

УДК 551.734.5 (470.24)

СТРАТОТИП БУРЕГСКИХ СЛОЕВ (ФРАНСКИЙ ЯРУС, ГЛАВНОЕ ДЕВОНСКОЕ ПОЛЕ)

© 2013 г. Г. А. Русецкая*, А. Б. Тарасенко**, В. Р. Вербицкий*, А. Н. Храмов***, А. В. Журавлев***,
И. О. Евдокимова*, А. Г. Иосифиди***, В. А. Томша***, Е. В. Сокиран***

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)
199026, г. Санкт-Петербург, В.О. Средний просп., 74
E-mail: etele1@ya.ru

**Национальный минерально-сырьевой университет “Горный”
199026, г. Санкт-Петербург, В.О. 21-я линия, 2

*** Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ)
191014, г. Санкт-Петербург, Литейный просп., 39

Поступила в редакцию 15.06.2012 г.

Приводится детальное литолого-стратиграфическое описание стратотипических разрезов бурежских слоев среднего франа, расположенных на Ильменском девонском глинте и в бассейне р. Псижа (Главное девонское поле). В типовой местности бурежские слои представлены преимущественно карбонатными породами, сформировавшимися на трансгрессивном этапе развития окраинного палеобассейна. В разрезе выделено шесть пачек. Отложения двух нижних формировались в прибрежно-мелководной части бассейна и достаточно хорошо охарактеризованы фаунистически. Образование верхних пачек происходило в условиях относительного углубления бассейна и увеличения скорости осадконакопления. В результате проведенных палеомагнитных исследований бурежских слоев выделены две магнитозоны: зона обратной и зона прямой полярности. Магнитная зональность бурежских известняков хорошо согласуется с данными общей магнитостратиграфической шкалы девона. По данным фаунистического анализа бурежские слои соответствуют верхней части семилукского регионального горизонта Восточно-Европейской платформы. В контексте литолого-седиментологических интерпретаций рассмотрены условия формирования характерных фаунистических палеосообществ бурежского времени. По данным изучения элементного и изотопного состава раковин брахиопод, для бурежского времени установлены сезонные изменения палеотемператур от 16 до 20°C, что в целом указывает на нахождение исследуемого района в тропическом поясе. Изотопный состав карбонатного углерода у исследованных раковин изменялся от –0.754‰ до +1.390‰.

Ключевые слова: бурежские слои, стратотип, известняки, брахиоподы, остракоды, конодонты, палеомагнитные исследования.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Бурежские слои франского яруса были выделены Р.Ф. Геккером в 1930 г. на северо-западе Восточно-Европейской платформы (ВЕР) в пределах восточной части Главного девонского поля (ГДП) [2]. Согласно принятым в 1962 г. стратиграфическим схемам девона Русской плиты, бурежские слои выделялись как самостоятельный региональный горизонт и сопоставлялись с мендымским горизонтом верхнего франа Урала [16]. Позднее, в 1988 году, бурежские слои были переведены в состав семилукского горизонта и коррелировались с верхней частью доманиковского горизонта Урала [15].

Точное указание стратотипа и его кондиционное описание, к сожалению, не были опубликованы. Исторически типовыми считаются разрезы, расположенные на Ильменском девонском глинте, берегах р. Псижа и в известняковых карьерах на южном берегу оз. Ильмень в районе дер. Буреги [20]

(рис. 1). В данной статье приводится описание стратотипа бурежских слоев согласно требованиям Стратиграфического кодекса [19].

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

Стратотипическая местность бурежских слоев расположена в северо-западной части ВЕР. В геоструктурном плане она приурочена к западному крылу Московской синеклизы и граничит на юго-востоке с северо-западным склоном Крестецкого авлакогена. Этим обусловлено то, что на фоне общего погружения пород фундамента в юго-восточном направлении (3–4 м/км) на востоке площади наблюдается локальный прогиб, который начинается в районе гг. Старая Русса–Крестцы (крутизна склона здесь возрастает до 25–30 м/км). Платформенный чехол этой местности сложен четырьмя структурными ярусами: нижним и верхним байкальски-



Рис. 1. Обзорная схема северо-запада Русской плиты (а), с местоположением стратотипического разреза бургских слоев на южном берегу оз. Ильмень (прямоугольник), и схема расположения разрезов бургских слоев (б).

ми, каледонским и нижнегерцинским. Погружение фундамента на юго-восток отразилось в общем падении пород осадочного чехла в том же направлении (азимут $\sim 112^\circ$) под углом 0.1° – 0.2° и увеличении его мощности от 700 до 1100 м. Моноклираль-

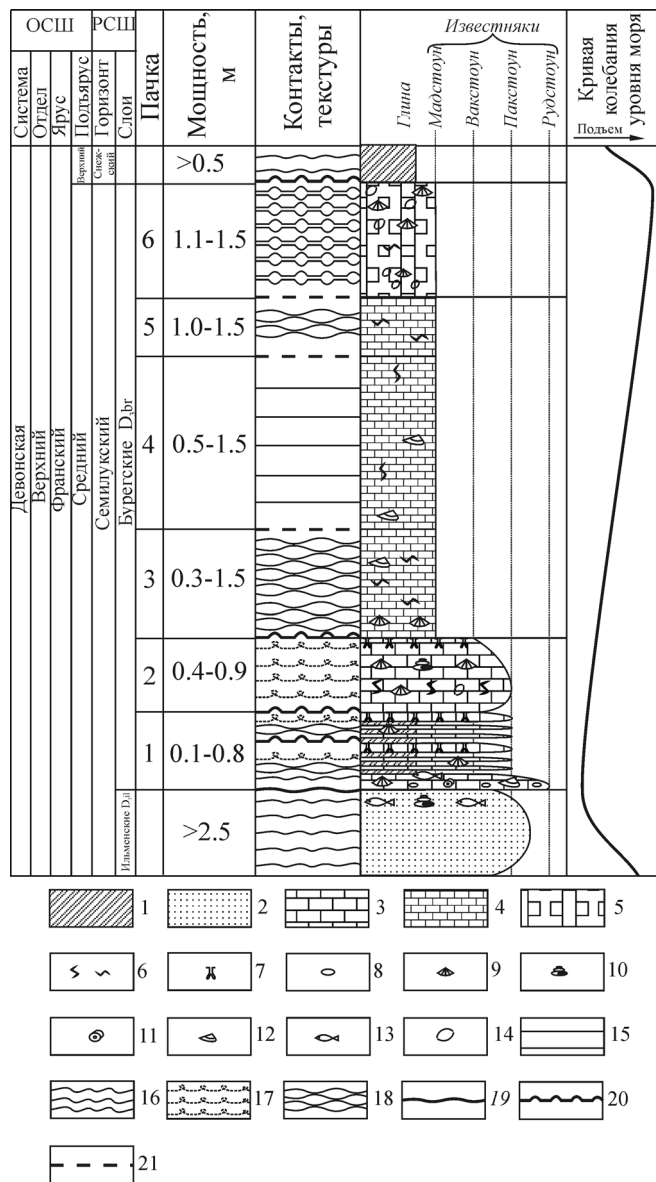


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка бурегских слоев.

1–5 – породы: 1 – глины и алевролиты, 2 – песчаники, 3 – известняки ракушняковые, 4 – известняки плитчатые, 5 – известняки комковатые; 6–7 – ихтиофоссилии: 6 – ходы илоедов, 7 – норки беспозвоночных; 8 – интракlastы; 9–14 – органические остатки: 9 – брахиоподы, 10 – гастроподы, 11 – криноидеи, 12 – двусторчатые моллюски, 13 – рыбы, 14 – остракоды; 15–16 – слоистость: 15 – горизонтальная, 16 – волнистая; 17 – текстура биотурбации; 18 – линзовидно-полосчатое чередование слоев; 19–21 – межслоевые поверхности: 19 – волнистая, 20 – бугристая, 21 – постепенный переход.

ное залегание пород часто нарушается локальными пологими складками, а иногда и разрывными нарушениями различного порядка. Девонские отложения представлены здесь эйфельским, живетским и франским ярусами и имеют суммарную мощность от 270 до 500 м. По данным Э.Ю. Саммета [3] в пределах описываемой стратотипической местности сочленяются четыре структурно-фациальных зоны девона: Лужская и Ладожская моноклинали, Латвийская седловина и северо-западное крыло Московской синеклизы. Строение разрезов отдельных горизонтов верхнего девона в этих зонах имеет определенные различия, которые заключаются в общем увеличении к ССВ содержания терригенных и уменьшении количества карбонатных пород. Формирование девонских образований происходило в условиях непродолжительных часто сменяющихся трансгрессий и регрессий. Бурегские слои накапливались на трансгрессивной фазе развития палеобассейна.

В качестве стратотипа бурегских слоев выбрана серия дополняющих друг друга обнажений на Ильменском девонском глинте (юго-западный берег оз. Ильмень) и правом берегу р. Псижа в районе дер. Бурег (рис. 1). Полная мощность бурегских слоев в стратотипе около 8 м, а в типовой местности варьирует от 6 до 12 м, иногда до 18 м.

Бурегские слои подстилаются глинистой и алевропесчаной пачками ильменских слоев с остатками остракод, конодонтов, рыб, лингул и харовых водорослей, и перекрываются алевро-песчаными и глинистыми образованиями снежской свиты, палеонтологически охарактеризованными ихтиофауной, конодонтами и остракодами. Нижняя граница бурегских слоев резкая, согласная. Верхняя граница также резкая, со следами перерыва в осадконакоплении.

ОПИСАНИЕ СТРАТОТИПА БУРЕГСКИХ СЛОЕВ

Стратотипический разрез бурегских слоев представлен преимущественно известняками (рис. 2). Известняки содержат примесь песчаного, алевроитового и глинистого материала, количество которого резко уменьшается снизу вверх по разрезу. В этом же направлении местами возрастает содержание в известняках доломита.

Наличие той или иной примеси, структурно-текстурные особенности известняков, а также количество и состав фаунистических остатков позволили выделить в типовом разрезе шесть пачек. Нижние две пачки изучены в обнажении 5103, с третьей по пятую – в обнажении 5104, и шестая – в обнажении 5108 (рис. 1).

Нижняя пачка, залегающая в основании разреза бурегских слоев, представляет собой тонкое линзовидно-полосчатое переслаивание пестроокрашенных (от серых с лиловыми пятнами до темно-красных) известняков, серовато-зеленых и

вишневых известковистых глин, слабо сцементированных красновато-бурых кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность прослоев в пачке колеблется от 0.03 до 0.07 м. В разрезах Ильменского глинта можно наблюдать дву- и трехкратное повторение чередований, причем мощность известняков из верхней части каждой последовательности обычно увеличивается до 0.2–0.5 м. Общая мощность пачки изменяется вдоль глинта от 0.1 м на северо-западе до 0.8 м на юго-востоке.

Глины окрашены в зеленовато-серый и вишневый цвет, уплотненные трещиноватые, имеют угловато-комковатую отдельность, по составу гидрослюдистые (в воде не разбухают, а распадаются на мелкие комочки), известковистые.

Песчаники и алевролиты имеют преимущественно кварцевый состав (более 90%), в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты, слюда и темноцветные минералы. Обломки кварца и полевого шпата имеют остроугольную форму, нередко корродированны. Среди форменных элементов отмечаются редкие, иногда фосфатизированные, органические остатки. Цемент карбонатный базальный, представлен пелитоморфным и тонкозернистым кальцитом. Кроме того, присутствуют глинистые примазки и точечные включения окислов и гидроокислов железа. Нередко зерна минералов и органические остатки покрыты “рубашками” гематита. Эпигенетические изменения проявлены в присутствии в основной массе единичных ромбоэдрических кристаллов доломита (0.03 мм), в центре которых обычно наблюдаются темные микроскопления глинистого вещества либо пелитоморфного, часто ожелезненного, кальцита.

Известняки в этой пачке микрозернистые, неясно сгустково-комковатые, детритовые или шламово-детритовые. В них отмечается как алевролитовая и песчаная, так и глинистая примесь. При этом количество песчаной и алевролитовой примеси уменьшается снизу вверх как внутри слоев, так и в пачке в целом. Органические остатки представлены брахиоподами, остракодами, гастроподами, двусторонками; встречаются также тентакулиты, фораминиферы, трубки полихет, сколекодонт, морские ежи, криноидеи, конодонты, рыбы и харофиты. Структура известняков неравномернозернистая – от пелитоморфной до микрозернистой. Текстура неяснослоистая, бугристонаслоенная, иногда микробрекчированная и микротрещиноватая. Отмечаются незначительные микропоры, образовавшиеся в результате выщелачивания органических остатков. Доломитизация известняков слабая – наблюдаются отдельные рассеянные в основной массе кристаллы. На межслойковых мелкобугристых поверхностях известняков присутствуют многочисленные разрозненные створки брахиопод и следы ползания илоедов. У кровли (5 см) некоторые прослои известняка биотурбированы. Наблюдаются мно-

гочисленные субвертикальные ветвящиеся норки (диаметр до 1 см), заполненные окислами железа.

В стратотипическом разрезе бургские слои залегают на ильменских без размыва, контакт между слоями волнистый или постепенный.

Из органических остатков первой пачки определены брахиоподы: – *Rhytialosia petini* (Nal.), *Pseudotritypa uralica* (Nal.), *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Anathyris helmersenii* (Buch); конодонты: *Polygnathus pollocki* Druce, *P. efimovae* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers, *P. lanei* Kuzmin, *P. webbi* Stauffer, *P. aff. coelatus* Bryant, *Mehlina gradata* Youngquist, *M. fitzroyi* Druce, *Icriodus* sp.; остракоды: *Buregia bispinosa* Zasp., *B. aff. krestovnikovi* Pol., *Kozlowskiella*? sp.1, sp.2, *Paraparchites cf. copis* Gleb. et Zasp., *Subtella cf. prima* Zasp., *Youngiella cf. mica* Rozhd., *Semilukiella cf. zaspelovae* Eg., *Knoxiella* sp.2, *Knoxites* aff. *K. bolchovitinae* Eg., *Mennerella* cf. *krestovnikovi* Eg., *Milanovskya bicornis* (Gleb. et Zasp.), *M. bicristata* Evd., *Bairdia* aff. *raabenae* Eg., *Rectobairdia* aff. *quarziana* (Eg.), *B. sp.2*, *Mossolovella* cf. *incognita* (Gleb. et Zasp.), *M. philippovae* Eg., *Acratia buregiana* Eg., *A. aff. gassanovae* Eg., *Cryptophyllus* sp., *Hollinella* sp., *Paraschmidtella* sp., *Uchtovia* sp., *Knoxina* sp., *Cavellina* sp.

Пачка переслаивания известняков, глин, песчаников и алевролитов формировалась в прибрежной мелководной зоне эпиконтинентального морского бассейна на начальной фазе подъема уровня моря. Вероятно, участки морского бассейна, на которых накапливались отложения первой пачки, отличались переменной, преимущественно высокой гидродинамикой. Во время нормальных волнений накапливался тонкий глинистый материал, а во время штормов – органогенно-обломочный, детритовый. Силикатный глинистый и песчано-алевритовый материал поступал из зоны прибоя, где происходил перемыв терригенных осадков, накопившихся в ильменское время и ставших частью суши на максимуме регрессии.

Вторая пачка мощностью 0.4–0.9 м представлена известняком красным с поверхности и серым с красновато-коричневыми и зелеными пятнами в сколе, пропитанным бурыми и черными окислами и гидроокислами железа и марганца. Известняк органогенно-обломочный, главным образом брахиоподовый, бугристо-наслоенный, трещиноватый. По поверхностям наслоения наблюдаются глинисто-алевритистые примазки зеленоватого цвета, мощность которых колеблется от 1.0 до 5.0 мм.

В нижней части пачки обломки раковин брахиопод, фрагменты гастропод и мшанок размером от 0.1–0.3 мм до 1.0 см образуют от 40 до 80% породы. Они раздроблены и располагаются хаотично. Местами наблюдается микролинзовидно-пятнистое распределение детритового материала. К таким участкам обычно приурочена примесь глинистого вещества. Нередко в нижней части пачки отме-

чаются фукоиды, ориентированные вертикально вниз от поверхности наложения и заполненные гематитом, и гидроокислами железа по периферии. Кверху сохранность фауны улучшается, и верхнюю часть слоя (0.2–0.5 м) образует известняк с крупными, слабо перемещенными разрозненными створками брахиопод и раковинами гастропод, располагающимися хаотично и не образующими каркаса.

Основная масса породы сложена пелитоморфным кальцитом. Терригенный материал представлен небольшим (до 11%, обычно около 1%) количеством кварца, реже полевого шпата псаммитовой и алевроитовой (преобладает) размерности. Присутствуют пластинки слюды (мусковита и серицита). Местами наблюдается замещение кремнистым веществом органических остатков. Содержание и характер замещения доломита в данной пачке практически остается таким же, как и в первой.

Органические остатки в этих известняках представлены, в основном, брахиоподами: *Rhytidia petini* (Nal.), *Pseudoatrypa uralica* (Nal.), *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Anathyris helmersenii* (Buch). Их количество столь велико, что порода обычно представляет собой ракушняк. Раковины распределены по пачке беспорядочно, хотя отмечается некоторая тенденция к уменьшению их количества и улучшению сохранности к кровле. Кроме замковых брахиопод в известняках встречаются лингулы, остракоды, гастроподы, единичные ядра наутилоидей, криноидей, морские ежи, двустворки, фораминиферы, тентакулиты, сколекодонты, мелкие эвриптериды, редкие мшанки и многочисленные конодонты. Среди стратиграфически значимых форм следует отметить конодонты: *Polygnathus pollocki* Druce, *P. efimovae* Kononova et al., *P. lanei* Kuzmin, *P. webbi* Stauffer, *P. pseudoxylus* Kononova et al., *P. xylus* Stauffer, *P. decorosus* Stauffer, *P. praepolitus* Kononova et al., *P. dubius* Hinde, *P. cf. alatus* Huddle, *P. cf. seraphimae* Ovnatanova et Kononova, *P. aff. ljaschenkoi* Kuzmin, *Youngquistognathus* sp., *Pandorinellina* sp., *Mehlina gradata* (Youngquist), *Mehlina fitzroyi* Druce, *Icriodus subterminus* Youngquist, *Ancyrognathus ancyrognathoides* (Ziegler); в нижней части пачки встречаются остракоды: *Buregia bispinosa* Zasp., *B. aff. krestovnikovi* Pol., *Paraparchites cf. copis* Gleb. et Zasp., *Neodrepanella cf. parva* Zasp., *Youngiella cf. mica* Rozhd., *Semilukiella cf. zaspelovae* Eg., *Knoxiella cf. collina* Zasp., *K. sp.1*, *K. sp.2*, *Knoxites aff. bolchovitinovae* Eg., *Mennerella tuberosa* Eg., *M. cf. krestovnikovi* Eg., *Kloedenellitina cf. pseudosygmaeiformis* Eg., *Milanovskya bicornis* (Gleb. et Zasp.), *M. bicristata* Evd., *Bairdia aff. uchtaensis* Eg., *B. aff. raabenae* Eg., *Rectobairdia aff. quarziana* (Eg.), *B. sp.1*, *B. sp.2*, *Mossolovella cf. M.incognita* (Gleb. et Zasp.), *M. philippovae* Eg., *Acratia buregiana* Eg., *A. aff. gassanovae* Eg., *A. aff. petiniana* Eg., *Famenella aff. misera* Zasp., *Cryptophyllus* sp., *Hol-*

linella sp., *Paraschmidtella* sp., *Uchtovia* sp., *Knoxina* sp., *Cavellina* sp. В верхней части остракоды представлены гематитизированными ядрами *Bairdia* sp. и *Mossolovella* sp.

Особенности состава и строения второй пачки (уменьшение количества и улучшение сохранности остатков морской фауны в сочетании со снижением доли терригенной примеси) позволяют предположить, что она, по сравнению с первой, накапливалась в условиях пониженной гидродинамики, связанной с увеличением глубины бассейна, что маркирует подъем уровня моря [21]. На близость суши указывают повышенные концентрации окислов железа. По С. В. Тихомирову [22] растворы, содержащие оксиды железа, поступали в морской бассейн с северо-запада за счет значительной сnivelированности рельефа в области Фенноскандии и слабых тектонических движений.

Третья пачка мощностью 0.3–1.5 м представлена известняками светло-серыми, почти белыми с поверхности и серыми со слабым зеленоватым оттенком в сколе, глинистыми (до слабоглинистых), пелитоморфными, неяснотонкослоистыми. Текстура линзовидно-полосчатая, подчеркнутая плитчатым расколом породы (толщина плиток 1–5 см) по пологоволнистым межслойковым поверхностям, которые разделены тонкими (1–3 см) слоями глины желтовато-серой известковистой, содержащей многочисленные мелкие (0.05–0.1 мм – 25%, >0.1 мм – 43%) неправильной формы включения микритового известняка. Плитчатость совпадает со слоистостью. Поверхности наложения волнистые, отмечается незначительная трещиноватость с преобладающей ориентировкой вкрест и параллельно наложению пород. Вертикальные трещины не минерализованы.

Микроскопическое изучение пород показало, что основная масса известняка представлена пелитоморфным кальцитом, нередко образующим мелкие сгустки (0.010–0.025 мм), характерные для водорослей. Микросгустковое строение фиксируется в виде линз и пятен. Обычно к таким участкам приурочена глинистая примесь, количество которой не превышает 10%. Микропрослойки с микросгустковым строением чередуются с прослоями (часто прерывистыми и линзовидными), обогащенными шламовым материалом. Количество доломита возросло в этой пачке до 10%. Ромбоэдры доломита довольно равномерно рассеяны по всей массе породы. Они хорошо выражены, с четкими, иногда слегка округлыми гранями и темным округлым пятном в центре; при этом края доломитовых зерен чистые. Размер зерен колеблется в пределах 0.01–0.05 мм. Иногда происходит взаимное прорастание зерен доломита и пелитоморфного кальцита, что является свидетельством доломитизации в раннем диагенезе. Гидроокислы железа присутствуют в весьма незначительных количествах и рассеяны в основной массе в виде точечных включений. Органические

остатки крайне редки и представлены единичными конодонтами *Polygnathus efimovae* Kononova et al., *Mehlina* sp., остракодами *Buregia* aff. *krestovnikovi* Pol., *Milanovskya bicristata* Evd., *Mossolovella* cf. *philippovae* Eg., *Acratia* cf. *gassanovae* Eg. (в нижней части пачки), рыбами, лингулами и криноидеями.

Формирование пачки тонкоплитчатых известняков, по-видимому, происходило в низкодинамичной относительно глубоководной части морского бассейна, о чем свидетельствует микритовый состав пород и незначительное содержание терригенной примеси [21]. Образование тонких прослоев глин могло происходить во время перерывов в карбонатакоплении [1]. Редкость находок остатков бентосных и нектонно-планктонных организмов может быть объяснена относительно высокими темпами осадконакопления и засолоненностью придонных вод вследствие средиземноморского типа вертикальной циркуляции.

Четвертая пачка мощностью 0.5–1.5 м, представлена известняком микритовым светло-серым, или серовато-желтым, с линзовидно-полосчатой текстурой, подчеркнутой плитчатым расколом породы (толщина плиток от 15 до 20 см) по пологоволнистым межслойковым поверхностям. В средней части присутствуют единичные целые раковины двустворок в положении, близком к прижизненному. Характерны многочисленные разнонаправленные, часто ожелезненные, ходы илоедов. Кристаллы доломита образуют скопления или рассеяны в основной массе. В нижней части пачки их 25–30%, в верхней – 40–50%.

Органические остатки в отложениях пачки крайне бедны: найдены лишь отдельные конодонты *Mehlina gradata* (Youngquist), остатки рыб, мелких эвриптерид и лингул.

Известняки четвертой пачки так же, как и третьей, накапливались в относительно глубоководных обстановках ниже базы нормальных волнений. Тонкая карбонатная взвесь оседала на глубине, и под действием очень слабых движений воды формировался пологоволнистый рельеф дна. Линзовидно-полосчатая текстура известняков, позволяет считать, что режим осадконакопления был прерывистым. Во время перерывов дно перерабатывали илоеды, поэтому содержание CO_2 в иле было незначительно, растворения карбонатов не происходило и глинистые прослои не образовывались.

Пятая пачка мощностью 1.0–1.5 м представлена известняками в той или иной мере доломитизированными, желтовато-светло-серыми, светло-розовыми с поверхности и почти белыми в сколе, мучнистыми, слабо глинистыми и слегка алевитистыми, с неясным обломочным и стустково-комковатым строением, мелкобугристонаслоенными, тонкоплитчатыми. Известняки содержат различно ориентированные охристые примазки, микродендриты и редкие микропустоты (до 1–2 мм).

Для этих известняков характерно микростустковое строение. В некоторых участках отмечается перекристаллизация пелитоморфного кальцита до микро- и тонкозернистого. Алевитовая составляющая представлена угловатыми зернами кварца. Содержание доломита колеблется от 15 до 30%, а его распределение аналогично таковому в нижележащих пачках.

Органические остатки редки и представлены единичными конодонтами *Polygnathus efimovae* Kononova et al., рыбами, мелкими эвриптеридами, лингулами, гастроподами и неопределимыми ядрами остракод.

Шестая пачка мощностью 1.1–1.5 м сходна по составу с пачкой 5. Ее составляет известняк микритовый белый с остроугольно-комковатой текстурой, намечаемой неправильной формы изометричными фрагментами диаметром 1–3 см, образующимися за счет разрушения тонких (2–5 см) плиток с неровными мелкобугристыми поверхностями.

Основная масса породы сложена пелитоморфным кальцитом. В участках скопления шламового и детритового материала порода перекристаллизована до тонкозернистой структуры, при этом основная перекристаллизация захватывает детрит. Среди органических остатков наблюдаются двустворки, гастроподы, беззамковые брахиоподы, фораминиферы, редкие остракоды *Buregia* aff. *krestovnikovi* Pol., тентакулиты, остатки рыб и конодонты *Polygnathus efimovae* Kononova et al., *P. alatus* Huddle, *P. lanei* Kuzmin, *P. pollocki* Druce, *Mehlina gradata* (Youngquist), *Pandorinellina insita* Stauffer и др.

Глинистый материал приурочен к скоплениям органических остатков, микросутурам и микростиллолитам. К ним же часто тяготеет микрозернистый лапчатой формы кальцит. Он же выполняет, наряду с гидроокислами железа, отдельные пустоты, что свидетельствует о поздних процессах перекристаллизации и ожелезнения.

Алевитовый материал представлен угловатыми и слабоокатанными зернами кварца и полевого шпата. Количество его незначительно (5–10%), при этом оно возрастает к кровле пачки. Содержание доломита в породах пачки уменьшается с 25 до 8% вверх по разрезу.

Контакт с породами снежской свиты довольно четкий и резкий. На самом контакте известняки окрашены в темно-красный цвет за счет повышенного содержания окислов и гидроокислов железа.

Можно предположить, что накопление микритового карбонатного материала комковатых известняков происходило ниже базы волнений в относительно глубоководной и низкодинамичной зоне эпиконтинентального морского бассейна. Здесь эпизоды медленного осаждения низкоконтрированной пелитовой карбонатной взвеси, мобилизуемой штормами на мелководье, и перемещаемой течениями к центру бассейна, часто сменялись пе-

перывами в осадконакоплении, в течение которых накопившийся ранее осадок изменялся процессами подводного выветривания. В результате формировались тонкие слойки, разделенные бугристыми межслойковыми поверхностями. Очевидно, во время накопления слоя скорость седиментации падала за счет увеличения расстояния до береговой линии. В осадке увеличивалась доля раковин, обитавших здесь остракод, а также количество глинистой и алевроитовой примеси.

Резкое прекращение накопления карбонатных илов в конце бургского времени и переход к осаждению глинистого материала на начальном этапе снежского времени можно объяснить началом регрессии, которая увеличила объемы терригенного материала, перемещаемого реками с континента в морской бассейн. При этом трансгрессивному максимуму, вероятно, отвечает почти полное отсутствие осадконакопления, на что указывают повышенные концентрации органических остатков в верхней части шестой пачки и мелкобугристая кровля комковатых известняков [21].

АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГРУПП ФОССИЛИЙ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

До настоящего времени фаунистическая характеристика бургских слоев, в основном, базировалась на данных шестидесятилетней давности. Последующие биостратиграфические исследования были связаны либо с геологосъемочными, либо с литостратиграфическими работами и носили вспомогательный характер.

В 1995 г. были проведены специализированные биостратиграфические исследования для ильменско-бургского интервала и опубликованы новые данные по конодонтам, остракодам и брахиоподам, в сопровождении фаунально-экологической характеристики [31]. Приводимая ниже информация существенно дополнена результатами более поздних исследований (1996–2010 гг.).

Брахиоподы

Впервые брахиоподы из этого стратиграфического интервала были описаны Э. Вернейлем [30]. Однако наиболее полным и обобщающим монографическим исследованием этой группы морских беспозвоночных по сей день остается работа Д.В. Наливкина “Брахиоподы Главного девонского поля” [9].

Брахиоподы бургских слоев многочисленны, но сравнительно однообразны в таксономическом отношении. В стратотипическом разрезе они охарактеризованы: *Pseudoatrypa uralica* (Nalivkin), *Anathyris helmersenii* (Buch), *Rhytialosia petini* (Nalivkin) и *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.). От ильменского комплекса брахиопод, также таксономиче-

ски обедненного, бургский комплекс отличается массовым появлением *Pseudoatrypa uralica* (Nal.) и *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.).

Ракушняковые скопления брахиопод приурочены к нижней части бургских слоев (пачки 1 и 2), здесь они представлены как разрозненными створками, так и целыми раковинами хорошей сохранности. В верхней части разреза замковые брахиоподы отсутствуют, из беззамковых отмечаются лингулы.

Остракоды

Предыдущими исследователями отмечалось присутствие в бургских слоях крайне немногочисленных остракод, имеющих плохую сохранность и бедный видовой состав. Впервые бургские остракоды встречены В.Г. Егоровым [6] в обнажении на р. Псижа у дер. Бурег (здесь: обн. 1032 = 5103), откуда он описал новый вид *Acratia buregiana*. В.С. Заспеловой [7] из разреза Валдая были определены остракоды *Buregia* aff. *krestovnikovi* Pol., *Bairdia petiniana* Eg., *Mossolovella philippovae* Eg., *Acratia mayselae* Eg., являющиеся также семилукскими формами.

Новые данные позволили существенно дополнить состав характерного комплекса. В целом, обнаружено более 40 видов остракод, принадлежащих почти ко всем группам (не встречены только лепердитикопиды, метакопиды и миодокопоморфы). Преобладают клоденеллокопиды и подокопиды. Остракоды приурочены, главным образом, к нижней части бургских слоев общей мощностью около 1 м (пачки 1 и 2). Из наиболее характерных и часто встречающихся следует отметить *Buregia* aff. *krestovnikovi*, *Neodrepanella* cf. *parva* Zasp., *Semilukiella* cf. *zaspelovae* Eg., *Mennerella tuberosa* Eg., *Kloedenellitina* cf. *pseudosygmaeformis* Eg., *Milanovskya bicornis* (Gleb. et Zasp.), *M. bicristata* Evd., *Bairdia* aff. *uchtaensis* Eg., *Rectobairdia* aff. *quarziana* (Eg.), *Mossolovella philippovae* Eg., *Acratia gassanovae* Eg.

В комплексе бургских слоев имеются виды, общие с видами из семилукского горизонта центральных районов платформы. К ним относятся: *Neodrepanella* cf. *parva* Zasp., *Subtella* cf. *prima* Zasp., *Semilukiella zaspelovae* Eg., *Mennerella* cf. *krestovnikovi* Eg., *Milanovskya bicornis* Gleb. et Zasp., *Bairdia petiniana* Eg., *Bairdia* aff. *uchtaensis* Eg., *B.* aff. *raabenae* Eg., *Mossolovella philippovae* Eg., и *Acratia gassanovae* Eg.

Кроме того, здесь также были встречены некоторые снежские виды: *Buregia bispinosa* Zasp., *Paraparchites* cf. *copis* Gleb. et Zasp. и *Knoxia* cf. *collina* Zasp.

По сравнению с ильменским, бургский комплекс является более разнообразным и имеет существенно иной таксономический состав, что свидетельствует об изменении условий обитания и осадконакопления. В отличие от ильменского комплек-

са, характеризующегося преимущественным развитием палеокопид, в бургском комплексе преобладают клодеденеллокопиды и подокопиды. Выявленные комплексы из ильменских и бургских слоев не позволяют пока говорить об эволюционной смене сообществ на этом рубеже.

Конодонты

Конодонты наиболее многочисленны и разнообразны в нижней части бургских слоев (во второй пачке). Здесь они представлены видами родов *Polygnathus*, *Youngquistognathus*, *Ancyrognathus*, *Pandorinellina*, *Mehlina* и *Icriodus*. Вверх по разрезу обилие и разнообразие конодонтов снижаются, и в средней части бургских слоев (пачки 3–5) присутствуют только редкие представители *Polygnathus* и *Mehlina*.

В целом, среди бургских конодонтов доминируют *Polygnathus efimovae* Kononova et al., *P. lanei* Kuzmin, *Mehlina gradata* Youngquist и *Icriodus subterminus* Youngquist, при этом представители рода *Polygnathus* (sensu lato) составляют, как правило, более 70% комплекса.

В бургских слоях найдены такие стратиграфически значимые виды конодонтов как *Ancyrognathus ancyrognathoides* (Ziegler), *Pandorinellina insita* Stauffer, *Polygnathus pollocki* Druce, *Icriodus subterminus* Youngquist, *Youngquistognathus angustidiscus* (Youngquist), *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde, *P.* aff. *dubius* Hinde, *P. lanei* Kuzmin, *P. efimovae* Kononova et al., *P. praepolitus* Kononova et al. и *P. ljaschenkoi* Kuzmin.

Отличие ильменского и бургского конодоновых комплексов незначительно и заключается в присутствии в бургских известняках *Polygnathus efimovae* Kononova et al., по которому выделяются одноименные слои с конодонтами [31]. В самой верхней части бургских слоев (обн. 5119), в светлых микритовых глинистых известняках, найдены довольно многочисленные конодонты (*Polygnathus pollocki* Druce, *P.* aff. *pennatus* Hinde, *P. efimovae* Kononova et al., *P. lanei* Kuzmin, *P. praepolitus* Kononova et al., *P. alatus* Huddle, *Youngquistognathus* ex gr. *Y. angustidiscus* (Youngquist), указывающие на тот же, что и для нижней части слоев, стратиграфический диапазон.

Стратиграфически важным представляется исчезновение в средней части бургских слоев *Ancyrognathus ancyrognathoides* (Ziegler), которое может маркировать кровлю конодонтовой зоны *Palmatolepis punctata*.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БУРЕГСКИХ СЛОЕВ

Палеомагнитные исследования верхнего девона ВЕП проводились И.А. Погарской и Р.А. Комиссаровой [8, 13], в том числе ими была изучена нижняя

часть бургских известняков из разрезов р. Псижа. Было установлено, что естественная остаточная намагниченность этих пород очень мала ($J_n \sim 1$ мА/м), большая часть ее возникла в позднепалеозойское время. Использувавшееся в то время лабораторное оборудование не позволило получить значимый результат. Это послужило поводом повторить исследования уже на современном техническом уровне.

Методика работ

Отбор образцов на палеомагнитные исследования проводился с интервалом 0.1–0.3 м по вертикали. Из каждого стратиграфического уровня отбиралось по 1 штуфу. Из верхней части разреза (пачки 4–6) опробовано 38 уровней (северное и южное крылья пологой антиклинали, образцы 57–77 (разрез 1) и 78–95 (разрез 2), соответственно), а из нижней части (пачки 1–3) 17 уровней (образцы 107–123 (разрез 3)). Всего из бургских слоев было отобрано 56 штуфов.

Коллекция палеомагнитных образцов изучалась в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ (Санкт-Петербург). Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [12]. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (J_n) велось методом ступенчатого терморазмагничивания на установке TD48 (*ASC Scientific, USA*). Измерения J_n велись на рок-генераторах JR-4 и JR-5 (*AGICO, Brno, Czech Republic*). Контроль за химическими изменениями в процессе термочистки осуществлялся путем измерения магнитной восприимчивости (K_m) после каждого шага размагничивания на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2 (*AGICO, Brno, Czech Republic*). При анализе полученных данных использовались составленные ранее программы [14, 23, 24]. По выделенным характерным компонентам J_n вычислялись средние направления для компонент, используя статистику Фишера [25].

Компонентный анализ J_n

Как видно из диаграмм Зийдервельда [32] (рис. 3), все образцы имеют две или три компоненты J_n . Первая - компонента А (табл. 1, строка 1) выделяется в низкотемпературном диапазоне (100–250°C) и, по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле прямой полярности. Диаграммы Зийдервельда можно подразделить на 2 типа (рис. 3): к первому относятся диаграммы для образцов, имеющих одну характеристическую компоненту, В или D (напр., рис. 3, образцы 91-1 и 107-3), а ко второму – две характеристические компоненты, В и D (рис. 3, образец 94-1). В некоторых образцах выделить характерную D-компоненту не удалось. Распределения выделенных направлений характерных намагниченностей

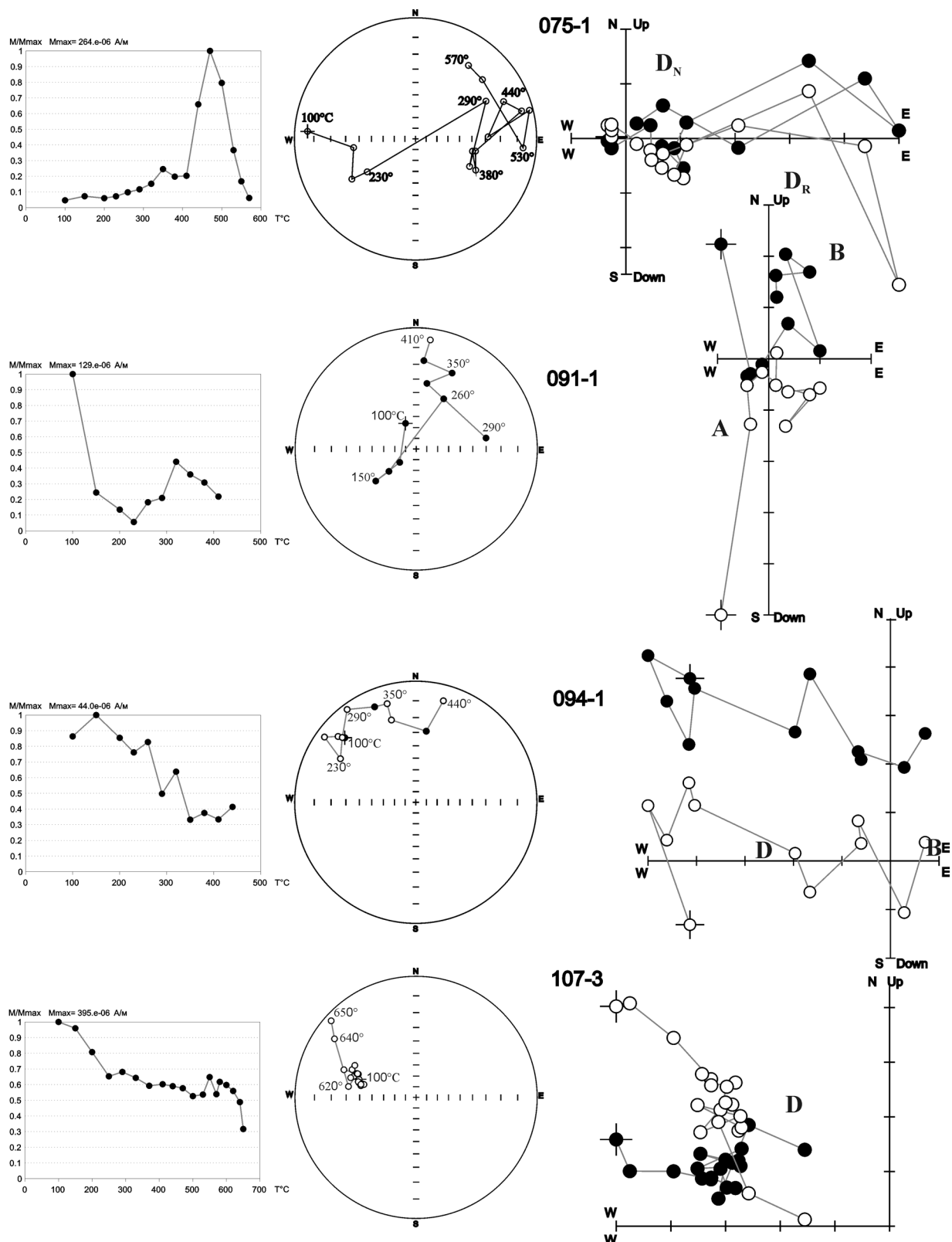


Рис. 3. Примеры терромагнитивания образцов горных пород.

Слева направо: графики изменения величины J_n и стереопроекция ее направлений в ходе размагничивания, пустые (затененные) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу; диаграмма Зийдверельда, полые кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость, затененные кружки – проекция векторов на горизонтальную плоскость. Индексы компонент указаны на диаграмме Зийдверельда.

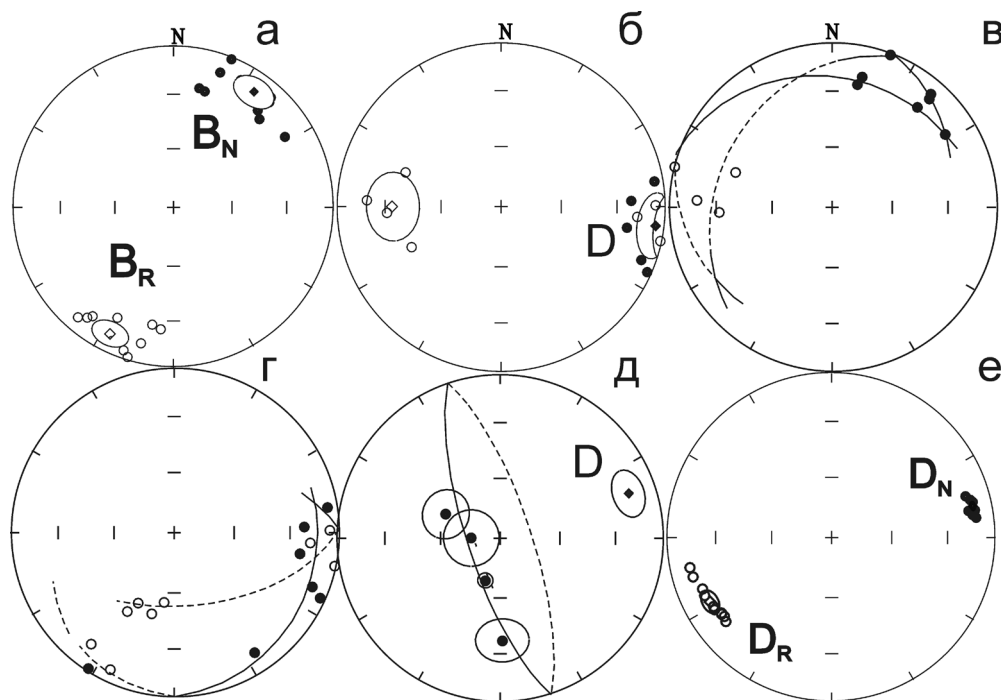
Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы для бургских слоев на р. Псижа ($\varphi = 58.2^\circ\text{N}$, $\lambda = 33.1^\circ\text{E}$)

№	Компонента	n	D°	I°	K	α_{95}°	$\Phi, ^\circ\text{N}$	$\Lambda, ^\circ\text{E}$	dp°	dm°	φ_m°
1	A	43	342	82	4	11	73	17	21	21	74
2	B _N	10	32	16	24	9					
3	B _R	10	204	-14	32	8					
4	B	20	28	16	27	6	36	178	3	6	8
5	D(N+R)	12	95	14	14	11	03	115	6	11	7
6	*D _N	10	78	14	597	2	12	130	1	2	7
7	*D _R	10	241	-17	218	3					
8	*D	20	70	16	56	4	17	136	2	4	8

Примечание: n – число образцов; D°, I° – углы склонения и наклонения средних направлений; K – кучность (параметр концентрации векторов); α_{95} – радиус круга доверия на 95% уровне вероятности для среднего направления; $\Phi, ^\circ\text{N}$, $\Lambda, ^\circ\text{E}$ – северная широта и восточная долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° – полуоси овала доверия для полюса; φ_m° – палеомагнитная широта места; * – направление получено методом плоскостей размагничивания; N (R) – распределения с положительными (отрицательными) наклонениями. Статистика проведена на уровне образцов в стратиграфической системе координат.

показаны на рис. 4, а их статистические параметры представлены в табл. 1. Среднетемпературная компонента В выделяется в интервале температур 260–380°C лишь в 20 образцах. Это биполярная компонента с северо-восточным и юго-западным направлениями и положительными (B_N) и отрицательными (B_R) наклонениями – рис. 4а, табл. 1, строки 2–4. Тест обращения полярности для В-компоненты положителен и соответствует классу С (угол между осями составляет 8°, при критическом угле равном 12°). Компонента В, весьма стабильная к нагревам, в некоторых случаях является единственной высо-

котемпературной. Скорее всего, В-компонента образовалась в приповерхностных окислительных условиях, господствовавших на ВЕП в конце палеозоя. Этот возраст В-компоненты подтверждается положением соответствующего ей палеомагнитного полюса на каменноугольном отрезке траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса (APWP) для Балтики [28]. Биполярная компонента D с восточным и западным направлениями выделяется в 18 образцах в высокотемпературном диапазоне от 320°C до 430–650°C. Малое число образцов и большой разброс направлений обусловили низкие

**Рис. 4.** Распределение направлений компонент J_n после проведения температурной чистки.

Пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу; индексы компонент указаны на стереопроекциях; остальные пояснения даны в тексте.

статистические параметры (рис. 4б, табл. 1, строка 5), поэтому для выделения характерной компоненты был применен метод плоскостей размагничивания уже для 20 образцов (рис. 4в, г). В результате удалось выделить распределения биполярной D-компоненты, используя также результаты по образцам с неразделенными компонентами D и B, где на D_R-компоненту наложена B_N-составляющая, а на D_N-компоненту наложена B_R-составляющая. Видно, что высокотемпературные компоненты J_n образцов (рис. 4в, г) представлены в группах с различными направлениями, отнесенными нами к кластерам B и D. Эти последние, с западными и восточными субгоризонтальными направлениями, близкими к ожидаемым направлениям девонского поля обратной и прямой полярности могут быть “заражены” более поздними, вторичными компонентами. В пользу этого говорит и наличие промежуточных направлений, образующих полосовые распределения (рис. 4в, г). Поэтому все результаты компонентного анализа обработаны способом перемагничивания с применением больших кругов, аппроксимирующих эти полосовые распределения. Четыре больших круга и нормали к ним (рис. 4д) дали среднее направление таким образом “очищенной” биполярной D-компоненты (D = 71°, I = 18°). Применение способа скользящих нормалей, построенных по отрезкам (от образца к образцу) каждого большого круга, позволило получить раздельно направления D-компоненты для обеих ее полярностей (рис. 4е, табл. 1, строки 6, 7) – уже на уровне штурфов. Положение среднего палеомагнитного полюса для этих компонент на APWP для Балтики [28] указывает на позднедевонский возраст компоненты D: ее направление характерно для середины франского яруса (370–380 млн. лет).

Преимущество способа пересечения двух больших кругов перед простым вычислением среднего по высокотемпературной компоненте в том, что в определение вовлекаются и другие компоненты, являющиеся суперпозициями намагниченностей разного возраста (лишь бы искомая была в их составе) и, соответственно, больше направлений искомым. Это несомненно повышает обоснованность результата (уменьшает его статистическую погрешность).

К сожалению, из-за субгоризонтального залегания пластов в изученном районе (складки очень пологи), не удалось применить тест складки для выделенных направлений.

Изменения направлений D-компоненты J_n по изученному разрезу показаны на рис. 5. По этим направлениям выделены две магнитозоны; это – снизу вверх по разрезу 3: зона обратной полярности R (образцы 107-123) и зона прямой полярности N по параллельным разрезам 1 и 2 (образцы 57-77 и 78-95, соответственно). Магнитная зональность в изученной коллекции бурегских известняков хорошо согласуется с имеющимися

магнитостратиграфическими данными, сведенными в общую магнитостратиграфическую шкалу девона, и подтверждают франский возраст отложений разрезов р. Псижа, рис. 6. Граница между зонами прямой и обратной полярностей датируется возрастом ~375 млн. лет [4, 29].

КОРРЕЛЯЦИЯ С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ РЕГИОНАМИ И ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ

Комплекс брахиопод бурегских слоев характерен для семилукского горизонта центральных районов ВЕП и крайпольской свиты Среднего Тимана. По брахиоподам бурегские слои отвечают верхней части местной зоны *Cyrtospirifer schelonius*–*C. tenticulum*, которая прослеживается практически по всему ГДП.

Выделяемые в бурегских слоях слои с *Polygnathus efimovae* сопоставляются с верхней частью (?) региональной зоны по конодонтам *Polygnathus timanicus* или частью интервала “стандартных” конодонтовых зон от верхней части зоны *punctata* до низов подзоны *Early hassi* [31].

По остракодам выделено местное биостратиграфическое подразделение в ранге “слоев с фауной” – слои с *Milanovskya bicristata*, которые соответствуют бурегским и нижней части снежских слоев. Слои с *Milanovskya bicristata* сопоставляются с частью региональной зоны *Richterina distincta*–*Mossolovella philippovae*. Кроме того, бурегские слои могут быть отнесены к верхней части субрегиональной зоны *Nodella svinordensis*–*Entomoprimitia (E.) scabrosa* схемы Н. А. Фокина [11] по присутствию видов, характерных для комплекса этой зоны. Зона соответствует верхней части саргаевского горизонта и нижнедоманиковому подгоризонту, ее основание проходит внутри региональной конодонтовой зоны *Ancyrodella rotundiloba*, а верхняя граница приблизительно совпадает с основанием конодонтовой зоны *Ancyrognathus triangularis* (*Upper hassi* – *jamieae*) [10].

Таким образом, бурегские слои соответствуют верхней части семилукского горизонта Центрального девонского поля и верхней части нижнедоманиковского подгоризонта Тимано-Печорской провинции. Кроме того, по брахиоподам нижняя часть бурегских слоев коррелируются с верхней подсвитой крайпольской свиты и нижней частью приедулайского горизонта Латвии [18].

ОБЩАЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

В среднем фране практически на всей территории ВЕП существовал оптимальный морской режим, пригодный для жизни и развития нормально-морских организмов. Этот возрастной интервал совпадает

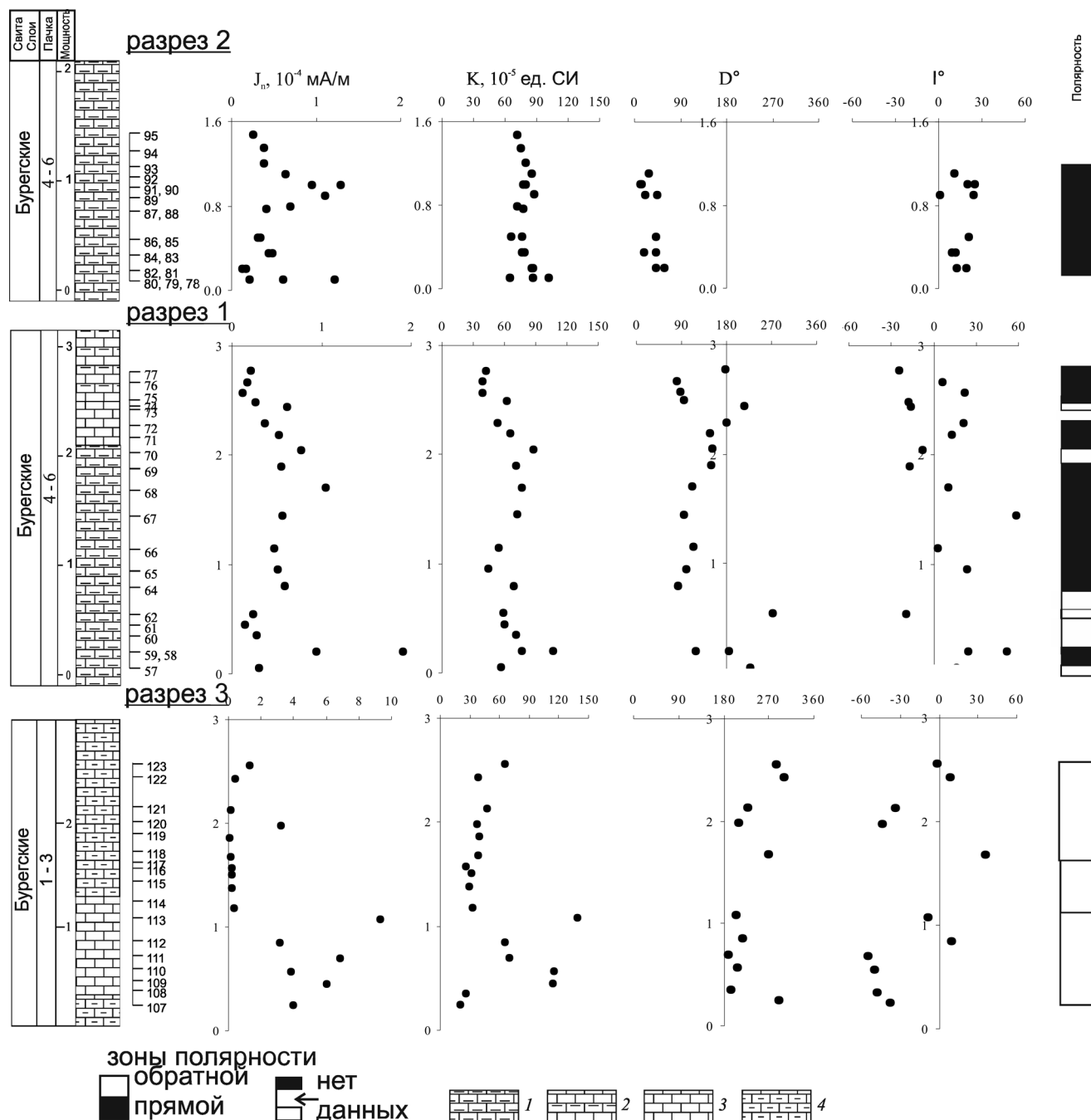


Рис. 5. Изменения величины естественной остаточной намагниченности (J_n), магнитной восприимчивости (K_m) и направлений характерной компоненты J_n осадочных пород по изученным разрезам.

1 – известняк микритовый глинистый, 2 – известняк микритовый слабogliнистый, 3 – известняк микритовый с органическими остатками, 4 – известняк микритовый с прослоями глины. D – склонение, I – наклонение.

с крупным трансгрессивно-регрессивным циклом Пс. Дж. Джонсона [26]. Бассейн Главного девонского поля в это время также характеризовался условиями, благоприятными для существования морских гидробионтов. Однако значительная фациальная изменчивость по латерали и нестабильный гидродинамический режим нашли свое отражение в формировании своеобразных сообществ, с одной стороны,

имеющих общие элементы с центральными и северо-восточными частями ВЕП, а, с другой стороны, характеризующихся присутствием эндемичных форм.

Брахиоподы – наиболее многочисленная и характерная группа бентосной фауны среднего франа ГДП. Снижение их таксономического разнообразия отмечается в ильменское время, как результат сокращения площади моря с нормальной соле-

Дополнение..., 2000

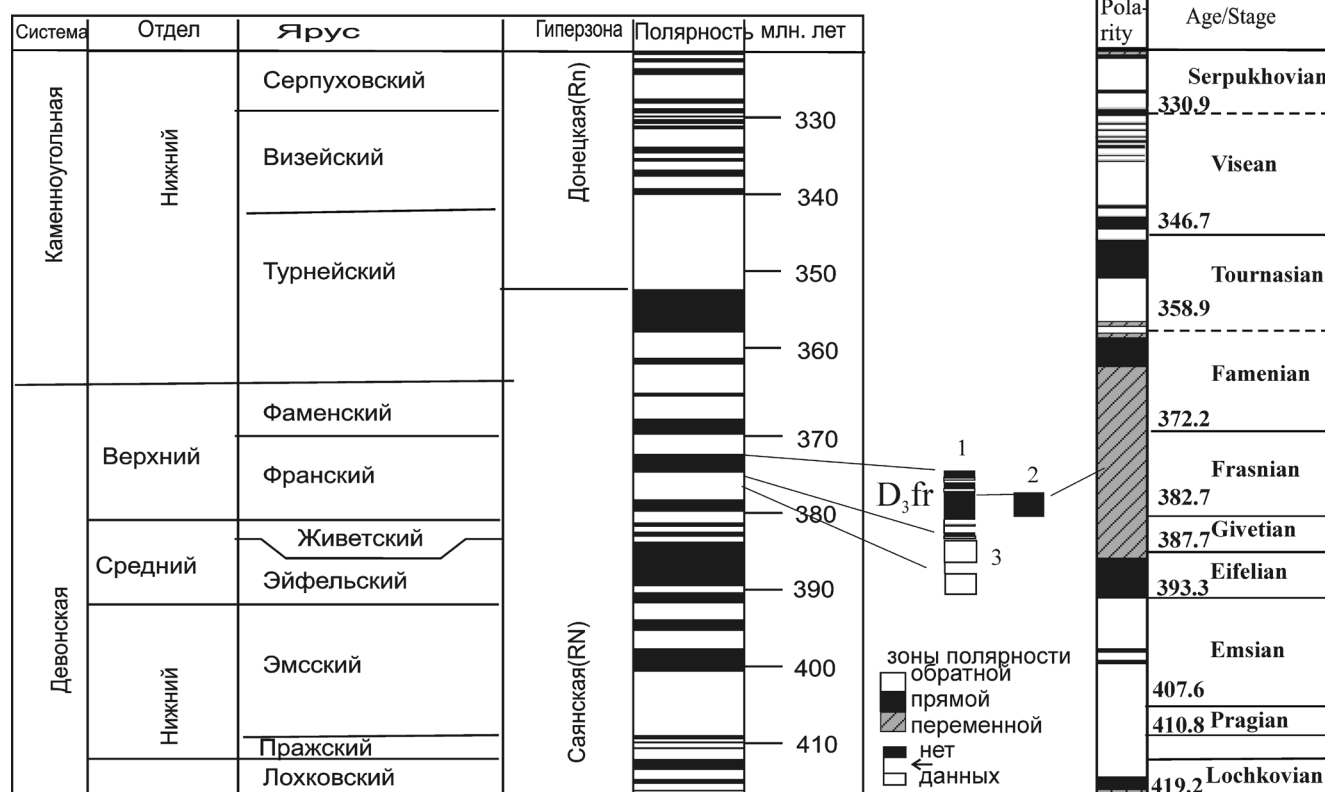


Рис. 6. Корреляция выделенных магнитозон с общей магнитостратиграфической шкалой.

1, 2, 3 – номера разрезов в соответствии с рис. 5.

ностью и увеличения терригенного стока. В целом, это привело к тому, что брахиоподовые сообщества последующего бургского времени, несмотря на трансгрессивную направленность развития бассейна, не смогли восстановиться в полной мере. В раннебургское время происходило формирование таксономически обедненных, но высокоплотных существенно атрипид-циртоспириферидовых сообществ. Проведенные изучения элементного и изотопного состава раковин бургских брахиопод [5, 17] позволили установить, что в последовательных слоях нарастания раковин имеют место периодические вариации Ca/Mg , вероятно обусловленные сезонными колебаниями температуры. Выявленное оптимальное содержание Mg в кальците раковин *S. tenticulum* (Vern.) составляет примерно 0.25–0.40%, что может указывать на возможный интервал температур водной среды от 16 до 20°C. Таким образом, полученные данные по палеотемпературам свидетельствуют о том, что в среднем фране район исследований располагался в тропическом поясе с сезонным типом климата, что не совпадает с данными палеомагнитных исследований. Изотопный состав карбонатного углерода у исследованных раковин изменялся от –0.754 до +1.390‰.

Конодонтовые ассоциации бургских известня-

ков относятся к мелководной полигнатусовой биофафии и представлены тремя основными типами:

– Богатые ассоциации, приуроченные к раннебургским ракушнякам, состоят из многочисленных и разнообразных полигнатид и спатогнатид. В некоторых разрезах существенную роль играют икриодусы.

– Резко обедненные ассоциации средней части бургских слоев представлены единичными конодонтами.

– Относительно бедные позднебургские ассоциации представлены неравномерно распределенными по площади конодонтами полигнатусовой биофафии.

Раннебургское остракодовое сообщество является типичным для карбонатных грунтов мелководного моря с нормальной соленостью, относительно высокой гидродинамикой и хорошей аэрированностью придонных вод. В целом, остракодовая биота характеризуется присутствием обитателей, считающихся свойственными как для незначительно удаленных от берега биотопов (в подчиненном количестве), так и для более удаленных областей (преобладают), что позволяет предположить для них существование мелководных условий более или менее открытого шельфа (“mixed marine ostracode assemblage”) [31].

Авторы выражают благодарность М.А. Ржонс-

нишкой (ВСЕГЕИ), А.Ф. Абушик (ВСЕГЕИ), Ю.П. Ненашеву (ВСЕГЕИ), Э.Ю. Саммету (СЗРГЦ) за консультации и замечания.

Работа выполнена в рамках проекта по “Составлению обновленных местных стратиграфических схем среднефранского подъяруса девона Главного девонского поля”, а также поддержана ФЦП “Интеграция” (контракт 326.62).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копачев Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: МГУ, 2002. 163 с.
2. Геккер Р.Ф. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля // Фауна Главного девонского поля М.-Л., 1941. С. 17–84.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист О-(35), 36 – Ленинград. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 212 с.
4. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000, 112 с.
5. Дорофеева Л.А., Сокиран Е.В., Малковский К. Изотопно-геохимические данные раковин брахиопод Восточно-Европейской платформы. Значение для реконструкций условий формирования и корреляции позднедевонских отложений // Геология Девонской системы: мат-лы Междунар. симп. Сыктывкар, 2002. С. 153–156
6. Егоров В.Г. Остракоды франского яруса Русской платформы. Ч. 2. Bairdiidae, Hollinidae, Kirkbyidae М.-Л.: Гостехиздат, 1953. 65 с.
7. Заспелова В.С. Остракоды и их значение для стратиграфии девона северо-западных областей Русской платформы // Микрофауна СССР. Сб. X. 1959. Тр. ВНИГРИ. Вып. 136. С. 5–131.
8. Комиссарова Р.А., Погарская И.А. Новые палеомагнитные данные по девону Русской платформы // Мат-лы VIII конф. по постоян. геомагн. полю и палеомагнетизму. Ч. 2. Киев: Наукова думка, 1970. С. 66–70.
9. Наливкин Д.В. Брахиоподы Главного девонского поля // Фауна Главного девонского поля. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. С.139–226.
10. Орлов А.Н. Биостратиграфия верхнего девона Тимано-Печорской провинции по остракодам. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: 1993. 16 с.
11. Орлов А.Н., Фокин Н.А. Биостратиграфическая зональность по остракодам франских отложений Тимано-Печорской провинции // Советская геология. 1991. № 5. С. 25–30.
12. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.
13. Погарская И.А. Палеомагнетизм девона Русской платформы. Палеомагнитные методы в стратиграфии // Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 42–55.
14. Попов В.В. <http://paleomag.ifz.ru/soft.html>. 2007, 2008
15. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.
16. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, Ленинград, 1988 г. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 58 с.
17. Сокиран Е.В. Изотопно-геохимические особенности раковин брахиопод позднего девона Восточно-Европейской платформы // Вестник Ярославского регионального отделения РАН. 2009. Т. 3, № 1. С. 57–61.
18. Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.
19. Стратиграфический кодекс России. СПб., 2006. 96 с.
20. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. 622 с.
21. Тарасенко А.Б., Шишлов С.Б. Литолого-генетические особенности ильменских и бургских слоев франского яруса в районе южного берега озера Ильмень // Региональная геология и металлогения. СПб. 2012. Вып. 49. С. 47–55.
22. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
23. Chadima, M., Hroudá, F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. XXVII. 2006. P. 20–21.
24. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data // Sidney, Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada, 1994. 16 p.
25. Fisher R. A. Dispersion on a sphere // Proceedings Royal Society London. Ser. A, № 217. 1953. P. 295–305.
26. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuation in Euroamerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. № 96. P. 567–587.
27. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Astronom. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
28. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Paleomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the Early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V. 111. P. 44–56.
29. The Geologic Time Scale 2012 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1GB, UK Radarweg 29, PO Box 211, 1000 AE Amsterdam, The Netherlands 225 Wyman Street, Waltham, MA 02451, USA. 2012. P. 1160.
30. Verneuil, E. Paléontologie, mollusques, brachiopods // R. Murchison, E. de Verneuil, and A. de Keyserling, Geologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural. Paléontologie 1845. 2: 17–595. John Murray, London, and Bertrand, Paris.
31. Zhuravlev A., Evdokimova I., Sokiran E. New data on conodonts, brachiopods, and ostracodes from the stratotypes of the Ilmen and Buregi Beds (Frasnian, Main Devonian Field) // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1997. 46. 4. P. 169–186.
32. Zijderfeld J.D.A. Demagnetization of rocks analysis of results // Methods in Palaeomagnetism / Ed. D.W. Collinson Amsterdam. Elsevier. 1967.

Рецензент Л.И. Мезенс

Stratotype of Buregi Beds (Frasnian stage, Main Devonian Field)

G. A. Rusetskaya*, A. B. Tarasenko, V. R. Verbitsky*, A. N. Khramov***,
A. V. Zhuravlev***, I. O. Evdokimova*, A. G. Iosifidy***, V. A. Tomsha***, E. V. Sokiran*****

**All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI)*

***NMRU "Mining"*

****I/NIGRI*

Detailed lithological and stratigraphical description of the type sections of the Buregi Beds (Middle Frasnian), located on the Il'men Devonian Cliff and in the basin of the river Psizha (Main Devonian Field) is done. In this typical region Buregi Beds are represented primarily by carbonate rocks, which were formed on the transgressive stage of evolution of the epicontinental Frasnian paleobasin. Six members were distinguished in the Buregi Beds. Sediments of the two lower ones were formed in the near-shore part of basin and have good faunal characteristic. Sedimentation of upper members took place during relative deepening of the basin and increasing of sedimentation rate. Paleomagnetic investigation of the Buregi Beds allowed us to distinguish two magnetic zones: direct polarity, and inverse one. The magnetic zonation of the Buregi limestones have a good respond with the magnetostratigraphical Devonian scale. According to palaeontological study of the Buregi Beds, this stratigraphical unit corresponds to the upper part of the Semiluki Regional Stage of the East-European platform. Palaeoenvironment and fauna associations were considered. Element and isotope composition of the brachiopod shells indicate seasonal variations of paleotemperature from 16 to 20°C. So, the region was situated in tropics in the Buregi time. Carbon isotope composition of brachiopod shells vary from -0.754‰ to +1.390‰.

Key words: Buregi Beds, type section, limestone, brachiopods, ostracods, conodonts, paleomagnetic investigations.