бора, поскольку озерно-болотные образования обогащены неравномерно распределенными в них органическими веществами, где могут быть сконцентрированы повышенные количества этого элемента [8, 10]. В литературе указывается [8] на возрастание количеств бора по направлению от суши к морю. В континентальных глинах визейского возраста бора больше, чем в лагунно-морских. Это предположительно можно объяснить преимущественным нахождением бора в решетках глинистых минералов и на иониках, образовавшихся в коре выветривания, затем размытых и перенесенных из континента в море, при этом концентрация бора в континентальных отложениях оказалась выше, чем в морских. Следует сказать, что значительная часть бора в растворенном состоянии вынесена в мировой океан.

Содержания хрома приближаются к клерковым в коре выветривания и значительно ниже в глинах всех фаций, не обнаруживая при этом никаких-либо четко выраженных закономерностей при переходе от континентальных обстановок к мелководно-морским. Это может быть связано с влиянием двух противоположных факторов — переносом и рассе-

ванием глинистого вещества коры выветривания, содержащего хром, и сорбцией этого элемента. В континентальных условиях преобладает рассеяние хрома, в то время как в лагунно-морских важную роль играет сорбция рассматриваемого элемента гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Характерной особенностью распределения хрома явится наличие его прямых корреляционных связей со многими элементами, хотя в мелководно-морских глинах он обнаруживает их только с ванадием, никелем и цинком, которые наиболее легко сорбируются глинами [1].

Мolibден в визейских глинах распределен по логнормальному закону, что свидетельствует об одной преобладающей форме нахождения этого элемента, возможно, в виде сорбированных органическими веществами катионов. На своеобразие распределения молибдена указывает отсутствие его прямых корреляционных связей с другими элементами в глинах всех фаций. Повышенные количества молибдена в озерно-болотных глинах могут быть связаны с его осаждением в сильно юстановительной среде в присутствии сероводорода, образующегося при разложении органических веществ.

Содержания элементов второй группы обычно меньше клерковых, причем минимальные концентрации отмечаются в коре выветривания. Количества кобальта, свинца, бериллия и иттербия и олова близки к клеркам этих элементов в нитосфере, но значительно уступают им клеркам в глинистых породах.

Содержания марганца в глинах постепенно нарастают по направлению от континента к морю, достигая максимума в прибрежно-морских фациях (980 г/т), и несколько уменьшаются в мелководно-морских. В последних, как и в коре выветривания распределение марганца согласуется с нормальным законом, тогда как в глинах других фаций подчиняется логнормальному закону. При этом в озерно-болотных и лагунных глинах марганец имеет прямые корреляционные связи с медью, в прибрежно-морских (при максимуме своего содержания) не имеет никаких связей, а в мелководно-морских связан с кобальтом ($r_{\text{0,05}} = 0,625$ при $r_{\text{доп}} = 0,428$) и галлием ($r_{\text{0,05}} = 0,498$ при $r_{\text{доп}} = 0,428$). Марганец может находиться в виде самостоятельных минералов, а также катионов, сорбированных глинистыми частицами [7].

Бенадий во всех типах глин обнаруживает многочисленные прямые корреляционные связи с другими элементами. Распределение его подчиняется нормальному закону, за исключением мелководно-морских

глии, где оно соответствует логнормальному, что с учетом наименьших содержаний этого элемента в них свидетельствует о преобладающей форме нахождения ванадия в виде сорбированных глинистыми частицами катионов.

Концентрации меди лишь в мелководно-морских глинах превышают клярк литосфера, а во всех остальных типах глии значительно уступают ему. В коре выветривания и прибрежно-дельтовых отложениях медь находится в нескольких формах (нормальное распределение), в озерно-болотных и лагунных (логнормальное распределение) – преимущественно в сульфидах, которые развиты в глинах. В прибрежно-морских образованиях помимо сульфидной заметную роль начинает играть сорбционная форма нахождения меди (нормальное распределение), которая в мелководно-морских является преобладающей (новое логнормальное распределение).

Количества цинка убывают по направлению от коры выветривания к прибрежно-дельтовым отложениям и озерно-болотным, лагунным и прибрежно-морским фациям и резко возрастают в мелководно-морских, глины которых отличаются повышенной сорбционной способностью. Распределение цинка во всех типах глии подчиняется нормальному закону, а в озерно-болотных, лагунных и прибрежно-морских одновременно и логнормальному. Все это свидетельствует о нескольких формах нахождения цинка в глинах, а в последних трех типах глии – о заметной роли одной из них, по аналогии с медью, вероятно, сульфидной. Отличительной особенностью цинка, как и меди, является широкий спектр его положительных корреляционных связей с различными элементами.

Содержание никеля достигает клярка литосфера лишь в мелководно-морских глинах, где оно увеличено в три раза по сравнению с корой выветривания. В ней, а также в континентальных отложениях, распределение никеля подчиняется нормальному закону, а в лагунно-морских – логнормальному. Учитывая значительное количество гидрослюдисто-монтмориллонитового компонента в последних, обладающих повышенными сорбционными свойствами, можно с большой долей уверенности предполагать, что основная форма присутствия никеля в них – сорбированные катионы.

Наименьшие количества кобальта (до 9 г/т) отмечаются в коре выветривания, что свидетельствует об интенсивном его выносе при выветривании. По направлению от источников сноса к мелководно-морским фациям количество кобальта увеличивается, и в морских отложени-

ях превышает клярковые в 1,5 раза. Характер распределения кобальта в отложениях различных фациальных зон очень сложный. В озерно-болотных глинах он согласуется с логнормальным законом, в лагунных – закон распределения не установлен, а во всех остальных типах глии удовлетворяет нормальному закону. Это свидетельствует о большой роли фациальных условий в геохимии кобальта. Из других особенностей следует отметить большое количество положительных связей кобальта с другими элементами.

Сходно с кобальтом в поведении свинца. Его наименьшие содержания (6 г/т) отмечаются в коре выветривания и достигают клярковых только в мелководно-морских фациях (20 г/т). Во всех типах глии распределение свинца согласуется с нормальным законом. В континентальных и лагунных отложениях этот элемент обнаруживает прямые корреляционные связи с медью, кобальтом, стронцием, барием, а в морских – не связан ни с одним элементом, что является особенностью геохимии свинца.

Наибольшие содержания иттрия, скандия и иттербия приурочены к мелководно-морским глинам (см. таблицу), где распределение элементов подчиняется логнормальному закону, это свидетельствует об одной преобладающей форме их нахождения – в виде сорбированных глинистыми частицами катионов. Во всех остальных типах глии отмечается несколько форм существования каждого из этих элементов, что подтверждается соответствием их распределений нормальному закону.

Количества бериллия находятся на уровне клярков и лишь в мелководно-морских фациях увеличены в 1,5 раза. Это объясняется повышенными сорбционными свойствами морских глии. Распределение бериллия подчиняетсяциальному закону, необходимым условием действия которого является наличие нескольких независимых форм при отсутствии. Наиболее вероятными из них являются сорбция этого элемента глинистыми минералами и вхождение в их решетки.

Наибольшие содержания олова отмечаются в озерно-болотных глинах. Его распределение всегда подчиняется нормальному закону, что может свидетельствовать о консервативности олова в различных типах глии, вероятнее всего, он находится в виде механической примеси, представляемой кассiterитом.

Третью группу составляют барий и стронций, имеющие в своем поведении много общего. В коре выветривания и глинах всех фациальных типов они присутствуют в количествах, значительно выше клярко-

вых и имеют довольно отчетливо выраженную тенденцию к увеличению содержаний при удалении от суши (см. таблицу). При этом возрастание содержаний стронция происходит значительно быстрее, чем бария.

В озерно-болотных отложениях барий и стронций связаны прямой корреляционной зависимостью ($r_{0,05}=0,721$ при $r_{\text{доп}}=0,849$). Отношение Sr/Ba составляет 0,7. Подчиняясь закону логнормального распределения, оба элемента обнаруживают прямые корреляционные связи с титаном, галлием, ванадием, цинком.

В глинах лагунных фаций барий и стронций утрачивают взаимосвязь, что указывает на расхождение путей их миграции. Изменяется и характер связей с другими элементами. Барий связан с цинком и бериллием, стронций — со свинцом и ванадием при обратной корреляционной зависимости с бором ($r_{0,05}=0,817$ при $r_{\text{доп}}=-0,278$). В отличие от озерно-болотных, в лагунных и морских глинах распределение рассматриваемых элементов подчиняется нормальному закону, что свидетельствует о появлении новых форм их находления. Отношение Sr/Ba составляет 0,78, что подтверждает сильно опресненный характер лагуны.

В прибрежно-морских глинах между барием и стронцием обнаруживается обратная корреляционная зависимость ($r_{0,05}=-0,414$ при $r_{\text{доп}}=0,825$), а отношение Sr/Ba составляет 1,57 (показатель морских условий). Проявление обратной корреляционной зависимости совсем не означает, что один из элементов накапливается, а другой выносится. Она указывает на разную скорость нарастания их содержаний по направлению от континента к морю.

В глинах морских фаций средние содержания бария и стронция самые высокие (см. таблицу). Отношение Sr/Ba достигает 1,62. При отсутствии корреляционной зависимости между собой они не имеют связей и с другими элементами. Это может свидетельствовать о том, что в отличие от большинства элементов, находящихся в морских глинах преимущественно в сорбированном состоянии, барий и стронций, вероятно, образуют самостоятельные минералы.

Анализ средних содержаний малых элементов в глинах различных фаций и коре выветривания показывает, что большинство из них находится в количествах, значительно уступающих кларкам глинистых

пород. Суммарные коэффициенты концентрации во всех типах глинистых и I (см. таблицу), причем наиболее высокие их значения характерны для озерно-болотных, лагунных и мелководно-морских глин.

Пересчет коэффициентов концентраций по кларку глинистых пород показывает, что во всех типах глинистых они меньше I. Наибольшую величину (0,76) имеют мелководно-морские глины, обладающие наилучшими сорбционными свойствами. Пониженные концентрации малых элементов в визейских глинах КМА по сравнению с кларковыми значениями для глинистых пород можно объяснить формированием их в основном за счет высокоокраевых продуктов переотложения кор выветривания [4], из которых значительная часть элементов была вынесена [2].

Таким образом, изучение поведения малых элементов в визейских глинах различных фациальных типов показывает, что по направлению от континента к морю их содержание изменяется. В зависимости от геохимических свойств элементов происходит увеличение концентраций одних из них и уменьшение других. При этом большую роль играют процессы механического разноса малых элементов вместе с глинистыми частицами в континентальных условиях и сорбционные свойства лагунно-морских глин преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Л и т е р а т у р а

1. Краускопф К.П. Факторы, контролирующие концентрации три-надцати редких металлов в морской воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1968.
2. Лукашев К.Н., Лукашев В.К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. Минск, 1967, кн.2.
3. Поделько Е.Я. Геохимические особенности накопления бора карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями доманика. — Геохимия, 1975, №5.
4. Савко А.Д., Хожанинов И.П. Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антиклизии. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизии. Воронеж, 1975.
5. Савко А.Д., Хожанинов И.П., Устиновский В.А. Распределение и генезис глинистых минералов в визейских отложениях Воронежской антиклизии. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизии.

- 70 -

антеклизы. Воронеж, 1977.

6. Сиротин В.И., Войцеховский Г.В. Некоторые данные о редких элементах в бокситах Висловского месторождения КМА.- В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1976, вып.3.

7. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., 1962, т.2.

8. Тимофеев П.П., Валеев Д.А., Пачаджанов А.Н., Адамчук И.П., Буриченко Т.И. К геохимии бора в морских терригенных отложениях.- Геохимия, 1976, №6.

9. Ходайнов Н.П., Аказимов С.Т., Бунеев В.И., Савко А.Л. Палеогеография и перспективная оценка бокситоносных отложений нижнего карбона Воронежской антеклизы.- В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975, вып.4.

10. Policky Josef, Tomáš Jan, Klíka Zdeněk. Bor jako indikátor paleosalinity sedimentálního prastředí. "Sv. GPO", 1976, N 11.

УДК 552.5:551.794

Т.В.Лазаренова

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
МИХАЙЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА
БЕЛГОРОДСКОГО РАЙОНА КМА

Отложения михайловского горизонта имеют почти повсеместное распространение на территории Белгородского района КМА. Мощности их весьма изменчивы - в депрессиях увеличивается до 32 м, а на повышенных участках палеорельефа уменьшаются до нуля. Породы михайловского горизонта залегают с разрывом на карбонатно-глинистых образованиях алексинского горизонта и на породах докембрия. Переименуются они отложениями веневского горизонта. Верхняя граница горизонта проходит по кровле сильно выщелоченных известняков и подтверждается комплексом фауны брахиопод и фораминафер [2].

Михайловский горизонт представлен в основном карбонатными

(70% мощности разреза) и в меньшей степени терригенно-глинистыми отложениями [9,11,12]. Среди карбонатных пород наиболее широко развиты известняки и глинисто-карбонатные породы (глинистые известняки, мергели) (см. таблицу). Весьма ограничено распространение доломиты. Карбонатные породы михайловского горизонта принадлежат преимущественно к мелководно-морским фациям. Характерна также фация стагмарийевых известняков.

Второе место по распространению занимают глины, приуроченные преимущественно к основанию и средней части михайловского разреза. Они разнообразны по минеральному составу (каолинитовые, каолинито-гидрослюдистые, гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, монтмориллонитовые) и фациальному характеру [9,11] (оверюболовые, лагунные, морские). Среднее содержание фракции <0,01mm в глинах составляет 76%, в гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах - 87% и более, а в алевритовых глинах снижается до 51,8% [11]. С алевритовыми глинами тесно связаны широко развитые в изучаемом районе глинистые алевриты и алевролиты.

На контакте с подстилающими алексинскими известняками встречаются мелковернистые слюдисто-кварцевые пески и песчаники, песчаники на известковом и глинистом цементе, неяснослоистые и горизонтально-слоистые, с автохтонными растительными остатками. Местами песчаники неравномерноизернистые, косослоистые. Песчаные отложения, вероятно, формировались в озерах, русловых частях рек, в прибрежных участках заливов.

С отложениями михайловского горизонта связаны осадочные железные руды и бокситы, принадлежащие к континентальным и лагунно-морским фациям [15].

Характерные для михайловского горизонта большая пестрота и новизнаность фаций в значительной мере связаны с доминированием палеорельефом, основными формами которого были гряды северо-западного простиранния, склоненные докембрийскими калеизистыми кварцитами и богатыми железными рудами, а также разделяющие их понижения.

Особенности палеорельефа, изменение соотношений карбонатных и терригенно-глинистых пород в разрезе и по плодородию, смена литолого-фациональных типов пород позволяют выделить на территории Белгородского района три литолого-фациональные зоны (см. рисунок), контуры которых приблизительно совпадают с границами палеованд-

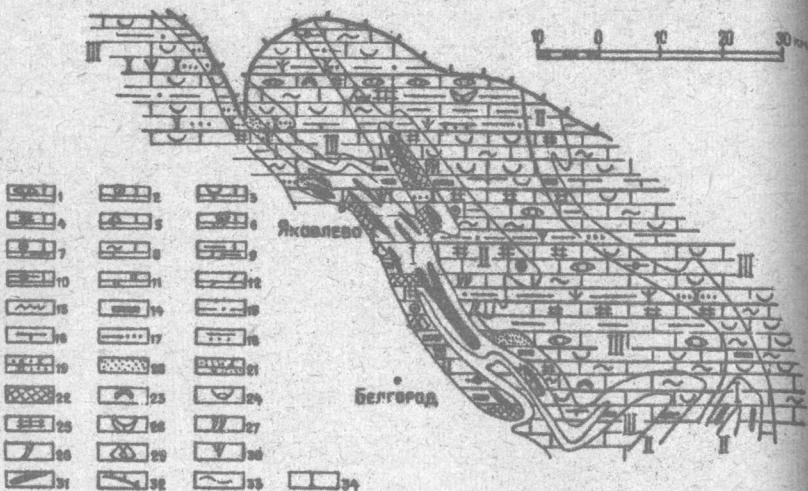


Рисунок. Схематическая литолого-фациальная карта михайловского горизонта Белгородского района КМА. Условные обозначения: известняки: 1-фораминиферовый, 2-криноидный, 3-мелкодетритовый, 4-пятнистый со стигматиями. Глинистые известняки: 5-брехиоподовый, 6-кораллово-брехиоподовый, 7-криноидный, 8-грубодетритовый, волнисто-слоистый, 9-мелкодетритовый, неяснослоистый, 10-узловатый, 11-доломиты, 12-мергели. Глины: 13-кальковые, 14-углистые, 15-алевритистые, 16-известковистые, 17-алевролиты глинистые, 18-переотложение алевритов с глинами, 19-алевролиты, 20-пески, 21-песчаники, 22-переотложенные железные руды, 23-хелваки кремия, 24-остракоды, 25-минералы, 26-пелеподы, 27-колониальные кораллы, 28-одиночные кораллы, 29-банки брахиопод, 30-автохтонные растительные остатки, 31-участки докембрия, не перекрывающиеся отложениями михайловского горизонта, 32-декудационная граница михайловского горизонта, 33-границы фациальных зон, 34-граница зон.

западных зон, установленных ранее Н.П.Хожаниным с соавторами [14]. Наиболее мелководная I зона приурочена к древнему водораздельному пространству, которое в михайловское время являлось островной сушей. В разрезе этой зоны одновременно широко развиты отложения, приводящие к морским (прибрежно-морские, мелководно-морские), континентальным (дельтовые-проливные, аллювиальные, озерные, болотные) и переходным (лагунно-заливные и др.) фациям. Около 55% мощности разреза слагают карбонатные породы. В основном они представлены глинистыми известняками (5-25% нерастворимого в HCl остатка), всеми выделенными среди них разновидностями (см. таблицу).

Таблица

Классификация карбонатных пород

Группа	Подгруппа	Тип	Разновидности известняков	Разновидности глинистых известняков
Органогенные	Биоморфные	Целькораковин-	Фораминиферо-	Брахиоподовые
		ные	ные	ные
				Брахиоподово- фораминиферовые
Органогенные	Биоморфно-детритовые		Остракодово-фораминиферовые	
		Крупнодетри-	Криноидные	Криноидные, брахиоподовые, кораллово-брехиоподовые, полидетритовые
Детритовые		титовые		
			Мелкодетри-	Полидетрито-
			тивые	тивые
Обломочные				Узловатые

Широко развиты в I зоне полидетритовые глинистые известняки с мелкодетритовой структурой. Они темно-зрой окраски, с неясно-сплошной текстурой, по составу пордообразующих организмов остракодово-фораминиферово-брахиоподовые, с остатками одиночных кораллов и криноидей, слабо перекристаллизованные. Известняки содержат виртилизированные углефицированные ахлохтоновые, реже автохтонные,

растительные остатки. В них отмечается алевритистая примесь кварца, а вблизи железорудных гряд палеорялефа — мартитовый материал. Мощность слоев — от 0,1 до 1 м. Описываемые известняки ассоциируют с глинами — алевритистыми с автохтонными остатками растений, углистыми и известковистыми.

Отложения сформировались на небольшой глубине, вблизи суши. Подвижность воды была слабой, о чем свидетельствуют глинистость и микрослоистость. Сильная притирка пород говорит о восстановительной обстановке яловой среды. Фации мелководно-морские, переходящие в магуино-заливные.

Значительное распространение в I зоне имеют также полидетритовые глинистые известняки с крупнодетритовой структурой. Они от серой до темно-серой окраски, с волнисто-слоистой текстурой, острако-диско-фораминиферово-брекчийные с остатками одиночных кораллов, а примесью мартита вблизи железорудных гряд, местами сидеритизированы. В цементирующей массе, представленной тонкоперстрым дистритом фауны, пелитоморфным или микрозернистым кальцитом, содержится пиритизированное органическое вещество. Притирка породы спокойная. Мощность слоев 0,05–0,25 м. Описываемые известняки обычно подстилаются глинами (алевритистые, углистые или известковистые) и перекрываются мелкодетритовыми известняками с автохтонными растительными остатками. По мнению С.Г. Бивиникова [5], накопление осадков происходило в условиях неглубокого морского бассейна в переменных гидродинамических условиях.

Около 5% мощности разреза слагают крупнодетритовые брахиоподовые глинистые известняки. Они темно-серой и зеленовато-серой окраски, изначальной крепости, с землистым изломом. Порода иногда почти сплошь состоит из обломков брахиопод, в других случаях она сложена разрозненными створками и целыми крупными раковинами. Текстура породы волнисто-слоистая. В шлифах наряду с обломками брахиопод установлены остатки крионидей, мишанок, фораминифер, остракод. Обломки организмов никогда слабо окатаны. Цемент пелитоморфный, карбонатно-глинистый с примесью мартита и обычным тонкораспыленным пиритизированным органическим веществом. Характерна своеобразная микротекстура. Крупнодетритовые брахиоподовые известняки содержатся в верхней половине николаевского разреза в виде слоев мощностью в среднем 1,8 м. Они залегают среди неглинистых мелкодетритовых известняков, содержащих автохтонные растительные остатки, ассоциируют также

с известковыми глинами. Брахиоподовые известняки образовались в условиях подважного морского мелководья.

Сравнительно редкой разновидностью карбонатно-глинистых пород являются коралловово-брекчийные известняки, которые встречаются в виде слоев небольшой мощности. Они представляют собой сире и зеленовато-серые породы с волнисто-горизонтально-слоистой текстурой. В шлифах установлены остатки остракод, фораминифер, крионидей, мишанок. Цементом служит пелитоморфная глинисто-карбонатная масса, в которой содержится обильное тонкораспыленное органическое вещество. Коралловово-брекчийные известняки ассоциируют с глинистыми полидетритовыми волнисто-слоистыми известняками. Их, очевидно, создавали небольшие рифоподобные поселения в островной мелководной части бассейна.

Глинистые грубокрионидные известняки (диаметр членников до 5–8 мм) с остатками крупных брахиопод также встречаются в виде мало-мощных слоев и ассоциируют с глинистыми полидетритовыми известняками. Их можно отнести к мелководно-морским фациям, приближенным к берегу. Наличие значительной примеси глинистого материала наряду с крупными членниками и обломками стеблей свидетельствует о слабой гидродинамической активности [5].

Ограниченнное развитие в I зоне имеет узловатые известняки [4]. Они ассоциируют с мелкодетритовыми, часто глинистыми органогенными известняками, а также с известковистыми, алевритистыми, углистыми глинами и встречаются в виде слоев небольшой мощности (до 0,5 м). Этот тип глинисто-карбонатных пород аналогичен описанным М.С. Швецовым [16] "пятнистым" известнякам, которые он назвал "внутрислоевыми конгломератами и брекчиями".

В средней и верхней частях разреза изредка встречаются доломиты в виде линз, мощность которых обычно не превышает 0,3 м. Среди них выделены темно-серые мелкозернистые и светло-серые доломиты с органогенной структурой — крионидные. По условиям образования они отнесены к диагенетическим.

Среди глинистых пород, слагающих 25% мощности разреза, наиболее широко развиты алевритистые глины (от серых до темно-серых), каолинито-гидрослюдистые и гидрослюдистые, со стяжениями пирита и сидерита, с автохтонными растительными остатками, прослоями глинистых алевритов. Формирование глин, вероятно, происходило в пресноводных водоемах озерно-болотного типа [11].

К мелким долинам балочного характера на островах-гридах и к склонам гряд приурочены отложения бокситоносного комплекса: бокситы, бокситоносные породы, сухарные каолинитовые глины, каолинато-шамозитовые породы (местами углистые с прослоями углей), гефит-шамозитовые породы и мелкообломочные железные руды [15]. Фации континентальные (озерно-болотные, в меньшей мере дельвигиально-пролювиальные и аллювиальные) и лагунно-морские.

Во II литолого-фацальной зоне, включающей отложения морских, переходных (лагуно-заливных и др.) и в незначительной степени континентальных фаций содержание карбонатных пород увеличивается до 75% по сравнению с I зоной. Преобладающими становятся иллы-истые полидетритовые и фораминиферовые известняки, вместе с тем содержание глинистых известняков резко сокращается.

Полидетритовые известняки, от светло- до темно-серой окраски, в силько гранулированных и перекристаллизованных ("звенящих") разностях часто с юрическим оттенком, имеют неяснослойстую текстуру, мелкодетритовую структуру. В них в виде редких экземпляров содержатся раковины крупных брахиопод и встречаются желваки кремней. По составу породообразующих организмов известняки в основном фораминиферово-брахиоподовые и остракодово-фораминиферовые. Содержатся также обломки криноидей, шланок, кораллов, гастropод и обрывки водорослей *Calciplum okense* Schwtz. Bir. Цемент кальцитовый, базального, реже порового типа. Структура цемента пелитовая, тонко-микрозернистая. Расположение органогенного материала беспорядочное. Мощность слоев обычно не превышает 1 м. Накопление мелкодетритового коротко створированного материала происходило на удаленных от берега участках морского бассейна при слабой динамике водной среды.

Фoramиниферовые известняки имеют серую окраску, неровный излом, неяснослойстую текстуру, плотное сложение и значительную крепость. Спорадически в них встречаются желваки кремния. Рассматриваемый тип известняков макроскопически трудно отличить от мелкодетритового. В шлифах обильны разнообразные фораминиферы и в небольшом количестве остатки брахиопод, остракод, криноидей, шланок, обрывки известковых водорослей *Calciplum okense* Schwtz. et Bir. Цемент кальцитовый с пелитоморфной, микрозернистой и тонкозернистой структурой. Микротекстура беспорядочная. Известия частично гранулированы и перекристаллизованы. Ассоциация фор-

раминиферовых известняков с мелкодетритовыми позволяет отнести их к сравнительно глубоководным фациям.

Глинистые известняки характеризуются мелкодетритовой структурой, волнисто-слоистой текстурой. Они содержат створки крупных брахиопод, остатки одиночных и колониальных кораллов, криноидей, шланок и альбогипной растительности. К ним приурочены прослои известковистых глин, в том числе углистых, и известковистого угля. Мощность слоев небольшая (0,05-0,25 м). Фации мелководно-морские с переменным гидродинамическим режимом, переходящие в лагунные. Глинистые известняки часто чередуются с вышеописанными полидетритовыми и фораминиферовыми известняками. Мощность пачек переслаивания в среднем равна 4,5 м.

Около 3-5% мощности разреза приходится на пятнистые стигмаревые известняки. У известняков этого типа на светло-сером фоне отчетливо вырисовываются темно-серые пятна неправильной формы, для которых характерна более значительная плотность и крепость. При сильной выщелоченности основной массы пятна бывают лишь слегка мутнитыми. Основная светлоокрашенная масса часто пронизана хорошо сохранившейся корневой системой растений. Местами видны стигмарии с ризоидами. Структура пятнистых известняков тонко-, мелкодетритовая. По составу породообразующих организмов известняки фораминиферовые и фораминиферово-брахиоподовые, включают редкие остатки шланок, криноидей, остракод, обрывки известковых водорослей. *Calciplum okense* Schwtz. et Bir. Известия сильно изменены процессами грануляции и перекристаллизации.

Пятнистые стигмаревые известняки приурочены к средней и верхней частям имайловского разреза. Они образуют слои мощностью в среднем 2,5 м, незадержанные по простиранию. Формирование стигмаревых известняков связано с режимом обмеления бассейна и развитием флоры типа мангровых зарослей [16]. По-видимому, это были отмели и прибрежные равнины, периодически заливавшиеся морем.

Ограничено развитие (5% мощности горизонта) во II литолого-фацальной зоне имеют криноидные известняки, приуроченные к средней и верхней частям разреза. Среди них выделены: а/ мелкокриноидные разности с остатками остракод, шланок, мелких брахиопод, из известковых водорослей, с желваками кремния; б/ несортированные мелко-грубокриноидные известняки (диаметр членников до 1 см), нередко содержащие обломки брахиопод и шланок. Отсутствие слоистости,

сортовки и окатанности членников в мелко-грубофибронидных известняках свидетельствуют о том, что накопление органогенного материала проходило в малоподвижных мелководно-морских условиях [5]. Мелкофибронидные известняки, вероятно, образовались в более глубоководных условиях.

В виде маломощных прослоев во II зоне встречаются мергели се-
рой и темно-серой окраски с тонкой горизонтальной свойствами, с
детритом фауны и аллктонными растительными остатками. Они могли
формироваться в опресненных лагунах и заливах, о чем свидетель-
ствует преобладание, а иногда наличие только остракод.

Таким образом, карбонатные породы в основном принадлежат к
мелководно-морским относительно удаленным от берега фациям со спо-
койным и переменным гидродинамическим режимом. Характерна также
фация стигмаривых известняков.

Глинистые породы составляют 18 % мощности разреза. Среди них преобладают алевритистые каолинито-гидрослюдистые глины с алюк-
тонными остатками растений, с пропластками углистых сланцев и уг-
лей [9, II]. Местами они переслаиваются глинистыми алевритами и
алевролитами. Этот комплекс пород относится к озерно-болотным фа-
циям. В меньшей степени развиты черные углистые известковистые гли-
ны с детритусом фауны, с пропластками угля; серые до темно-серых
гидрослюдистые глины с раковинами мелких брахиопод и пелешивод;
зеленовато-серые гидрослюдисто-монтмориллонитовые и монтмориллони-
товые глины с остатками брахиопод [9, II, 18]. Эти глинистые поро-
ды в основном относятся к лагунным фациям.

На долю песчано-алевритовых пород приходится всего 5% мощнос-
ти разреза. Они представлены в основном глинистыми алевритами со
стигмариями, с пропластками углистых, каолиновых и алевритистых
глин. Фации озерные.

В III цитолого-фациальной зоне, удаленной от берега, господству-
ет наиболее мористые фации. Здесь карбонатные породы слагают 80%
мощности разреза. Среди них явно преобладают мелкодетритовые бра-
хиоподово-фораминиферовые и фораминиферовые неяснослоистые извест-
няки с желваками кремния. Фации относительно глубоководные. Накоп-
ление осадков проходило в спокойной гидродинамической обстановке.
Вышеописанные известняки включают редкие маломощные пропластки
глинистых полидетритовых известняков с неясно- и волнисто-слоистой
текстурой, ассоциирующих с известковистыми глинами, углистыми гли-

нами и углами. Фации мелководно-морские, переходящие в лагунные.
Для рассматриваемой зоны характерна также фация стигмаривых извест-
няков.

Среди глинистых пород, составляющих 18% мощности разреза,
преобладают известковистые гидрослюдисто-монтмориллонитовые раз-
ности с остатками морской фауны. Фации мелководно-морские и лагун-
ные.

Из вышеизложенного следует, что в распространении различных
типов осадков и связанных с ними донных организмов, в бассейне
михайловского времени основную роль играл палеорельеф. В островной
зоне в мелководно-морских и лагунных условиях отлагались глинисто-
карбонатные и глинистые глины, в значительных количествах содержа-
щие органическое вещество. К этой зоне были привлечены поселения
брахиопод типа банок, небольшие колонии кораллов. Здесь же обита-
ли мшанки, криониды, остракоды и фораминиферы.

Лагунные и морские известковые и глинистые осадки к грядовым
формам палеорельфа фактически замещались отложениями опресненных
лагун, озер, болот, пойм и русел потоков, склонов и конусов выно-
са.

В следующей зоне, где подвижность воды была сильнее и придон-
ные воды лучше аэрировались, в основном отлагались известковые
осадки. Глинисто-карбонатные и глинистые глины накапливались в неболь-
ших количествах. Среди фауны этой зоны преобладали разнообразные
фораминиферы. Здесь селились также остракоды и крупные брахиопо-
ды, произрастали водоросли *Guttiferaeum acutum Jenae et Bir.* Не-
многочисленными были мшанки, криониды, одиночные и колониальные
кораллы, гастроподы. При сильных обмелениях в этой зоне возникали
опресненные лагуны и заливы с крайне бедным бентосом, а также от-
мели, зараставшие растительностью мангрового типа. В прибрежных
частях лагун и заливов, в крупных заболоченных озерах формировались
глинистые угли.

В IV зону, наиболее удаленную от суши, лишь изредка заносился
глинистый материал. Здесь явно преобладали известковистые осадки.
Фауна зоны представлена фораминиферами и брахиоподами. Обмеление,
приводившее к образованию лагун и отмелей, происходило реже, чем
в других зонах, что связано с несколько большей глубиной.

Детальный фациальный анализ отложений михайловского горизонта
позволяет начертить основные черты палеогеографии этого времени.

Судя по неровной нижней границе михайловского горизонта, а также наличию в основании разреза аллювиальных и озерно-болотных отложений, можно сделать вывод о существовании между алексинским и михайловским временем продолжительного континентального перерыва. Новое погружение местности и связанный с ним трансгрессия моря приводят к смене континентальных условий вначале на лагунные, затем — на морские.

В михайловское время на изучаемой территории существовал не-глубокий (не более 50 м) эпиконтинентальный морской бассейн. Это была часть шельфа с относительно спокойной динамикой водной среды. Однако временами она становилась активной (до появления штормовых волн и даже волн типа цунами) [4]. Разнообразный состав органических остатков указывает на нормальную соленость воды. Лишь иногда она изменялась в сторону обрекения, на что указывает характер фауны в глинистых слоях (мелкие брахиоподы и пелепицоподы). В связи с большим содержанием органического вещества иловая среда часто имела восстановительный характер, благодаря чему происходило образование пирита и сидерита. Источниками терригенно-глинистого материала являлись южная часть Воронежской антиклизы и островные участки суши. Видовой состав фауны свидетельствует о широком сообщении между морскими бассейнами районов КМА и Подмосковья [1, 2, 8, 9, 10, 11].

Что касается климатических особенностей изучаемой территории, то она с конца турнейского века до поздневизейского времени находилась в экваториальном поясе [7] с гумидным теплым климатом. Однако с серединой михайловского времени наметилась тенденция аридизации климата. Это подтверждается смещением стигмарий в зону обводненных участков, а также резким сокращением процесса угленакопления и смещением его в прибрежно-морскую, заливную и лагунную зоны [6].

Л и т е р а т у р а .

1. Бирюса Д.И. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы. М.-Л., 1958.
2. Богунова Л.С., Вишняков С.Г., Хомяков Н.П. Стратиграфия каменноугольных отложений КМА. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР.

и., 1962, вып.У.

3. Богунова Л.С. Атлас и описание брахиопод карбона юго-западного склона Воронежской антиклизы. Белгород, 1971.
4. Вишняков С.Г. Конгломерато-брекчевые известники взмучивания. — Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. М., 1962, №6.
5. Вишняков С.Г. Основные фациально-литологические группы карбонатных пород КМА. — Труды совещания по осадочным формациям и полезным ископаемым Большого Донбасса. Харьков, 1968.
6. Крейзель Р. Значение углей для реконструкции палеоклиматов. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968.
7. Валикян В.Д., Познер В.М., Тихий В.Н., Фори Н.И. Эволюция географических условий в среднем и позднем палеоселе на территории СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970.
8. Осипова А.И., Бельская Т.Н., Фомина Е.В. Новые данные о палеогеографии и фациях визе-намюрского бассейна Московской синеклизы. — В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., 1972.
9. Савко А.Д., Хомяков Н.П., Устиновский В.А. Распределение и генезис глинистых минералов в визе-ских отложениях Воронежской антиклизы. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизы. Воронеж, 1977.
10. Самыхатов С.В., Познер В.М., Губарева В.С. Русская платформа. — В кн.: Основные черты стратиграфии карбона СССР. Л., 1975.
11. Устинов Д.Н., Лаврова Е.В., Вишняков С.Г. и др. Геология, гидрогеология и изучение руды бассейна Курской магнитной аномалии. М., 1972, т. I, кн. 2.
12. Хомяков Н.П. Фациальные и минералогические типы перечечно-глинистых пород в каменноугольных отложениях КМА. — Труды совещания по осадочным формациям и полезным ископаемым Большого Донбасса. Харьков, 1959.
13. Хомяков Н.П. Литология и палеогеография карбона Курской магнитной аномалии. — В кн.: Литология, палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., 1972.
14. Хомяков Н.П., Акакимов С.Т., Бунев В.Н., Савко А.Д. Палеогеография и перспективная оценка бокситоносных отложений нижнего карбона Воронежской антиклизы. — В кн.: Литогенез в докембрии и

факеров от Воронежской антиклизы. Воронеж, 1975.

15. Хомяков И.П., Бунеев В.Н. Литология и фации осадочного бокситоносного комплекса. - В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района Курской магнитной аномалии. Воронеж, 1972.

16. Швецов М.С., Бирюса Л.М. К вопросу о петрографии и происхождении оксидных известняков района Михайлов-Алексин. - Труды Московского геологического треста. М.-Л., 1935, вып. 10.

УДК 552.52

А.К. ТИТОВ, А.В. Иванов, В.Н. Алексин

СРАВНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЛИН
КРИУШАНСКОГО И ЛАТИНЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Огнеупорные глины открытого в последние годы геологами Придонской ГРЭ Криушанского месторождения [5] по многим признакам близки глинам ныне разрабатываемого Латненского месторождения. В то же время между ними имеются и существенные различия. В связи с этим нами предпринят сравнительный анализ вещественного состава и огнеупорности глини этих двух месторождений. Составлены ряды и построены графики распределения содержаний основных компонентов $MgO_3 + TiO_2$; Fe_2O_3 и др. в 800 пробах Криушанского месторождения и сравнены с ранее опубликованными [7] рядами распределения по Латненскому месторождению, а также ряды распределения содержаний MgO ; TiO_2 ; Na_2O ; K_2O в 100 пробах Криушанского и 44 пробах Латненского месторождений.

Криушанские глины в целом характеризуются пониженным содержанием $MgO_3 + TiO_2$, в 40% проб количество $MgO_3 + TiO_2$ превышает 30%, тогда как в Латненском месторождении таких глин 63%, но при этом в 28% проб латненских глин содержание $MgO_3 + TiO_2$ превышает 40%, а среди криушанских таких высококачественных глин всего 1% (см. рис. I, а). В Латненском месторождении более 1,5% Fe_2O_3 отмечено в 9% проб, а в Криушанском - в 66% случаев (см. рис. I, б).

¹Химические анализы проведены в лаборатории ПГРЭ, аналитик Е.С. Львова.

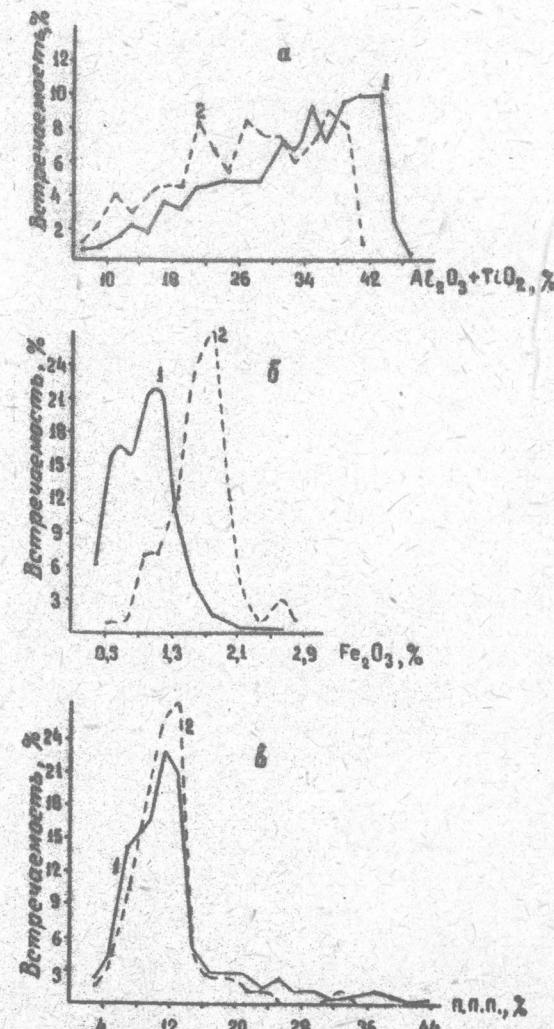


Рис. Распределение $MgO_3 + TiO_2$ (а), Fe_2O_3 (б) и $Na_2O + K_2O$ (в) в глинах Латненского (1) и Криушанского (2) месторождений

Распределение потерь при прокаливании в месторождениях существенно не отличается друг от друга (см.рис. I, в).

Резко различаются глины сравниваемых месторождений по содержанию щелочей и щелочноземельных элементов (табл. I).

Таблица I
Сравнение распределения MgO , CaO , Na_2O , K_2O в глинах

Компонент	Распределение компонентов, %	
	Латинское месторождение	Криушанское месторождение
$MgO > 0,8%$	II	58
$CaO > 1,6$	80	59
$Na_2O > 0,8$	18	98
$K_2O > 0,7$	I	92

Различие химического состава глин двух объектов зависит от их минералогии [6,9].

Повышенное содержание окиси железа, щелочей и щелочноземельных минералов в глинах Криушанского месторождения объясняется, по-видимому, наличием, а иногда преобладанием в криушанских глинах хлорита, а также смешанно-слойных образований, развивающихся по хлориту (устное сообщение В. А. Устиновского).

Кроме того, было произведено сравнение основных и полукислых технологических сортов глин обоих месторождений с помощью ЭВМ. Отнесение глин к конкретной группе сортов определялось следующими содержаниями компонентов: для основных сортов глин — $MgO + TiO_2 > 30\%$, $Fe_2O_3 < 2,5\%$, для полукислых — $MgO + TiO_2 = 18-30\%$, п.п.п. $< 20\%$.

Каждая группа сортов глин охвачена примерно одинаковым числом анализов (~60), относительно равномерно распределенных на площади рассматриваемых объектов.

Таблица 2
Составление основных сортов огнеупорных глин

Компоненты	Латинское месторождение					Криушанское месторождение				
	X	S	A	E	V	X	S	A	E	V
$MgO + TiO_2$	1,2	1,8	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	1,10	1,11
	86,55	4,01	0,41	0,68	10,98	36,04	3,76	0,11	-1,29	10,44

Окончание табл. 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe_2O_3	1,95	0,38	0,38	0,37	28,82	1,74	0,31	0,35	0,38	17,92	
п.п.п.	12,76	2,11	0,90	0,78	16,58	13,04	2,77	0,34	0,04	21,21	

Огнеупорность, °C 1718 18,88-1,30 1,18 1,07 1690 22,82 0,04-0,32 18,21

Таблица 3
Матрица парных коэффициентов корреляции для основных сортов глин

	$MgO + TiO_2$	Fe_2O_3	п.п.п.		$MgO + TiO_2$	Fe_2O_3	п.п.п.
Fe_2O_3	0,06	-			-0,08	-	
п.п.п.	0,41	0,20			0,32	0,29	
Огнеупорность, °C	0,61	0,05	0,15		0,88	-0,16	-0,08

Таблица 4
Составление полукислых сортов огнеупорных глин

Компоненты	Латинское месторождение					Криушанское месторождение				
	X	S	A	E	V	X	S	A	E	V
$MgO + TiO_2$	25,83	3,62	-0,82	-1,38	14,81	25,87	3,42	-0,82	-1,81	18,47
Fe_2O_3	1,64	0,88	0,76	0,10	58,58	1,61	0,47	0,85	0,18	29,1
п.п.п.	9,66	2,21	0,77	1,16	22,91	8,84	1,92	0,62	-0,01	21,72
Огнеупорность, °C	1690	16,90	0,25	-1,28	1,0	1642	24,57	0,65	-1,20	1,50

Таблица 5
Матрица парных коэффициентов корреляции для полукислых сортов глин

	$MgO + TiO_2$	Fe_2O_3	п.п.п.		$MgO + TiO_2$	Fe_2O_3	п.п.п.
Fe_2O_3	-0,04	-			0,86	-	
п.п.п.	0,57	-0,03	-		0,85	0,61	-
Огнеупорность, °C	0,48	-0,24	0,81		0,50	-0,11	-0,18

Примечание.

X — среднее значение, S — стандартное отклонение, A — асимметрия.

E — эксцесс, V — вариация, n — число анализов; подчеркнуты коэффициенты корреляции, значимые на 5%-ном уровне.

Изучено 4 главнейших параметра огнеупорных глин (табл. 2,4): суммарное содержание глинистого и окиси титана, содержание окисного железа, количество потерь при прокаливании и огнеупорность. Исходная информация обработана в опытно-методической партии ЗВИ Воронежской геофизической экспедиции (авторы программы А.В.Иванова, Л.И.Готовцева).

Распределение значений изучаемых признаков во всех выборках соответствует нормальному закону, что определено с помощью оценки асимметрии и эксцесса [1,8]. Исключением является огнеупорность основных сортов глин Латненского месторождения, стандарт асимметрии которой более 3.

Сопоставление сортов глин двух месторождений (табл. 2) свидетельствует о статистически значимых различиях для основных сортов глин по содержанию Fe_2O_3 (более высокое на Криушанском месторождении — 1,74%) и огнеупорности (более высокая на Латненском месторождении — 1718 °C). Полукислые сорта глин значимо различны лишь по огнеупорности (табл. 4).

Следует отметить, что по содержанию Fe_2O_3 огнеупорности отсутствуют значимые различия между основными сортами Криушанского и полукислыми сортами Латненского месторождений.

Изучение взаимосвязей между параметрами (табл. 3,5) позволило выявить следующие характерные признаки глин обоих месторождений: положительные корреляционные связи между $Al_2O_3 + TiO_2$ с потерями при прокаливании, а также с огнеупорностью (последняя связь, как правило, более сильная). Специфичным для основных и полукислых глин Криушанского месторождения является положительная корреляция между Fe_2O_3 и потерями при прокаливании и между Fe_2O_3 с $Al_2O_3 + TiO_2$ для полукислых сортов.

Указанные выше связи могут иметь достаточно четкое толкование: возрастание огнеупорных свойств связано с увеличением в глинах количества каолинита, а связь между Fe_2O_3 и п.п.п. обусловлена наличием хлорита и большого количества пирит-марказитовых стяжений в глинах Криушанского месторождения по сравнению с латненскими. Положительная корреляция между Fe_2O_3 и $Al_2O_3 + TiO_2$ объясняется, по-видимому, высоким содержанием хлоритов в полукислых глинах Криушанского месторождения.

В процессе исследований был выполнен многомерный анализ, т.е. сравнение огнеупорных глин одновременно по комплексу признаков, с помощью метода линейной дискриминантной функции. Суть метода заключается в разделении многомерных объектов в n -мерном признаковом пространстве таким образом, чтобы достичь максимального различия между объектами при минимальном — между наблюдениями, характеризующими эти объекты.

Возможность применения линейной дискриминантной функции предварительно изучена при сравнении заведомо контрастных объектов (основные и полукислые сорта огнеупорных глин Криушанского месторождения), затем были сопоставлены основные и полукислые сорта изучаемых месторождений (табл. 6).

Таблица 6
Уравнения дискриминантной функции для ансамблей огнеупорных глин
Воронежской области

Сопоставляемые месторождения	Сорта	Уравнения дискриминантной функции Д (x)	Пороговое значение	Критерий F
Криушанское	Полукислые основные	$D(x) = 0,76 Al_2O_3 - 0,04 TiO_2 + 1,87 Fe_2O_3 - 0,58 \text{п.п.п.} - 0,002 \text{огнеупорность}$	-67,67	65,68
Латненское	Полукислые	$D(x) = 0,6 (Al_2O_3 + TiO_2) + 0,85 Fe_2O_3 + 0,5 \text{п.п.п.} + 0,16 \text{огнеупорность}$	252,84	57,6
Криушанское	Основные	$D(x) = 0,6 (Al_2O_3 + TiO_2) + 3,36 Fe_2O_3 - 0,36 \text{п.п.п.} - 0,14 \text{огнеупорность}$	-224,4	84,77

Примечание. Если численное значение уравнения больше порогового, то анализируемый объект принадлежит к первому, если меньше — ко второму типу месторождений. Поскольку критерий F превышает критерий Фишера $F_x(k_1, k_2, \alpha)$, где α — уровень значимости, k_1 — число признаков, k_2 — число наблюдений в первом и втором объектах, сопоставляемые совокупности достаточно различны.

Вышеустановленные различия глин сравниваемых месторождений обусловлены, по-видимому, специфическими условиями их формирования. Предполагается [5,6,7], что глины обоих месторождений находились в наземнотектонических озеровидных заболоченных водоемах, а к северу

от этих площадей наземнодельтовые условия осадкоаккумуляции сменялись авандельтовыми и морскими. При этом авандельтовая и морская мелководная фаунистические зоны располагались в непосредственной близости (20-30 км) к востоку от Криушанского месторождения, тогда как от Латненского месторождения авандельтовая зона более удалена (около 100 км к северу). Это, вероятно, послужило причиной высокого содержания окислов железа и смешанно-слойных минералов [6], а также наличия хлоритов в глинях Криушанского месторождения.

Преимущества хлоритов неясна. Как известно из литературных данных [2, 4], хлориты образуются в гидротермальных условиях, а также как аутогенные морские осадки. Исходя из этого, можно предположить, что хлориты в криушанских глинах имеют терригенную природу или образовывались при подтоплении водоема глиноакопления морскими водами.

Значительное увеличение железистости глин типично и для авандельтовой зоны антиклинального яруса Липецкой области, расположенной к северу от Латненского месторождения [8]. Можно считать, что глины Криушанского месторождения в отличие от Латненского, формировались в заболоченных озеровидных водоемах из приморской низменности, т.е. ближе к открытому морскому бассейну.

Л и т е р а т у р а

1. Беус А.А., Григорян С.В. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., 1965.
2. Бикулова И.Ф., Бурков Ю.К. и др. Фациальные типы глинистых пород. Л., 1978.
3. Крамбейн Ю., Грейбили Д. Статистические модели в геологии. М., 1969.
4. Казариню Г.К. Минералогия. М., 1971.
5. Савко А.Д., Зубков И.А. и др. Новое месторождение оgneупорных глин Центральной России. В кн.: Минерология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизии. Воронеж, 1976, вып. 3.
6. Савко А.Д. Минералого-генетическая характеристика автоморфных глин северного склона Воронежской антиклизии. В кн.: Минерология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизии. 1977, вып. 4.

7. Хомяков Н.П. Литология Латненского месторождения оgneупорных глин. - В кн.: Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Львов, 1957.

8. Хомяков Н.П. Литология нижнемеловых отложений Воронежской и Липецкой областей в связи с распространением оgneупорных глин. - Труды международного совещания по геологии и почвам ископаемых Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1957.

9. Хомяков Н.П., Устиновский В.И. Новые результаты исследований минералогической природы оgneупорных глин Латненского месторождения. - В кн.: Минерология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизы. Воронеж, 1975, вып. 2.

УДК 552:558.625

Н.В.Сименов

ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ ПРИ СУБАЭРАЛЬНОМ ФОРМИРОВАНИИ ЗОН ЦЕМЕНТАЦИИ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТИКЛИЗЫ

Продукты субаэрального литогенеза можно подразделить на две группы: а) остаточные коры выветривания; б) зоны инфильтрационного преобразования на различных типах геохимических барьеров [8]. В данной работе рассматриваются зоны инфильтрационного изменения меловых отложений Воронежской антиклизы, формирование которых осуществлялось за счет компонентов, привнесенных из кор выветривания, путем минералообразования в поровом пространстве исходного субстрата пород, часто с его метасоматическим замещением. Преобладание привноса над выносом и перераспределением вещества при формировании этих зон приводило к резкому уплотнению, цементации исходного субстрата, что позволяет именовать эти зоны инфильтрационного преобразования - зонами цементации и отличать их от других продуктов субаэрального литогенеза.

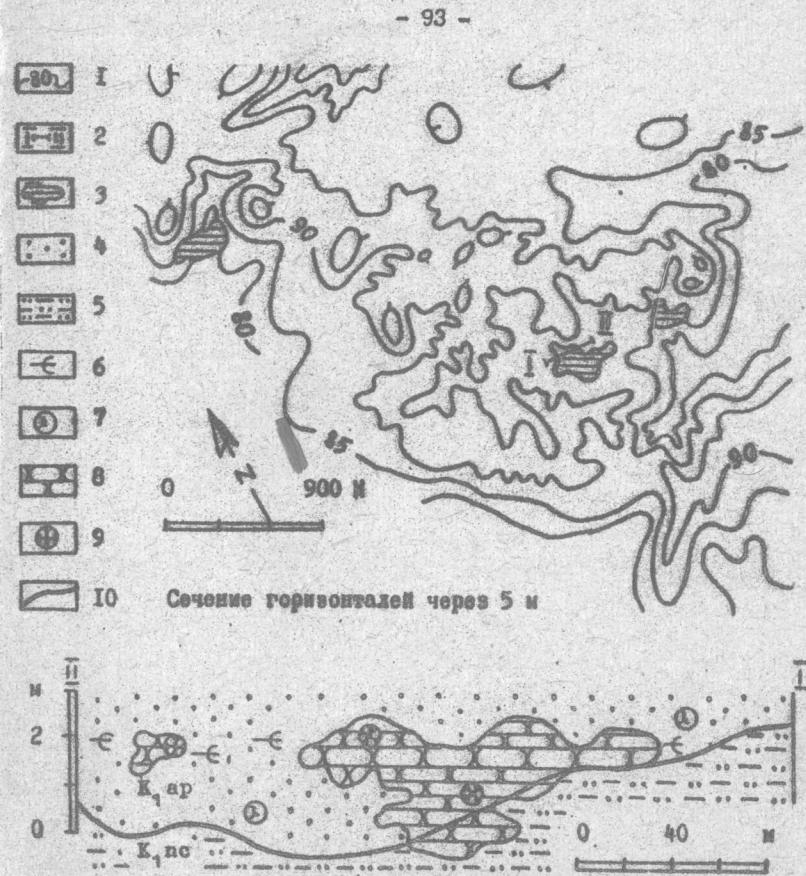
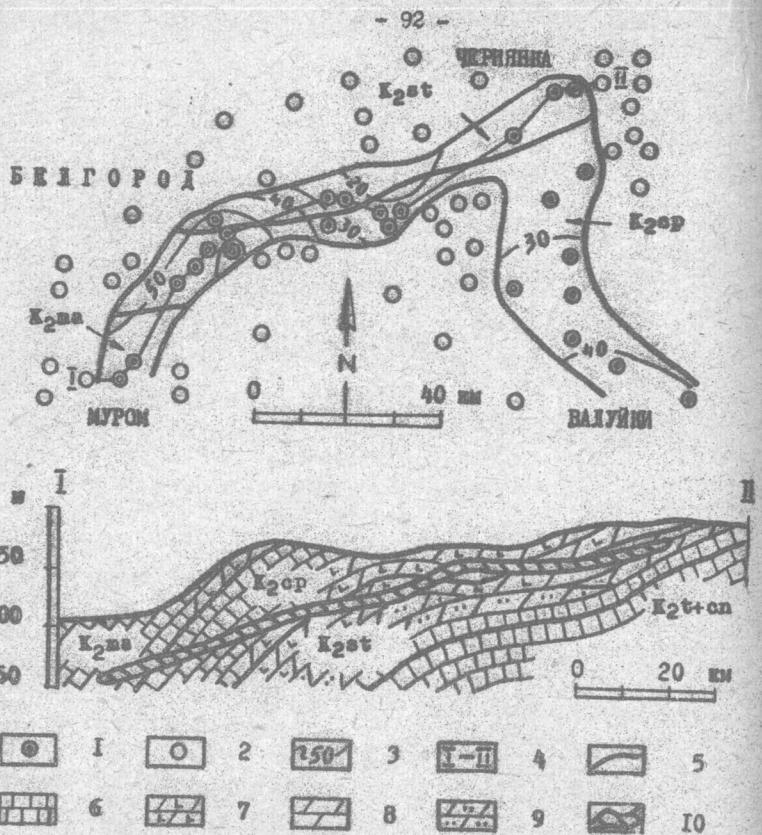
Изученность процессов субаэрального литогенеза [3, 4, 5, 6] дает возможность сформулировать наиболее общие положения, объясняющие специфику формирования зон гипергенной цементации. Так, форма и протяженность зон цементации обычно связана с положением геокли-

ческого барьера в осадочных формациях на пути движения растворенных компонентов. Морфоминеральные парагенезы обусловлены гидрохимической обстановкой накопления вещества (физико-химические параметры барьера). Последний фактор и изотропия свойств и состава исходного субстрата во многом определяют способ накопления компонентов — цементацию, метасоматоз и цементацию, метасоматоз. Химический состав новообразований контролируется преобладанием привноса того или иного компонента, их ионной формой, реже типом геохимического барьера. Изменение формы новообразованных тел в зоне цементации, от сплошной пластовой до микроконкремционной, обусловлено изменением параметров геохимического барьера, а чаще это положением относительно области массового поступления растворов. В ряде случаев специфика формирования зон цементации контролируется изменением типа геохимического барьера, стадийность и сменой состава привносимых растворов и другими факторами [4, 6, 7]. Наи меньшей конвергентностью при выделении и типизации обстановок субазрального литогенеза обладают: минеральные парагенезы, способ их формирования и условия залегания продуктов гипергенеза в осадочных формациях. Для зон цементации одним из важнейших признаков деления являются условия их залегания относительно поверхности выветривания. В последнем случае следует принимать во внимание поверхность выветривания, покрытую самыми древними осадками, в которых содержатся переотложенные породы этих зон. Этот признак имеет решающее значение при подразделении продуктов остаточного изменения пород дер выветривания и некоторых зон инфильтрационного минералообразования (кислородный и глиссовый барьеры), так как геохимическая зональность, минеральные парагенезы и другие признаки в данных случаях могут быть тождественными [4]. По условиям залегания относительно наиболее вероятных синхронных древних поверхностей выветривания зоны гипергенной цементации можно разделить на три категории: глубинные, приверхностные и поверхностьные.

Глубинные зоны цементации меловых отложений приурочены к областям контактов водоносных толщ разной минерализации и газо-водообмена. В пределах Воронежской антиклизии наиболее широко распространены "кварц-баритовые" и "кварц-сульфидные" зоны цементации. "Кварц-баритовые" зоны цементации связаны с карбонатными верхнемеловыми отложениями и окаймляют склоны Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). На юго-западе ДДВ они приурочены к отложениям турона, коньяка и кампана [2], а на северо-

восточном крыле, в пределах КМА, развиты в отложениях сантонса, кампана и маастрихта (рис. 1). Этот тип зон цементации залегает на значительной глубине от предплоскости верхнемеловых отложений. Кремни, которые позволяют отчетливо фиксировать положение зон цементации в разрезах, обычно сложены кварц-халцедоном, не имеют зонального строения, и в них отчетливо унаследованы брекчевые и стилолитовые текстуры исходных пород. Кроме кварц-халцедона отмечаются новообразованные барит, цеолиты, гипс, реже — пирит, кальцит, доломит, витерит, которые фиксируются с помощью дифрактометрического анализа. По данным химического и спектрального анализов, относительно имеющих пород, здесь наряду с SiO_2 постоянно отмечается накопление Al , Fe , Mg , Ba , Sr , S , иногда Mn , P , Ca , Na . Условия залегания и новообразованные минеральные парагенезы позволяют считать, что формирование "кварц-баритовых" зон цементации происходило на контакте исходящих водовосных горизонтов с областями распространения хлоридных "метаморфизованных" вод. Вероятно, хлоридные воды имели реликтовый характер и были распространены в центральной, наиболее погруженной части ДДВ, а места их контакта с водовосными горизонтами располагались по периферии этой структуры. Эти зоны могли формироваться в течение раннепалеоценовой и ранневеноценовой эпох субазрального литогенеза.

"Кварц-сульфидные" глубинные зоны цементации приурочены к ап-тским песчаным осадкам, которыми выполнены эрозионные ложбины, врезанные в глинистые алевриты неокома и юры (рис. 2). На территории КМА они распространены в Курской, на северо-востоке Белгородской, северо-западе Воронежской, юго-западе Липецкой и востоке Орловской областей. В Старо-Оскольском районе Белгородской области, Михайловском и Бессединском районах Курской области известны наиболее крупные (протяженностью более 100 м) зоны цементации, которые тянутся к бортам эрозионных ложбин, к участкам скопления древесных стволов и тонкораспыленного растительного деградата. Переотложенные породы этих зон встречаются в базальных горизонтах не древнее среднего миоцена по правобережью р. Дона. Породы зон цементации представлены темноцветными "наждаковидными", "сливными" сильно пиритизированными песчаниками, аргиллитами с регенерированным кварцем. Вымещающие породами являются разнозернистые кварцевые пески с альбитовыми растительными остатками и слоистостью речного типа. Нередко кварц-сульфидная минерализация захватывает подстилающие от-



локации неокома, при этом ее граница сечет базальный горизонт апта. Новообразованные кварц, пирит, реже халькопирит и некоторые другие минералы, в этих зонах цементируют поровое пространство исходных пород, а также псевдоморфно замещают органические остатки. Выделяются несколько генераций кварца, пирита и других минералов. Полевые шпаты, глауконит, биотит исходных пород неизменены, а среди новообразованных минералов нет признаков реакционных взаимоотношений. Относительно перекрывающих и вмещающих отложений апта, подстилающих – неокома и кри, породы зон цементации обогащены Mn , Se , As , Mo , Pb , иногда Al , Zn , V , Ag и другими элементами. На площадях повышенной аэрации в неогене и квартере породы зон сульфидно-кремнистой минерализации сильно изменены, приобретают ржаво-бурый цвет, сульфиды железа замещены гематитом, лепидокрокитом, а из новообразований встречаются гипс, иногда галенит, редко адуинит. Очевидно, формирование кварц-сульфидных зон цементации в апт-неокоческих отложениях осуществлялось за счет привнесенных компонентов из водоносной апт-альб-сеноманской толщи, где песчаные осадки, выполнившие эрозионные ложбины, являлись областью застойных вод и служили восстановительным барьером. Обогащение водоносной толщи растворенными компонентами могло происходить в течение четырех эпох субзонального литогенеза, закрепленных остаточными корами выветривания – ранне палеоценовой, ранне зооценовой, поздне – олигоценовой и гельветской.

Приповерхностные зоны цементации залегают близ основания остаточных профилей коры выветривания площадного и линейного типов [I, 6], часто совпадая с кровлей мелоподобных пород (рис. 3). Кремни, фосфораты, бурые желзваники таких зон обычно имеют конкремитное строение. Кремни сложены как кварц-халцедоном, так и а-кристобалитом. Из других новообразований отмечается франклит, сидерит, кальцит, пирит, гипс, редко – сепиалит, доломит. В верхней части зон цементации обычны гематит и гидрогематит. В некоторых случаях наблюдается более двух генераций кварца, франклита, кальцита и пирита. По данным химического и спектрального анализа, относительно вмещающих пород, фиксируется накопление Si , P , Mg , Al , Mo , Co , Fe и других элементов [1]. Этот тип зон цементации мог формироваться в местах совмещения кислородного и восстановительного барьеров, положение которых в пространстве во время образования зон цементации могло неоднократно меняться. Очевидно, удаление катионов



Рис. 3. Схема распространения приповерхностных зон цементации основания коры выветривания верхнемеловых отложений КМА.

Профили кор выветривания: I – с зоной цементации, 2 – без выраженной зоны цементации. Типы пород в основании коры выветривания: 3 – мел, мергель мелоподобный, 4 – мергель, алеврит известковистый, 5 – мел, мел песчанистый, 6 – пески карбонатные и известковистые, 7 – литологические границы

при ярком выщелачивании из верхних горизонтов коры выветривания приводило к развитию щелочной среды в ее основании [4]. Последнее объясняет наличие минералов – индикаторов щелочных условий – се-пилита и доломита. Этими же причинами можно объяснить, с одной стороны, несколько генераций одного и того же минерала, и с другой – парагенез минералов, формирующихся в различных условиях среды. Очевидно, время формирования приповерхностных зон цементации, связанных с щелочными остаточно-метасоматическими корами выветривания верхнемеловых отложений, отвечает раннепалеоценовой и раннео-ценовой эпохам субаэрального литогенеза. Аналогичные зоны цементации, связанные с линейными корами выветривания верхнемеловых отложений Дона-Хопёрского междуречья и правоберегья Дона, могли образоваться в позднеюпитическую и позднекиммерийскую эпохи кореобразования, т.е. после заложения карста в послетектическое время.

По условиям залегания и новообразованными минералами-парагенезам поверхность зоны цементации подразделяются на два типа: "депрессионный" и "склоновый". "Депрессионные" зоны цементации приурочены к породам различного состава, слагающим центральную часть днища плоских ложбин эрозионного, эрозионно-карстового и другого происхождения. Такие типы зон цементации верхнемеловых и более молодых отложений распространены в пределах Доно-Хопёрского и Доно-Оскольского междуречий. Породы этих зон представлены кремниами и окремневыми бурыми железняками, которые имеют блокчленный облик и конкреционное сложение. Основная масса новообразованных минералов представлена кварц-халцедоном, а-кристобалитом, гетитом, реже гематитом. Встречаются агатоидобобные видоизменения SiO_2 , а некоторые поры и трещины инфильтрированы кристалликами кварца и кальцита. Силикаты, как правило, имеют пеструю, самую разнообразную окраску и яшмовидный облик. Сопутствующие новообразование минералы представлены франклитом, гипсом, лепидокромитом, редкопиритом. Отмечаются несколько генераций кварца, кальцита, редко – две генерации франклита, гипса, пирита. От центра к периферии этих зон и на глубину характер преобразования исходного субстрата меняется от сплошного конкреционного до очагового. По данным химического и спектрального анализа, относительно вмещающих пород, зоны цементации обогащены $Al, Li, Na, K, Ni, Sr, S, Ti$. а в нижней части иногда – Cu, Se, Mo, Co, V и другими элементами.

"Склоновые" типы зон цементации приурочены к периферии круп-

ных водоразделов, быстро выклиниваются к их центральным частям и широко распространены в междуречье Хопра и Вороньи, а также в бассейнах рек Дона и Оскола. Типичными породами этих зон являются а-кристобалитовые опоки, кремни, бурые железняки, залегающие в виде линз. Кроме породообразующих минералов (а-кристобалита, гетита) постоянно отмечаются кварц, гематит, лепидокромит, кальцит. По данным химического и спектрального анализов, относительно вмещающих пород, фиксируется накопление P, Al, Mn, Mg, Co , иногда – Cu, Zn, Mo, Cd, Pb . Эти зоны цементации формируются независимо от исходного состава и генетической принадлежности пород. Так, в пределах междуречья Хопра и Вороньи они могут быть приурочены как к мергельно-меловым породам и продуктам их остаточно-метасоматического изменения, так и к существенно органогенным кремнистым образованиям (радиолиты верхнего сантонова). Условия залегания и новообразованные минеральные парагенезы позволяют считать, что формирование приповерхностных зон цементации могло происходить на ис парительных барьерах в эфемерных бассейнах ("депрессионный" тип) и в областях повышенной аэрации водноносных горизонтов ("склоновый" тип). Вероятно, зоны цементации "склонового" типа, развитые по остаточным корам выветривания и верхнемеловым карбонатным породам в бассейне р. Оскола, формировались в раннео-ценовое время. Основная масса поверхности зон цементации в междуречье Хопра и Дона, Хопра и Вороньи, правобережья р. Дона, безусловно, образовалась в послетектическое время. Скорее всего времени формирования этих зон отвечали позднеюпитическая и позднекиммерийская эпохи субаэрального литогенеза.

Близость основных параметров кореобразования (климат, субстрат, рельеф) в кайнозое Воронежской антиклинали обусловила сравнительное однообразие химического состава (Si, Fe, Ca, P) зон цементации. Эпохи интенсивного кореобразования (раннепалеоценовая, раннео-ценовая, позднеолигоценовая, гельветская, позднеюпитическая, позднекиммерийская) фиксируются массивным накоплением SiO_2 на геохимических барьерах. В генетическом плане зоны цементации являются синхронными хемогенными шлейфами кор выветривания. В пределах региона с ними связаны месторождения и проявления минеральных пигментов, стройматериалов, камнесамоцветного сырья, агроруд, редких и радиоактивных элементов и других полезных ископаемых [1, 6].

Л и т е р а т у р а

1. Аскоченский Б.В., Семенов В.П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антиклизы. Воронеж, 1978.
- (2) Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., 1954.
3. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск, 1978.
4. Переильман А.И. Геохимия. М., 1979.
5. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геохимическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, 1973.
6. Семенов В.П. и др. Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМ. Воронеж, 1980.
7. Семенов П.В. О кремнистом метасоматозе в карбонатных породах верхнего мела юго-восточного склона Воронежской антиклизы. - В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизы. Воронеж, 1977, вып.4.
8. Семенов П.В., Семенов В.П. Кремнистые породы вулканогенных областей и принципы их типизации. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах. Новосибирск, 1981.

УДК 549.01:551.781.5/782.1 (470.325)

И.С. Романов,
Л.А. Романова,
А.П. Кузнецов

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ В ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ

Специальное детальное изучение минерального состава песков полтавской серии на территории Белгородской области произведено впервые в связи с нахождением промышленных титан-циркониевых россыпей. Некоторые сведения о минералогии этих отложений и закономерностях изменения минерального состава приведены в работах [7,8].

Химический состав песков относительно выдержан. Основным их компонентом является кремнезем. Оксиды алюминия, железа, магния и марганца в сумме не превышают 4%. Содержание компонентов определе-

но по двум пробам (1612, 1615), % : SiO_2 94,28-94,60; TiO_2 0,35-0,36; Al_2O_3 0,53-1,59; Fe_2O_3 0,19-1,64; FeO 0,82; MnO 0,01; MgO 0,23-0,36; CaO 0,28; Na_2O 0,10-0,16; K_2O 0,50-0,80; PbO 0,01-0,02.

Спектральными анализами в песках установлены выше клярковых количеств V , Ua , Nf , Cu , NB , Pb , Zr , Ti , Sr , Sb , Mn , Y , Lu , Uf , La , в клярковых количествах - Be , Co , Ni , Ta , Sn , Ag , Tb .

По минеральному составу пески существенно кварцевые. Другие минералы легкой фракции почти отсутствуют, их суммарное содержание не превышает 5%. Количество минералов тяжелой фракции по исследованным пробам колеблется от 0,01 до 2,8%. Главные россыпные минералы рудных песков представлены ильменитом (21-56%), цирконом (19-28%), рутилом (7-18%), лейкосилом (1-10%).

В основу ниже приведенной минералогической характеристики песков полтавской серии положены пробы (масса 0,5-15 кг), отобранные авторами в обнажениях и карьерах различных пунктов Белгородской области. Описание минералов приводится по порядку согласно классификации И.Костова [1].

Муассанит - природный карбид кремния, в полтавских песках обнаружен впервые в 1965 г. в Днепровско-Донецкой впадине [6]. На территории Белгородской области встречены единичные зерна в районе с. Яковлево. Он имеет неправильную уплощенную и призматическую форму зерен размером от 0,1 к 0,05 до 0,9 к 0,4 мм, характерный раковистый и полураковистый излом, сильный алмазный (до металловидного) блеск. Зерна обычно чистые без следов окатанности, полировки и штриховки, иногда на их граних имеются следы плавления. Минерал крупный анизотропный с очень высокими цветами интерференции, твердый (царапает корундовую пластинку). Рентгенограмма муассанита соответствует гексагональной модификации. Его сходство с муассанитом из кристаллических пород основного и ультраосновного рядов Волотовского интрузивного комплекса КМА [5] позволяет предположить, что источником питания для отложений района служили горы выветривания Воронежского кристаллического массива.

Корунд обнаружен в двух пробах из обнажений (184, 106) у сел Никольево и Бутово в виде остроугольных обломков розового цвета, он крупный, твердый, со стеклянным блеском (до алмазного) и мелко-раковистым изломом; прозрачны, показатели преломления №₁-1767, №₂-

1770. Люминесцирует в ультрафиолетовых лучах красным цветом высокой и средней интенсивности. На рентгенограмме (табл. I) межплоскостные расстояния и интенсивность линий близки к эталону [2].

Неизмененный ильменит обычно встречается в виде неправильных и угловатых зерен черного цвета или плохо окатанных кристаллов и их обломков. На поверхности некоторых зерен наблюдаются углубления, представляющие собой следы разрушенных вrostков других минералов, имеет металлический блеск и буровато-черную чешутку. Размер зерен в основном $0,075 \times 0,05$ мм.

Таблица I
Рентгенограмма корунда

c. Бутово, проба 901	Эталон [2]		c. Бутово, проба 901	Эталон [2]	
	$d/\text{нм}$	I		$d/\text{нм}$	I
I	3,860	I	(3,823)	9	I,874
8	3,460	-	-	5	I,240
4	3,360	-	-	3	I,192
2	3,030	-	-	2	I,150
2	2,800	3	2,805	3	I,126
9	2,550	6	2,546	2	I,150
7	2,370	4	2,374	3	I,126
8	2,310	4	(2,294)	5	I,100
10	2,080	9	2,081	4	I,080
2	I,918	2	(I,915)	8	I,042
8	I,764	3	(I,765)	I	I,018
8	I,738	5	I,738	8	0,996
10	I,603	10	I,599	3	0,994
2	I,553	2	I,545	-	-

Примечание. Анализ выполнен в ИГФИ АН УССР Л.Н. Егоровой.

Химический состав черного неизмененного ильменита из пробы 930, определенный Л.Г. Самойловичем по двум зернам на микроанализаторе MAP-I, характеризуется следующим содержанием окислов (%): TiO_2 - 61,38-65,75; FeO -27,86-31,90; Ti_2O_3 - сл; V_2O_5 - сл - 0,72; MnO -0,26-0,52; Ta_2O_5 -0,12; Nb_2O_5 -0,28-0,43.

Лейкоксенитированный ильменит представлен угловатыми зернами и обломками кристаллов. Поверхность его изврочковатая, блеск полуметаллический. Размер зерен

от 0,01 к 0,001 до 0,275 к 0,150 мм. Окраска в зависимости от степени лейкоксенитации изменяется от черной до коричневой различных оттенков. Блеск полуметаллический и металлический. Плотность 4,16-4,17. По химическому составу лейкоксенитированный ильменит (табл. 2) близок таковому из полтавских песков смежных областей УССР [4]. Отношение окисного железа к общему в нем составляет 0,65-0,99, окисного железа к двуокиси титана 0,39-0,57, молекулярные количества TiO_2 / Fe_2O_3 близки к 5. В лейкоксенитированном ильмените отмечается повышенное содержание V_2O_5 (до 0,14%), Nb_2O_5 (до 0,17%) и Ta_2O_5 (до 0,2%). Лейкоксенитация подтверждается рентгено-метрическими исследованиями, на рентгенограмме сохраняются лишь сильные линии ильменита (2,74; 2,51), вместе с тем появляется ряд новых сильных и слабых линий (3,29; 2,14; 1,690; 1,480 и др.), которые характерны для рутила.

Лейкоксен широко распространен, но его содержание в тяжелой фракции редко достигает 10-25%. Он встречается в виде угловатых, хорошо и слабоокатанных зерен размером 0,07-0,07 мм серого, бурого, желтого, белого, кремового, серовато-бурого цвета, но преобладают светло-серые и бурые разности. Минерал образовался за счет гипергенного изменения ильменита [3]. Рентгеноискомическим анализом лейкоксена серой, бурой и белой разновидностей обнаружены 20 дифракционных линий, среди которых имеются линии как ильменита (1,626-1,629), так и рутила (2,180-2,182; 1,860-1,867; 1,690-1,694).

Анатаз устанавливается в количествах около 1% к массе тяжелой фракции. Он встречается в виде зерен и обломков кристаллов размерами: 0,05-0,1 мм различной степени окатанности голубого, синего, серовато-голубого и грязно-серого цвета; в порошке белый и серый. Блеск металлический, редко - жирный, излом ступенчато-раковистый. Кристалл прозрачный, одноосный, отрицательный, слабо плеохроирует.

Борукит встречен в единичных зернах в форме угловатых пластинок и табличек янтарно-желтого цвета, на их поверхности наблюдается параллельная штриховка. Блеск минерала алмазный, излом неровный.

Рутил является одним из главных рудных минералов, его содержание в концентрате колеблется от 18 до 40%. Он присутствует в виде угловато-окатанных узких и уплощенных кристаллов

Таблица 3

Химический состав лейкосенитизированного ильменита

№ проб	Место отбора	Содержание (%)										сумма FeO	$\frac{FeO}{TiO_2}$
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	H ₂ O	n.n.p.	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅		
928	с. Скородное, общ. 14	1,01	57,06	1,40	21,60	II,35	0,80	I,26	0,08	2,60	3,10	0,02	100,35 0,57
930	с. Бехтеевка,	0,70	57,88	1,20	22,59	10,05	0,88	I,08	0,04	2,34	2,75	0,05	99,81 0,56
931	ТАЧ №	0,93	60,04	1,20	24,62	6,32	0,85	I,26	0,08	2,39	2,75	0,02	100,46 0,51
355/9	"	2,22	66,39	1,74	24,08	0,21	0,92	0,08	0,20	3,64	0,17	0,02	99,58 0,35
917	с. Ольковатка, общ. 11	1,00	61,28	1,56	27,35	1,14	0,91	0,90	0,02	3,44	2,70	0,05	100,20 0,46
918/1	ТАЧ №	0,99	61,45	1,40	26,51	1,71	0,65	I,43	0,10	3,22	2,70	0,02	100,39 0,45
918/2	"	1,68	64,66	2,82	24,18	0,21	I,04	0,06	0,24	4,42	0,20	0,03	99,54 0,39

Примечание. Анализ выполнен Б.В. Мирской.

- 103 -

бломков, иногда коленчатых двойников размерами, в основном 0,05-0,07мм (30-40%) и 0,07-0,10мм (40-50%). Цвет рутила красный различных оттенков (желтовато-красный, коричневато-красный), оранжевый, желтый и черный. Цвет порошка меняется от бледно-розового до красновато-бурового; в тонких сколах прозрачен. Блеск алмазный, у черных зерен - смолистый и металлический. Его химический состав, определенный Л.Р. Симойловичем по темно-красной, красной и желтой разностям (проба 931) на микроанализаторе MAP-I (%), следующий: TiO_2 -98,92-95,24; FeO -0,0-0,48; V_2O_5 -0,18-1,07; MnO -0,0-0,18; Nb_2O_5 -сл.-0,29. Спектральным анализом в рутиле обнаружены Ta , Cu , La , Sn , Zn , Ni . Рентгенограммы зерен рутила различной окраски подтверждают дифракционную картину, характерную для него в россыпях Сумской области [4].

Псевдорутил найден в виде одного черного зерна размером 0,1-0,07мм в пробе из обнажения у с. Ольковатки. Это первая его находка на территории Белгородской области (табл.3).

Таблица 3

Рентгенограмма псевдорутила

проба 917 (с. Ольковатка)	Псевдорутил [9]	
	d / \AA	d / \AA
	-	-
	2,71	-
	2,47	2,489
	-	2,297
	2,16	2,187
	1,682	1,688
	1,430	1,486

Примечание. Анализ выполнен Л.Н. Егоровой.

Шпинель встречается систематически, но всегда в единичных зонах, концентрируясь в тяжелой немагнитной и электромагнитной фракциях в виде октаэдрических кристаллов и их обломков неправильной формы с острыми гранями. Окраска минерала бесцветная, а также розовая, синяя, зеленая. Размер зерен 0,05-0,25мм, их поверх-

ность гладкая. Блеск стеклянный или алмазный. На рентгенограмме минерал по межплоскостным расстояниям соответствует эталону [2], размер элементарной ячейки $8,100 \pm 0,011 \text{ \AA}$.

Хромшипинелиды по внешним признакам очень похожи друг на друга. В Белгородской области установлены кромит и хромпикотит. Оба минерала встречаются в магнитной и тяжелой электромагнитной фракциях. Хромпикотит отмечен только в районах Бутово (обн. 104, 106) и Яковлево (обн. 184а). Размер зерен от 0,01 к 0,02 до 0,04 × 0,05 мм, преобладают правильные октаэдрические кристаллы с несовершенной спайностью. Реже наблюдаются обломки кристаллов, как правило, округлой формы. Излом раковистый, неровный. Блеск зерен с гладкой поверхностью металлический и смолистый, с шероковатой — тусклый. Цвет их черный и темно-бурый, черта от желто-буровой до темно-коричневой. Химический состав хромпикотита в пересчете на окислы, по данным микрорентгеноспектрального определения, произведенного по двум зернам в пробе 1605а на микроанализаторе МАР-1а, характеризуется содержанием (%): $\text{FeO} - 19,04 - 22,26$; $\text{TiO}_2 - \text{сп.} - 0,83$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 35,8 - 50,5$; $\text{V}_2\text{O}_5 - \text{сп.}$; $\text{MnO} - 0,18 - 0,26$; $\text{NiO} - \text{сп.}$; $\text{CaO} - 0,0 - 0,18$; $\text{ZnO} - 0,25 - 0,37$.

Дифракционная картина для двух изученных образцов из обнажений у с. Бутово близка хромпикотиту (табл. 4), параметры элементарных ячеек составляют $8,290 \pm 0,016$ и $8,294 \pm 0,07 \text{ \AA}$.

Таблица 4

Рентгенограммы хромшипинелидов

Проба 898		Проба 401/I		Эталон 817 [2]	
d/h	d/h	d/h	d/h	d/h	d/h
1	2	3	4	5	6
5	4,729	5	4,798	5	4,800
8	4,181	3	4,081	-	-
5	2,981	7	2,928	6	2,980
4	2,788	4	2,784	-	-
10	2,498	10	2,489	10	2,499
-	-	8	2,283	1	2,390
8	2,068	3	2,068	7	2,070
8	1,691	4	1,692	4	1,690
8	1,588	3	1,590	1	1,592

Окончание табл. 4					
I	II	III	IV	V	VI
9	1,494	9	1,461	9	1,461
4	1,263	4	1,266	5	1,261
-	-	-	-	8	1,196
-	-	-	-	2	1,158
-	-	3	1,1081	8	1,107
5	1,079	6	1,0797	6	1,079
4	1,038	5	1,0370	8	1,035

Примечание. Анализ выполнен Л. Е. Егоровой.

Магнетит содержится в незначительных количествах в большинстве проб в виде октаэдрических кристаллов и зерен неправильной сложенной формы размером 0,05–0,20 мм. Он черного и темно-серого цвета, металлического блеска.

Кварц — основной пордообразующий минерал — встречается в виде остроугольных, угловатых, угловатоокатанных или хорошо окатанных зерен размером 0,5–0,05 мм. Коэффициент окатанности зерен меняется от 30 до 65%. Встречаются кристаллы с сильным алмазным блеском (проба 1625). Зерна прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные, часто содержат включения других минералов, пузырьков газов и жидкости, а также черного углистого вещества.

Полевые шпаты отмечаются в легкой фракции в виде зерен неправильной формы размером от 0,1 до 0,8 мм. Содержание их не превышает 10%. Зерна всегда сильно изменены, каолинизированы, белого и серого цвета. Большинство зерен имеют агрегатное строение и часто полностью замещены каолинитом. Полевые шпаты в наиболее свежих зернах обнаруживают решетчатую структуру микроклина и реже двойниковое строение плагиоклаза.

Турмалин распространен в виде кристаллов призматической формы и их обломков — от единичных звезд до 10 кг/м³. Размер зерен 0,10–0,71 мм. Они имеют округлую, угловатую и остроугольную форму, отполированы, часто со штриховкой на гранях. По цвету, обусловленному химическим составом, выделяются три основные разности турмалинов: темно-буровые (магнезиальные), черные (железистые) и розовато-красные (магнезио-железистые). Зерна прозрачные, среди темноокрашенных разностей наблюдаются плеохроизм; блеск стеклянный. Кроме основных минералообразующих компонентов спектральный анализ

турмалинах обнаружены ($0,01\%$) Ti , Cr , Si , Fr ; ($0,001\%$) - Mn , Ni , V , Cu , Co . Рентгенометрические исследования показывают, что дифракционные линии турмалина четкие и ясные, межплоскостные расстояния и интенсивность близки эталону [2].

Циркон является одним из главных рудных минералов полтавских песков района ($0,01$ - $1,5\%$). Представлен обычной и метамиктной разновидностями, содержание последней не превышает 1% от содержания всего циркона. Обычный циркон встречается в виде призматических кристаллов и обломков, а также различной окатанности зерен удлиненной формы светло-розового, розового, редко молочно-белого, красного и темно-красного цветов. Преобладающие размеры зерен $0,04$ - $0,08$ мм. Химический состав циркона, определенный по 5 зернам пробы 993 из обнажения у с. Бехтеевки на микроанализаторе, характеризуется содержанием окислов (%): SiO_2 - 84,86; ZrO_2 - 68,85-65,28; HfO_2 - 0,77-3,0. Спектральным анализом в минерале установлено присутствие ($0,01$ - $0,001\%$) Za , Yb , V , La , Sr , Cu , Ni , и Sc . Большинство зерен люминесцирует в ультрафиолетовых лучах желтым цветом различной интенсивности. Рентгеноструктурным анализом по пробе 956 установлено, что интенсивность большинства линий и межплоскостные расстояния соответствуют эталону 732а [2].

Гранаты нехарактерны для полтавских отложений, встречаются относительно редко в единичных знаках. Они представлены альмандином в виде угловатых и угловато-окатанных зерен размером $0,02$ - $0,3$ мм. Поверхность зерен гладкая, излом раковистый, порошок белый, блеск стеклянный, цвет розовый. Показатель преломления выше $1,780$. Рентгенометрическими анализами установлено, что межплоскостные расстояния и размер элементарной ячейки ($II,595 \pm 0,007$; $II,575 \pm 0,004 \text{ \AA}$) близки эталону альмандинина [2].

Андалузит встречается в небольших количествах (села Яковлево, Бехтеевка) в виде мелких неправильных угловатых и округлых зерен розового цвета, прозрачен, плеохроирует в розовых тонах. Показатель преломления $1,633$ - $1,640$. Его диагностика подтверждается рентгенометрическим анализом.

Виридин - марганцовистая разность андалузита - считается редким минералом, но в полтавских отложениях Белгородской области распространен довольно широко и всегда единично. Наиболее характерные зерна и в большом количестве встречены в пробе из обн. 188 у с. Прохоровки. Он присутствует в виде неправиль-

но-угловатых и удлиненно-округлых зерен размером от $0,025$ до $0,15 \times 0,025$ мм. Имеет цвет от соломенно-желтого до изумрудно-зеленого со стеклянным или матовым блеском, неровным изломом. Поверхность зерен гладкая, иногда шероковатая, порошок светло-зеленый. Показатель преломления $I,657$ - $I,680$.

Дистен широко распространен в виде бесцветных, реже голубых зерен, пластинчатой, столбчатой, удлиненной, округлой, угловатой формы (преимущественно $0,2 \times 0,4$ мм). Блеск дистена стеклянный, излом ступенчатый. В крупных зернах он слабо плеохроирует от бесцветного до голубого цвета, в ультрафиолетовых лучах иногда слабо люминесцирует красновато-розовым цветом. Рентгенометрическим анализом в пробе 891 установлено, что межплоскостные расстояния и интенсивность линий минерала соответствуют эталону [2], а также дистену рудных песков пос. Краснокутского Харьковской обл. [4].

Силимантит - важная составная часть песков, его количество составляет 10-15% тяжелой неэлектромагнитной фракции. Максимальное содержание минерала отмечено в обнажениях сел Ольховатка, Скородное, на севере области. Его зерна бесцветны, имеют форму, аналогичную дистену, с преобладающими размерами $0,10$ - $0,053$ мм. Показатель преломления колеблется от $I,658$ до $I,665$.

Ставролит встречается в виде неправильных угловатых и угловато-окатанных обломков зерен или призматических кристаллов размером $0,3$ - $0,04$ мм, в основном желтого цвета различной интенсивности, со стеклянным блеском и неровным изломом, часто содержит много включений различных минералов, углистого вещества, пузырьков газа и жидкости. От большого количества углистого вещества некоторые зерна кажутся черными. Показатель преломления $I,787$ - $I,746$.

Дюмортьерит - довольно редкий минерал осадочных пород - встречен в единичных знаках в обнажениях у сел Яковлево и Прохоровки. В других районах Днепровско-Донецкой впадины и КМА он не отмечается. Минерал представлен неправильными угловатыми или округлобугловатыми зернами фиолетово-серого, грязно-серого цвета размерами до $0,30$ - $0,255$ мм. Одно угловатое зерно минерала (обн. у с. Яковлево) с неровной поверхностью, показатель преломления $I,690$ - $I,694$, плеохроирующее от бесцветного до густо-сине-фиолетового цвета, было подтверждено рентгеноструктурному анализу (табл. 5). Его межплоскостные расстояния совпадают с таковыми дюмортьерита кубической модификации из змеринской карбонатки.

Таблица 5
Рентгенограмма домортьерита (гроба 1604а)

J	d/n	J	d/n	J	d/n
8	5,95	10	2,08	9	1,882
2	3,82	4	2,00	7	1,800
8	3,47	2	1,980	3	1,271
9	3,22	3	1,826	3	1,258
2	3,05	8	1,736	1	1,171
8	2,90	2	1,738	1	1,150
3	2,68	4	1,675	1	1,138
8	2,58	4	1,622	6	1,084
2	2,45	8ш	1,552	5ш	1,048
8	2,38	6ш	1,465	1	1,035
2	2,19	2	1,430	2	1,019

Примечание. Анализ выполнен Д.Н. Егоровой.

Из минералов группы эпидота единично в двух пробах встречены цоизит и клиноцизит, эпидот присутствует чаще, но тоже в единичных зонах. И только в районах сел Бутово и Бехтеевки отмечается его повышенное содержание в виде бледно-желтых и бледно-зеленовато-желтых зерен размером 0,05 x 0,10 мм, со стеклянным блеском, с пестрой интерференционной окраской, часто с включениями других минералов.

Амфиболы распространены спорадически в единичных зонах в виде угловатых призм, слабо окатанных зерен или агрегатов с кварцем и биотитом. Как правило, они представлены буро-зеленой, темно-зеленой, черно-роговой обманкой смолистого блеска, с совершенной спайностью под углом 120°, не растворяются в кислотах.

Слюды, гидрослюды и хлориты встречаются в небольших количествах среди минералов легкой фракции. Наибольшее распространение имеют биотит и мусковит.

Глауконит присутствует в нижней части полтавских отложений, от единичных зерен до 5% легкой фракции, в виде округлых зерен оливково-зеленої, светло-желтовато-зеленої и темно-зеленої окраски. Блеск глауконита матовый, погасание волнистое. Иногда он имеет агрегатное строение и содержит черные точечные

включения.

Монацит почти постоянный минерал песков полтавской серии, встречающийся обычно в единичных зонах, но в средней части толщи у с. Бутово содержание его в первой электромагнитной фракции достигает 1% (пр. 896). Представлен очень мелкими (менее 0,1 мм) хорошо окатанными зернами эллипсоидальной и уплощенно-округлой формы зеленовато-желтого цвета. Минерал хрупкий, с алмазным, реже с жирным блеском, неровным изломом. Показатель преломления 1,780, минерал оптически двуосный, положительный.

Кальцит встречается в небольшом количестве, представлен мелкими белыми зернами неправильной формы стеклянного и матового блеска. Кальцит бурно реагирует с соляной кислотой.

Обзор минерального состава песков полтавской серии Белгородской области показывает, что их тяжелая фракция сложена главным образом устойчивыми к выветриванию минералами. По-видимому, накопление осадков в значительной мере происходило за счет размытия глубоко выветрелых и переотложенных кристаллических пород Воронежского массива. Зависимость между соотношением тяжелых минералов в шлихах и составом кристаллических пород не установлена, но надо полагать, что повышенное количество стресс-минералов связано с широко развитыми здесь гнейсами и кристаллическими сланцами.

По сравнению с более древними породами палеогена в отложениях полтавской серии гораздо меньше развиты аутогенные минералы. Отложения отличаются более простым составом и коэффициентом устойчивости выше +25. Их следует рассматривать как результат конечной стадии длительного процесса преобразования и переотложения кристаллических пород, достигшего максимальной минералогической дифференциации.

Л и т е р а т у р а

1. Костов И. Минералогия. М., 1971.
2. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
3. Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. М., 1954.
4. Романов И.С. Геология и условия образования циркониево-титановых россыпей днепровско-донецкой впадины. Киев, 1976.

5. Романов И.С., Голивкин Н.И., Шелкунова И.Д. Муассанит из интрузивных и осадочных пород Воронежского массива и Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология и геохимия рудообразований Донбасса и северного склона Украинского щита. Киев, 1978.
6. Романов И.С., Цымбал С.Н., Егорова Л.Н. О находке муассанита в верхненеогеновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, 1966.
7. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антиклизы. Воронеж, 1965.
8. Семенов В.П. Палеогеновая система. - В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. 1972, том I, кн.2.
9. Teufer G., Temple A.U. Tsevdorutil - new mineral intermediate between ilmenite and rutile in the Metamorphism of ilmenite. - Nature, 1966, v. 211, N 5045.

УДК 552.14:551.79 (470.322+470.324)

Г.В.Холмовой, Б.В.Глушкин

ОБ УСЛОВИЯХ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В АПШЕРОНЕ
И РАННЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ВЕРХНЕГО ДОНА
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

В бассейне Верхнего Дона в настоящее время палеонтологически доказан апшеронский возраст для яманская (горянской) свиты и нижнечетвертичный - для новохоперской свиты [4,5,7,II]. В серии изученных опорных разрезов яманская свита представлена в обнажениях у сел Данышино, Конь-Колодезь, Кривоборье, Чертовицков, Белая Гора, Лысая Гора, Урыв. Новохоперская свита была изучена по обнажениям у г. Семилуки, сел Орловка, Петино и г. Новохоперска. Большинство из перечисленных разрезов уже известны в литературе и описаны в работах [2,5,6,7, 10,12,15].

Яманская и новохоперская свиты представлены склонными, преимущественно глинчатыми, образованиями, имеют почти одинаковые мощности и угроты высотного залегания. В связи с неизвестным обнару-

жением палеонтологического материала для их идентификации важно выявление литологических признаков, указывающих на условия осадкообразования.

Яманная горянская аллювиальная толща основной долины Палео-Дона прослежена от г. Чаплыгина (на севере) до г. Новохоперской. На всем указанном протяжении вдоль крайней западной и крайней южной границ Окско-Донской впадины апшеронская долина Дона устойчиво наследует более древнюю акчагильскую долину, протягиваясь от долины р. Становой Рясы по левобережью Воронежа и Дона до устья р. Икорец и далее к востоку, в обход Калачской возвышенности до левобережья р. Хопер. Апшеронский аллювий, локализуясь в основном в пределах древней долины, распространяется несколько шире, частично перекрывая, кроме кривоборской, также усманскую свиту и нижнемеловые отложения. Ложе ямансих отложений при этом, в отличие от нормальных аллювиальных толщ, неровное, желобообразное, с плавным повышением к бортам, особенно пологим у левого борта. Минимальные абсолютные отметки подошвы, по данным картировочного бурения, снижаются от + 118,0 м на севере (скв. I96) до + 72,0 м на юге (скв. 50).

Мощность яманской толщи, испытавшая большую локальную изменчивость, по наиболее полным разрезам, от севера к югу изменяется крайне незначительно и составляет около 28-30 м.

Палеонтологический материал из яманской свиты в основном представлен палинологическими и карнологическими определениями. По диаграмме стратотипического разреза [5] у х. Ямани на Дону можно наблюдать преобладание пыльцы голосеменных с большим морфологическим разнообразием сосен подродов *Haploxylon* и *Diploxylon*, присутствием *Picea*, *Tsuga* наряду с обычным содержанием берески и ольхи, редкими широколистовыми и сравнительно небольшим количеством пыльцы недревесных. Однако, по другим, более полным, разрезам скважин содержание пыльцы недревесных пород превышает 50% и приурочено к верхней части толщи, сменяя фазу максимального расцвета голосеменных. В семенной флоре, изученной по ряду обнажений и скважин, также хорошо выделяются хвойные. П.А. Никитин [9] характеризует исследованную им флору Урыва (верх разреза) как "самую молодую из обнаруженных нами плиоценовых флор и в то же время наиболее холодостойкую".

Характерной особенностью яманская (горянской) свиты, как установлено при геологическом картировании А.В. Лебединским, Р.В. Краснен-

ковым и И.В.Фурсиковой, является ее трехчленное строение, при котором три толщи песков, венчаемых глинами, последовательно наслаждаются одна на другую. Мощности этих пачек меняются и примерно одинаковы, хотя в разрезах нижняя пачка чаще бывает наиболее мощной (от 10-12 до 15 м), а средняя - наименее (6-8 м). Иногда, как, например в Кривоборском разрезе, глинистая кровля нижней пачки срезается и свита в целом выглядит более монотонной.

Трехчленное строение яманская (горянской) толщи подтверждается также ходом кривых спорово-пыльцевых диаграмм. При этом к глинистым прослойям чаще приурочены повышенные содержания пыльцы голо-семенных, к песчаным - недревесной пыльцы, с сохранением общей тенденции преобладирования недревесных к верхней части разреза свиты.

При общем сокращении мощности свиты к левому борту долины глинистые прослои нарастают в мощности и далее даже сливаются, образуя единую глинистую толщу. Одно из таких глинистых тел мощностью 9-12 м с характерными для яманской свиты спорово-пыльцевыми спектрами закартировано даже за пределами основной яманской долины на левобережье Воронежа в районе с. Октябрьское Липецкой области.

В остальном же литолого-фациональный состав аллювия яманской свиты сравнительно однороден, хотя к северу заметно преобладание более грубых песчаных прослоев, чаще у правого борта долины встречаются катуны глин местного происхождения и все более крупных размеров.

Текстурный и гранулометрический анализ разрезов свиты позволяет выявить некоторые ее генетические особенности (рис. I, а, 2, а).

Наиболее грубозернистые пески с направленно линзовидной и клиновидной слоистостью, свойственной самой динамичной потоковой фауне (отрежневой в аллювии), наблюдаются чаще не в базальном горизонте толщи, а в основании ее средней части. Горизонтально слоистые серии наиболее типичны для основания и кровли разрезов. Косослоние - это маломощные серии, разделенные или не разделенные горизонтально слоистыми прослойками, встречаются в верхней части разрезов, реже - в средней.

Для всех наблюдаемых косослонистых серий характерны те же текстурные признаки, что и для нормального аллювия. Существенным исключением являются более крутые максимальные углы наклона слоистиков ($38-87^{\circ}$), что считается характерным признаком плёвиогляциальных отложений. Важная особенность толщи - наличие катунов зеденовато- или темно-серой глины размером до мелких валунов, которые залегают

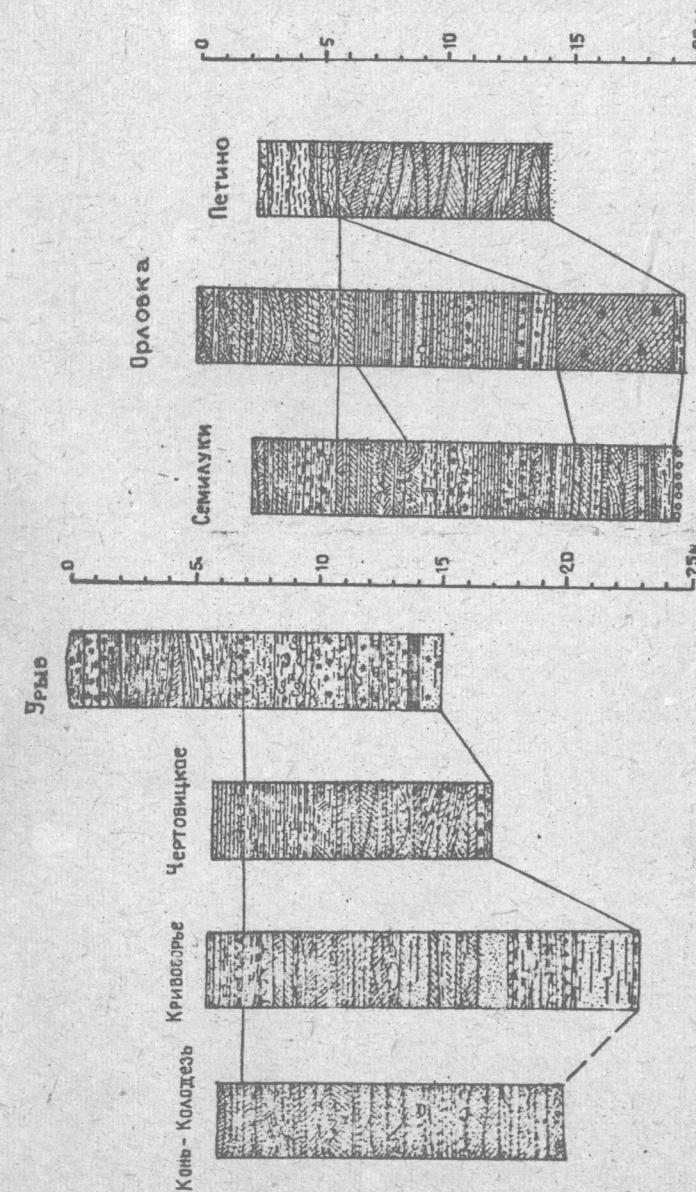


Рис. I. Сопоставление разрезов яманской свиты у сел Конь-Коледзь, Кривоборье, Чертовицкое, Урыс (а) и нижечетвертичного аллювия у г. Семилуки и сел Орловка, Петино (б)

как в основании, так и в середине косослоистых и горизонтально слоистых серий.

По изменению гранулометрического состава и текстуры песков в наиболее полных разрезах свиты выделяются до 8-9 ритмов напластования мощностью по 2-3 м с изменением зернистости в каждом ритме снизу вверх от наиболее крупной до наиболее мелкой. При этом в верхней части свиты и иногда в нижней наблюдается симметричное распределение зернистости в ритмах с укрупнением ее как в основании, так и в кровле ритмов, что также малохарактерно для аллювиальных толщ.

Наконец, в двух обнажениях яманской свиты (у д. Большой Мечек и с. Даньшино Липецкой области) в прослоях глин, соответствующих средней пачке свиты, можно наблюдать мерзлотные деформации, закрытые горизонтальными глинистыми прослойками, т.е. по возрасту соответствующие времени формирования толщи.

Все эти признаки яманской (горянской) свиты – неровное обличающее ложе, не аллювиальная последовательность напластования, включение глинистых катунов, слабая зависимость крупности песков от их текстуры, крутое падения слоев в сериях, быстрое выклинивание косослоистых серий и мерзлотные деформации глинистых прослоев – указывают на перигляциальный характер аллювия, приближение его к флювогляциальному типу отложений, что является характерной чертой этой свиты.

При отмыке и петрографической разборке гравийно-гальечного материала из яманских глин Кривоборского обнажения в порядке преобладания были обнаружены: кремень, кварц (водяно-прозрачный, молочно-белый, желтый, бутылочно-зеленый), песчаник, опока окремневая, мергель окремневый, известняк, розовый и белый полевой шпат, в том числе в сростках с кварцем.

Минералогический состав яманской свиты также характеризуется типичной для плиоцена ассоциацией терригенных минералов преимущественно устойчивого метаморфического комплекса (в % среднее по 171 анализу): rutих – 16,6, сфен – 0,67, циркон – 21,2, листен – 19,8, ставролит – 14,2, турмалин – 10,3, силиманит – 7,4, гранат – 1,52, эпидот+циозит – 2,72, амфиболы+пироксены – 1,12, полевой шпат – 1,82. Средний коэффициент выветрелости, вычисляемый как отношение суммы устойчивых прозрачных минералов тяжелой фракции к сумме неустойчивых (гранат, эпидот, циозит, амфиболы, пироксены, апатит, сфен), равен 14,8. Напомним в связи с этим, что аналогичный коэффициент

для заведомо четвертичных отложений, по М.Н.Грищенко [3], менее 5. Следует отметить, что нижние две пачки яманской свиты, судя по минералогической диаграмме Кривоборского разреза (см.рис.2), имеют несколько более высокие содержания неустойчивых минералов. Таким образом, данные минералогического анализа свидетельствуют о преобладании местных источников питания яманского перигляциального аллювия.

Нижнечетвертичные отложения, сопоставляемые с новохоперской свитой [7], к которой отнесены подморенные пески разреза г. Новохоперска, палеонтологически установлены также на правом берегу Дона у г. Семилуки и юже, где они ранее картировались в качестве усманской свиты плиоцена. Свита залегает здесь в виде погребенной под мореной террасы с мощностью аллювия от 17 до 30 м и абсолютными отметками подошвы +101...+103 м (рис. I,б).

Нижнечетвертичная долина в общих чертах наследует контуры яманской долины, однако детальные границы ее распространения пока не установлены.

Высокое гипсометрическое положение нижнечетвертичного аллювия, как и яманского, указывает на его формирование при сравнительно высоком положении базиса эрозии или общем погружении в области питания, свойственным ледниковым эпохам.

Избыточная для нормального аллювия мощность (до 30 м) и ритмичное строение свидетельствуют также о констративном типе аллювиального накопления.

Нижнечетвертичный аллювий новохоперской свиты в изученных разрезах построен одноциклическим и состоит из рус洛вой, пойменной и старичной фаций.

Русловой генезис песков подтверждается реофильным типом богатой фауны нижнеплейстоценовых моллюсков из Петинского разреза, в их возраст установлен по фауне мелких млекопитающих – как верхний нижнеплейстоцен [12]. Состав фауны мелких млекопитающих позволил А.К. Агаджаняну предположить широкое распространение тайги – квойной тайги с небольшим участком в биоценозах лесотундровых и степных элементов, т.е. довольно холодный и достаточно влажный климатический режим. Хорошая сохранность костного материала свидетельствует о том, что он накапливался в условиях медленного потока со спокойным режимом.

Текстурный анализ песков по разрезам толщи обнаруживает нормальную, закономерную смену типов слоистости, свойственную аллю-

вии (см. рис. I, б). В основании разрезов в интервалах мощностью соответственно 4 и 8 м наблюдается, по классификации Шванова [14], неправильно-линовидная и непосредственно выше - клиновидная слоистость; по классификации Л. Н. Ботвинкиной [1], - это перекрестная и смещенная, косо-волнистая и косая преимущественно однонаправленная слоистость, свойственная стрежневой фации.

Выше по разрезу, в интервале мощностью 7,5 м, слоистость становится, по В. Н. Шванову, плоскостной параллельной однонаправленной или, по классификации Л. Н. Ботвинкиной, косой параллельной однонаправленной; с сериями средних мощностей, уменьшающимися кверху; с прямой ритмичной сортировкой песков в слоях, сериях и в разрезе; преимущественно без горизонтальных прослоев, разделяющих косослоистые серии; со срезанием косых слойков у границ серий или же с выталкиванием и подстиланием их к подошве. Этот набор признаков считается типичным для русловой фации аллювия и был многократно отмечен в основных его фациях (пристречневая зона и прирусловая отмель). Необходимо отметить, что в Семилукском обнажении этот интервал разреза выпадает или замещается, с чем и связано некоторое сокращение общей мощности этого разреза.

Еще выше во всех разрезах наблюдается интервал песков мощностью 7-8 м с горизонтально-слоистыми сериями, четким нижним контактом, изредка с мелкими катуниками глины и вертикальными ходами газов в верхней части интервала. Ритмичная горизонтальная слоистость с серийной группировкой слойков и их прямой сортировкой указывает, вероятнее всего, на бассейновую (озерную) среду осадконакопления, которая могла возникнуть в условиях полузамкнутых рукавов и стариц крупных рек [1].

Самую верхнюю часть разрезов составляет интервал мощностью около 6 м, сложенный мелкозернистыми песками и алевритами с тремя четырьмя выдержаными прослоями глин. Для этого интервала характерна "косая" параллельная однонаправленная слоистость в чередовании с горизонтальной слоистостью, а также волнистая и косо-волнистая мелкая и очень мелкая слоистость раки, по Л. Н. Ботвинкиной. Наиболее выразительные типы этой слоистости известны как диагональная и мульдовидная. Такие типы слоистости и венчающее положение в разрезе, без сомнения, указывают на пойменный характер накопления пород этого интервала.

В гранулометрическом составе пород описываемой толщи, как и при

анализе напластования пород, выделяются 6 ритмов зернистости в русловой части разрезов и 6 ритмов - в пойменной, с мощностями ритмов соответственно 3,0-3,5 м и около 1 м. В отличие от яманской свиты здесь в пределах каждого ритма снизу вверх наблюдается последовательное закономерное убывание средней крупности зерен, или прямая сортировка. Исключение составляют некоторые ритмы в основании разрезов, в которых наиболее крупные пески залегают несколько выше основания ритма. Встречается также незначительное укрупнение зернистости в верхней части ритмов, не нарушающее общего их строения (рис. 2, б).

Необходимо отметить, что при всех различиях в распределении гранулометрического состава песков по разрезу, усредненные значения крупности M_d и сортировки S_0 песков из разрезов ниже четвертичной толщи (30 проб) и яманской свиты (61 проба) практически равны и составляют в первом случае $M_d = 0,39$, $S_0 = 1,39$, во втором случае $M_d = 0,39$, $S_0 = 1,40$. Коэффициент корреляции r между M_d и S_0 , отражающий особенности формирования осадков в потоковых условиях [8], также имеет близкие значения ($+0,60$ и $+0,58$). Это ставит сравниваемые свиты в один ряд с такими аллювиальными толщами, как вторая надпойменная терраса ($r = +0,76$) или белогорская свита плиоценена ($r = +0,49$), и отличает их от собственно флювиогляциальных песков днепровского времени и половодно-ледниковых московских образований, развитых здесь же и характеризующихся отсутствием значимой корреляции между M_d и S_0 [18].

Средние содержания прозрачных терригенных минералов тяжелой фракции сравнительно близки к таковым же яманской свиты и по 16 пробам Семилукского разреза составляют (%): рутила - 12,2, циркона - 13,8, дистена - 24,6, ставролита - 18,8, турмалина - 14,0, силлиманита - 5,3, граната - 4,5, эпидота+циозита - 1,7, роговой обманки - 1,4. Отличие заключается в пониженных содержаниях циркона и силлиманита и в повышенных - дистена, турмалина, граната, амфиболов и полевого шпата (з. 1). Средний коэффициент выветряемости равен 14,0 и в отличие от яманской свиты он заметно снижается снизу вверх от 20-30 до 5-7.

В прослоях глин из Семилукского и Орловского разрезов, как и в глинах яманской свиты (Кривоборье, Чертвицкое), по данным дифрактометрического и электронно-микроскопического анализов, в составе глинистых минералов в порядке преобладания присутствуют:

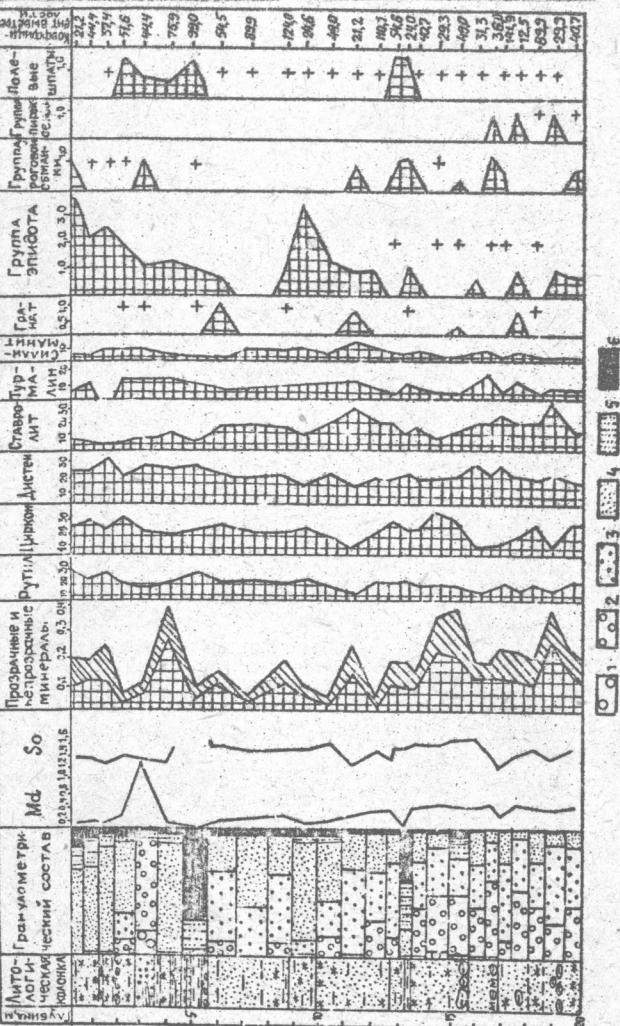
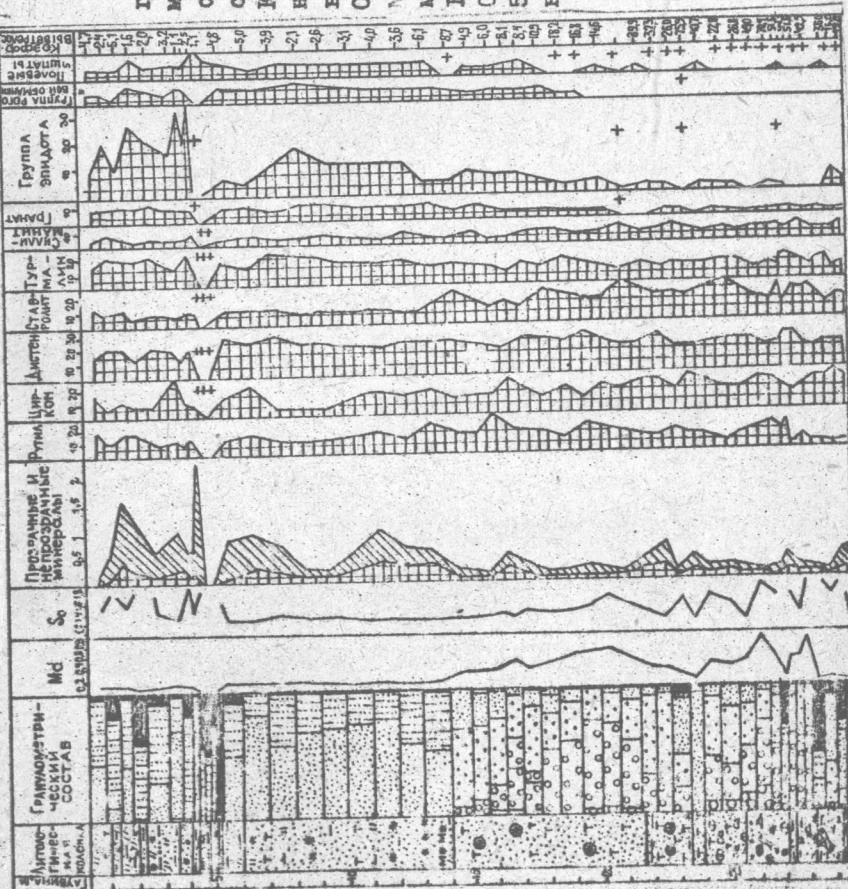


Рис.2. Диаграмма гранулометрического и минералогического со-ставов песков ямской свиты по разрезу У о: Кривоборье (а) и из- нечетвентского аллю- вия - у с. Орлозка (б).
Обозначение грануло- метрических фракций в ам: I - более 1,0; 2 - 1,0 - 0,63; 3 - 0,63 - 0,315; 4 - 0,315 - 0,1; 5 - 0,1 - 0,01; 6 - 0,01



МОНТМОРИЛЛОНИТ, каолинит, гидрослюдя. Нижнечетвертичные глины, в отличие от яманских, характеризуются сравнительно менее значительными содержаниями монтмориллонита и несколько более высокими - каолинита.

Таким образом, литологическое изучение сравниваемых аллювиальных толщ позволило установить как их общие черты, обусловленные близостью условий залегания и источников питания, так и специфические признаки, связанные в основном с различиями в обстановке седimentации.

Общие свойства толщ заключаются прежде всего в том, что обе они являются аллювиальными образованиями контративного типа, весьма умеренных климатических условий, принадлежат одной и той же рабочей системе основной долины древнего Дона, сравнительно мало изменившейся во времени и практически развивавшейся в общем аллювиальном цикле. Одни и те же источники питания, близкие глубины врезов и не затронувшие минералогических преобразований климатические изменения обусловили весьма близкие величины мощностей, гранулометрического и минералогического состава сравниваемых аллювиальных комплексов.

Литологические различия свит, как следствие главным образом климатических изменений, проявлялись прежде всего в общем строении разрезов и последовательности напластования в них, в характере текстуры и ритмичности толщ, в фациальных типах отложений. Если нижнечетвертичный аллювий можно рассматривать как продукт деятельности рек в условиях довольно прокладного гумидного климата, существенно не искажившего нормальный процесс формирования аллювия, то в отдельные отрезки ашеронской эпохи условия формирования ямской свиты, содержащей признаки флювиоцдациальной аккумуляции, приближались к предледниковым.

Л и т е р а т у р а

1. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. - Тр. ИГН АН СССР, №. 1962, вып. 59.

2. Грищенко М.Н. Геологические экскурсии в окрестностях Воронежа. - В кн.: Путеводитель геологических экскурсий Воронежского пленума Советской секции JNQUA. №. 1941.

3. Грищенко М.Н. Материалы к характеристике вещественного со-

тава неогеновых и четвертичных отложений территории КМА. - Тр. межобл. геол. совещ. Воронеж, 1964.

4. Грищенко М.Н. Стратиграфия неогена Окско-Донской низменности (по палеоботаническим материалам). - В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеогеографии. М., 1966.

5. Грищенко М.Н. Новые палинологические материалы для стратиграфии неогеновых отложений кривоборского разреза на верхнем Дону у х. Ямани (Емани). - В кн.: Охрана природы Центрально-Черноземной полосы. Воронеж, 1968, вып. 6.

6. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М., 1976.

7. Красненков Р.В., Агаджанян А.К. Нижний плейстоцен Среднего Дона. - Бюл. КИЧП, АН СССР, 1975, №44.

8. Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). - Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 120.

9. Никитин П.А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.-Л., 1957.

10. Никитин П.А., Дорофеев П.И. Четвертичная флора района г. Новохопёрска. - Бюл. КИЧП, АН СССР, 1953, №17.

11. Холмовой Г.В. Литологическая характеристика и особенности строения аллювия плиоценовых свит в бассейне Верхнего Дона. Канд. дис. Воронеж, 1969.

12. Холмовой Г.В., Глушков Б.В., Холмовая Р.С., Агаджанян А.К. Петино - опорный разрез нижнего плейстоцена Верхнего Дона. - В кн.: Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж, 1982.

13. Холмовой Г.В., Глушков Б.В. О корреляции крупности и сортировки песков из различных фаций и типов аллювия в бассейне Верхнего Дона. - В кн.: Литология и полезные ископаемые Воронежской антиклизы. Воронеж, 1982.

14. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969.

15. Шпуль В.Г., Семенов В.П. О возрасте неогеновых отложений окрестностей сел Срдовка и Петино на Дону. - В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антиклизы. Воронеж, 1974, вып. I.

Р Е Ф Е Р А Т Ы

УДК 552.122

О генетическом соотношении косой слоистости и гранулометрического состава в песчаных погодках. Жуманинов Н.П., Стоянов Ю.Г. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 3-18.

Рассмотрены возможности генетического сопоставления текстурных и структурных признаков песчаных пород. С помощью ЭВМ вычислены гранулометрические коэффициенты (средний размер зерен, коэффициент сортировки, асимметрия и эксцесс), которые позволили провести сравнение различных генетических диаграмм и дать рекомендации для их практического использования.

Библ.ссылок 16, ил. 7.

УДК 552.5 (470.324)

Фациальные типы континентальных отложений мамонской толщи. Дукъянов В.Ф. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 19-26.

Освещается эволюция взаимодействия на условия образования мамонской толщи, обосновывается континентальный генезис толщи и фациальная принадлежность слагающих ее пород, указывается, что толща формировалась в условиях широкой наледоподчины, приуроченной к мамонской тектонической депрессии и переходящей в восточном направлении в прибрежно-аллювиальную равнину.

Библ.ссылок 13, ил. 1.

УДК 552.492:551.8 (470.323)

Палеогеографическое значение изучения закономерностей распределения шамозитов в бокситовом генетическом комплексе КМА. Сиротина В.И., Бурлюева Н.Ц. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 26-45.

Изучены закономерности распределения шамозитов в бокситовом генетическом комплексе КМА и уточнена их кристаллогимическая структура.

Библ.ссылок 13, ил.3, табл.4.

УДК 551.435

Палеогеоморфология территории Воронежской антиклинали в девонское время. Ч.Д.Сачко. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 46-59.

Рассматривается палеорельеф и история его образования в верхнедевонское время. Отмечается связь кор выветривания с процессами формирования рельефа, затрагиваются вопросы формирования полезных ископаемых.

Библ.ссылок II, ил. 8.

УДК 550.42

Малые элементы в визейских глинах КМА. Савко А.Д., Сташков В.М., Устиновский В.А. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 59-70.

Рассмотрено поведение малых элементов в глинах различных фацальных типов, установлена роль процессов механического разноса их вместе с глинистыми частицами в континентальных условиях, а также сорбционных свойств лагунно-морских глин преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Библ.ссылок 10, табл. I.

УДК 552.5:551.734

Литолого-фациальная характеристика карбонатных пород михайловского горизонта визейского яруса Белгородского района КМА. Лавренова Т.В. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 70-82.

Изложены результаты детального литолого-фациального изучения карбонатных пород визейского яруса территории КМА. Даны палеоландшафтная характеристика михайловского времени визе с выделением литолого-фациальных зон. Делается выводы о закономерностях распределения лито-генетических типов пород по площади и в разрезе.

Библ.ссылок 16, табл. I.

УДК 552.52

Сравнение вещественного состава глин Криушанского и Латненского месторождений и некоторые палеогеографические особенности их формирования. Титов А.К., Иванов А.В., Алексин В.Н. - В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 82-89.

С помощью математической статистики, а также одномерного и многомерного анализов основных и полуцилиндрических сортов оgneупорных глин Криушанского и Латненского месторождений установлены черты сходства и различия, что выражается в специфических палеогеографических особенностях формирования этих месторождений.

Библ.ссылок 9, ил. I, табл. 6.

УДК 552:553.625

Палеогеохимические барьеры при субаэральном формировании зон цементации в меловых отложениях Воронежской антиклизы. Семенов П. В. – В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 89–98.

На основании изучения положения в массивах верхнемеловых пород Воронежской антиклизы, ассоциации новообразованных минералов, наличия нескольких генераций некоторых новообразованных минералов выделены четыре типа зон инфильтрационных цементационно-метасоматических кремнистых образований, формирование которых было обусловлено спецификой проявления корообразовательных процессов предпaleогенового времени.

Библ.ссылок 8, ил.3.

УДК 549.01:551.781.5/782.1 (470.825)

Палеогеографические критерии поисков титан-циркониевых россыпей в палеоген-неогеновых отложениях Белгородской области. Романова Л. А., Романов И. С., Кузнецова А. П. – В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 98–110.

Детально изучен минеральный состав песков полтавской серии в связи с находкой промышленных титан-циркониевых россыпей. Диагностика минералов подтверждена рентгенофотометрическим анализом. Охарактеризован химический состав минералов, определенный как традиционным аналитическим методом, так и сканированием на микроанализаторе МАР-І.

Библ.ссылок 9, табл.5.

УДК 552.14:551.79 (470.822+470.824)

Об условиях алювиального литогенеза в ашероне и раннем плейстоцене Верхнего Дона по результатам изучения опорных разрезов. Холмовой Г. В., Глушков Б. В. – В кн.: Проблемы палеогеографии фанерозоя КМА и прилегающих районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983, с. 110–121.

На основании комплексного изучения опорных разрезов бассейна Верхнего Дона обосновывается близкий к флювиогляциальному генезис отложений ашеронской яманской свиты и перигляциальный – нижнечетвертичный новохоперской свиты.

Библ.ссылок 15, ил.4.

СОДЕРЖАНИЕ

Хожанинов Н. П., Стоянов Ю. Г. О генетическом соотношении косой слоистости и гранулометрического состава в песчаных породах 3

Лукьянов В. Ф. Фациальные типы континентальных отложений мамонской толщи 18

Сиротин В. И., Бурляева Н. П. Палеогеографическое значение изучения закономерностей распределения шамозитов в бокситовом генетическом комплексе КМА 26

Савко А. Д. Палеогеоморфология территории Воронежской антиклизы в девонское время 46

Савко А. Д., Сташков В. М., Устиновский В. А. Малые элементы в визайских глинах КМА 59

Лавренова Т. В. Литолого-фациальная характеристика карбонатных пород михайловского горизонта визайского яруса Белгородского района КМА 70

Титов А. К., Иванов А. В., Алексин В. Н. Сравнение вещественного состава глин Криушанского и Латненского месторождений и некоторые палеогеографические особенности их формирования 82

Семенов П. В. Палеогеохимические барьеры при субаэральном формировании зон цементации в меловых отложениях Воронежской антиклизы 89

Романова Л. А., Романов И. С., Кузнецова А. П. Палеогеографические критерии поисков титан-циркониевых россыпей в палеоген-неогеновых отложениях Белгородской области 98

Холмовой Г. В., Глушков Б. В. Об условиях алювиального литогенеза в ашероне и раннем плейстоцене Верхнего Дона по результатам изучения опорных разрезов 110

Рефераты 122

10
Лимон Жу
14.02.2000