

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ

**Университетские геологические чтения,
посвященные 60-летию открытия
Старобинского месторождения
калийных солей**

Минск, 3–4 апреля 2009 г.

Под общей редакцией

**Э. А. Высоцкого, В. Н. Губина, М. Е. Комаровского,
О. В. Лукашёва, Д. Л. Твороновича-Севрука**

**МИНСК
2009**

УДК 55(476)(063)
ББК 26.3(4Бей)я43
С56

Р е ц е н з е н т ы:

кандидат геолого-минералогических наук *В. Д. Коркин*;
кандидат геолого-минералогических наук *С. О. Мамчик*

С56 **Современные** проблемы геологии: университетские научные чтения, посвященные 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей. Минск 3–4 апр. 2009 г. / Под общ. ред. Э. А. Высоцкого, В. Н. Губина, М. Е. Комаровского, О. В. Лукашёва, Д. Л. Твороновича-Севрука. – Минск: БГУ, 2009. – 93 с.

Сборник содержит научные работы, отражающие основные направления изучения калийных солей, геодинамики и рационального недропользования Старобинского месторождения. Освещаются проблемы геологии, стратиграфии и геохимии осадочных отложений, экологической геологии Беларуси и других регионов. Представляет интерес для широкого круга исследователей недр – геологов, геохимиков, геоэкологов, преподавателей и студентов геологических и географических специальностей.

УДК 55(476)(063)
ББК 26.3(4Бей)я43

© БГУ, 2009

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ: ГЕОЛОГИЯ И РАЦИОНАЛЬНОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Э. А. Высоцкий¹, В. Э. Кутырло²

¹Белорусский государственный университет, ²ОАО «Белгорхимпром»; geo@bsu.by

СТАРОБИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ: ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ, ИЗУЧЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ОСВОЕНИЯ

В 1949 г. при бурении структурной скв. 1, заложенной вблизи д. Чижевичи Старобинского (сейчас Солигорского) района Минской области, было открыто Старобинское месторождение калийных солей. На глубине 349,5 м скважина вскрыла соленосную толщу, а в ее разрезе промышленные горизонты калийных солей. В течение 1949—1952 гг. на месторождении проводились геологоразведочные работы с целью определения формы и объема промышленной части месторождения, выяснения качества калийных руд и получения исходных данных для геолого-экологической оценки месторождения. По результатам этих работ были разведаны и утверждены в ГКЗ СССР запасы сырых калийных солей в количестве 1 млн т и каменной соли — 756 млн т по категориям А + В + С₁. К балансовым отнесены запасы калийных руд II и III горизонтов.

За открытие и разведку Старобинского месторождения в 1952 г. Присвоено звание лауреатов Государственной премии СССР Г. В. Богомолу, А. А. Иванову, П. А. Леоновичу, А. Н. Нестерову, Н. П. Нестеровой, Л. В. Проходцеву, А. М. Розину (посмертно) и А. К. Шиленко.

В 1958 г. Правительством СССР было принято решение о строительстве I Старобинского (Солигорского) калийного комбината (сейчас I РУ РУП ПО «Беларуськалий»). С 1958 г. геологоразведочные работы на месторождении проводились в следующей последовательности: 1) предварительная разведка северо-западной и северо-восточной частей месторождения с целью выбора местоположения 2-го шахтного поля (1960 г.); 2) детальная разведка 2-го шахтного поля (1960—1961 гг.); 3) предварительная разведка территории месторождения с целью выбора площадей с оптимальными горнотехническими условиями для строительства 3-го и 4-го калийных комбинатов (1962—1963 г.); 4) ооконтуривание месторождения в восточном направлении; 5) детальная разведка 4-го шахтного поля (1964 г.) [1]. В результате проведения геологоразведочных работ в 1958—1965 гг. общие промышленные запасы калийных солей по категориям А + В + С₁ составили 4650,425 млн т (693,507 млн т К₂O) и по категории С₂ в количестве 2083,549 млн т сырых солей (300,68 млн т К₂O).

С 1970 г. геологоразведочные работы были вновь возобновлены с целью доизучения геологического строения и прироста запасов на новых участках. В 1970 г. Выполнены дополнительные работы на 4-м шахтном поле с целью перевода запасов калийных солей с категории С₁ в категории А и В. В 1973—1976 гг. осуществлена предварительная разведка Нежинского участка. В 1975—1976 гг. и 1984—1991 гг. выполнялись геологоразведочные работы по изучению зон разрывных нарушений. В 1984—1987 гг. проводилась детальная разведка Краснослободского участка, а в 1990—1992 гг. — предварительная разведка Смоловского участка.

Значительный вклад в разведку и изучение калийных солей Старобинского месторождения и прилегающих участков внесли геологи-производственники: С. Х. Баязитов, В. С. Блецко, В. Н. Вишневицкий, В. П. Дашкевич, И. И. Зеленцов, Н. Я. Карпович, В. С. Плутенко, С. А. Филюта, П. З. Хомич и др.

Научным обеспечением геологоразведочных работ на Старобинском месторождении и изучении тектоники, стратиграфии, гидрогеологии, вещественного состава руд занималось несколько организаций: Институт геологических наук АН БССР (БелНИГРИ) — (В. Н. Щербина, Ю. И. Лупинович, В. З. Кислик, Д. М. Ерошина, Н. С. Петрова, Э. В. Седун, Р. К. Шабловская и др.), Всероссийский институт галургии (А. Л. Протопопов, А. А. Варламов, А. Е. Ходьков, С. С. Козлов и др.), БФ ВНИИГ (ОАО «Белгорхимпром») — (Л. В. Былино, В. П. Ильин, В. Б. Вагин и др.).

Калийные соли на месторождении связаны с верхнедевонской соленосной формацией. Системой разломов площадь Старобинского месторождения делится на Западный, Восточный, Центральный и Северо-восточный тектонические блоки. В Центральном блоке расположены три шахтных поля (1, 2 и 3-е), в Восточном — одно (4-е). По внутрисолевым горизонтам месторождение представляет собой асимметричную приразломную синклинали субширотного простирания с широким и пологим (1—3°) южным и редуцированным северным крылом. Мощность соленосной формации колеблется от 50—100 м в периферических зонах до 800 м и более на востоке месторождения. Разрез представлен чередованием пачек карбонатно-глинистых пород и каменной соли. Мощность тех и других варьирует от 3—5 до 40—45 м.

На месторождении развиты 4 калийных горизонта (I, II, III и IV), из которых в настоящее время эксплуатируются I, II, III. Второй калийный горизонт залегает на глубине 368—700 м, мощность 1,4—3,3 м. Состоит обычно из двух сильвинитовых слоев, разделенных промежуточным слоем каменной соли мощностью 0,6—0,7 м. Третий калийный горизонт залегает на глубине 350—1100 м, мощность 2—28 м. В разрезе выделяются три пласта: нижний и верхний сильвинитовые и средний глинисто-карналлитовый. Промышленным является нижний сильвинитовый пласт мощно-

стью 2—6 м. Калийные соли Старобинского месторождения относятся к бессульфатному типу и представлены красноцветными микро-, мелко- и среднезернистыми сильвинитами. Содержание KCl в добываемой руде 23—29 %, нерастворимого в воде остатка (н. о.) 3,9—5,6 %, MgCl₂—0,10—0,20 %. Остаточные общие балансовые запасы калийных солей на шахтных полях месторождения составляют по категориям А + В + С₁ 2,65 млрд т и категории С₁ 0,57 млрд т.

Месторождение эксплуатируется с 1963 г. шахтным способом. Применялась камерная система с жесткими и податливыми целиками, а в последние годы система разработки длинными столбами с обрушением кровли, селективная, комбинированная выемка и др. [2, 3].

Добыча калийных солей составляет 25—30 млн т (в середине 1980-х гг. около 35 млн т в год). Переработка калийных руд — флотационная (1, 2, 3-е РУ) и галургическая (4-е РУ). В производимых удобрениях содержание KCl составляет 93—95 %, годовое производство — 3,6—4,0 млн т (в пересчете на 100 % K₂O), из них около 75—80 % экспортируется. С 1995 г. На 1 РУ осуществляется добыча каменной соли.

На современном этапе первоочередной задачей РУП ПО «Беларуськалий» является создание ресурсной базы, надежно обеспечивающей сохранение достигнутой производственной мощности на длительную перспективу [4]. С 2003 г. Начата отработка I калийного горизонта на 1 РУ, запасы руд которого при детальной разведки были отнесены к забалансовым в связи с повышенным (более 10 %) содержанием нерастворимого в воде остатка [5]. В настоящее время завершается строительство двух шахтных стволов диаметром 7 м на Краснослободском участке [6]. Это позволит вовлечь в отработку запасы калийных руд III горизонта в количестве 345,4 млн т. В ближайшей перспективе планируется строительство нового Березовского рудника на южном фланге 4-го шахтного поля. Надежным резервом расширения минерально-сырьевой базы являются крупные запасы калийных руд (более 3,5 млрд т), сосредоточенные на Нежинском и Смолковском участках — восточном продолжении Старобинского месторождения.

Разработка месторождения вызвала ряд проблем, связанных с негативным воздействием калийного производства на окружающую среду: оседание земной поверхности над горными выработками, подтопление и заболачивание земель, засоление почв и подземных вод, накопление многотоннажных твердых галитовых (более 550 млн т) и жидких глинисто-солевых (более 65 млн т) отходов калийного производства.

Литература

1. Хомич П. З., Гудак С. П., Дашкевич В. П. и др. Роль геологической службы в развитии минерально-сырьевой базы калийной промышленности Республики Беларусь // Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы. Тезисы докл. междунар. научно-практической конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей. Минск, 20-21 декабря 1999 г. / Под ред. Гудака С. П. . Мн.: БелНИГРИ, 1999. С. 8—15.
2. Томчин Л. И., Смычник А. Д. Опыт разработки Старобинского месторождения калийных солей // Горный журнал. 1998. № 11 — 12. С. 79—84.
3. Высоцкий Э. А., Губин В. Н., Смычник А. Д. и др. Месторождения калийных солей Беларуси: геология и рациональное недропользование Мн.: БГУ, 2003. 264 с.
4. Смычник А. Д., Зубов В. П., Калугин П. А., Кириенко В. М. Технологические схемы рудников ПО «Беларуськалий»: состояние, проблемы, перспективы совершенствования // Горный журнал. 2003. № 7. С. 45—50
5. Кириенко В. М., Плескунов В. Н., Чужов В. Н. Опыт селективной выемки калийных пластов на Старобинском месторождении // Горный журнал. 2003. № 7. С. 50—52
6. Starobin potash salt deposit: geology, exploration methods and perspectives / A. Smycznik, E. Wysotcki, A. Machnac, S. Kruczek, L. Gulis // Materials of the International Symposium «Quo vadis Sal», Szklarska Poreba, 9—10 November 2006. P. 79—82.

М. А. Журавков¹, В. Н. Губин¹, А. А. Ковалев², В. Н. Кузьмин², С. И. Кононович²

¹Белорусский государственный университет, ²ГНПО «НПЦ НАН Беларуси по биоресурсам»

ВОЗМОЖНОСТИ МОНИТОРИНГА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ОСНОВЕ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ НА СВЕРХДЛИННЫХ ЛИНИЯХ

Для наблюдения за изменениями земной поверхности, вызванными геодинамическими процессами, на протяжении ряда лет успешно применяются GPS-приборы. В дифференциальном режиме измерений они эффективно используются на коротких, длинных и сверхдлинных линиях — линиях между соседними узловыми точками или реперами опорной геодезической сети. В отличие от коротких линий, длиной в 1—2 км, расстояние между которыми можно измерить и традиционными методами, используя обычные оптические приборы, высокоточные измерения на длинных (до 30 км) и сверхдлинных (свыше 30 км) линиях традиционными методами вызывает значимые технические сложности и требует больших временных затрат. Применение современных GPS — технологий позволяет эффективно проводить измерения практически на любых расстояниях между реперами, расположенными на территории Республики Беларусь.

Выбор измеряемой длины линии зависит от характерных пространственных масштабов изучаемых геодинамических процессов. При исследованиях региональной геодинамики важен комплексный подход, который использует данные измерений, полученных в различных пространственных масштабах. Мониторинговые исследования на ко-

ротких и длинных линиях с использованием оптических и GPS-измерений методически отработаны и широко применяются на полигонах, расположенных на территории Старобинского месторождения калийных солей.

Высокоточные GPS-измерения практически любых линий проводятся на основе дифференциального метода с использованием так называемых базовых GPS-станции (или этот метод еще называют методом относительной кинематики). В этом случае во время измерений один спутниковый приемник (базовая станция) постоянно находится в точке с известными координатами, а другой — перемещается, фиксируя положение снимаемых точек. Метод относительной кинематики позволяет определять приращения координат между базовой станцией и снимаемыми точками в режиме постобработки, которая происходит в камеральных условиях.

Интеграция GPS-технологий со средствами связи дала в последующем возможность разработать метод относительной кинематики, работающий в режиме реального времени (RTK). Использование обычной радиосвязи со схемой передачи сигнала «один для многих» позволяет определять приращения координат между базовой станцией и подвижными приемниками, расположенными друг от друга на расстояниях до 20 км, за время, равное не более 5 мин.

Использование GSM-каналов связи в методе RTK дало возможность реализовать схему передачи «один к одному» и увеличить расстояние от приемника до базовой станции при измерениях методом RTK до 30 км, а в статическом методе, в котором положение станций фиксировано длительное время — до 100 км. Время, необходимое для одного измерения на подвижной станции, удалось сократить до 10 с. Дополнительно появилась возможность дистанционно управлять работой GPS-станций.

Возможности дистанционного управления GPS-приемниками, постоянно находящимися в фиксированных точках, и мгновенного получения и передачи данных, которые реализуются в компьютерной сетевой среде, лежат в основе геодезических измерений на сверхдлинных линиях. Процесс измерений на множестве базовых станций в этом случае проводится согласованно и реализует сетевую схему «многие к многим». Анализ полученных данных может проводиться на любой из станций, в том числе и в едином центре обработки. Для реализации такого компьютерно-сетевого или WEB-мониторинга необходимо использовать специализированное программное обеспечение. Наиболее известное в настоящее время программное обеспечение — это ПО «BERNESE», разработанное в Бернском университете.

Геодинамический WEB-мониторинг эффективно используется в местах повышенной сейсмичности. Например, он успешно используется в штате Калифорния, где на площади около 10 000 кв. километров размещено 250 базовых GPS-станций. Международная служба IGS (International GNSS Survey) использует мониторинг на сверхдлинных линиях для исследования глобальных перемещений земной поверхности и уточнения наземной геоцентрической системы референции.

В настоящее время на территории республики реализуется пилотный проект по совместному использованию четырех базовых GPS-станций, которые расположены на территориях г. Минска, г. Солигорска, г. Гродно и г. Молодечно. Проект направлен, в первую очередь, на реализацию возможности более точной GPS-навигации в режиме реального времени, т.е. при одинаковой конфигурации навигационного оборудования получение более точных геодезических координат.

В качестве GPS-приемников для базовых станций используются следующие приемники:

1. Двухчастотный GPS-приемник Leica GX1230 (Минск)
2. Двухчастотный GPS-приемник Leica GX1220 (Солигорск)
3. Двухчастотный GPS-приемник Leica GPS530 (Молодечно)
4. Двухчастотный GPS-приемник Leica GPS530 (Гродно)

В качестве программного обеспечения в режиме навигации используется стандартное программное обеспечение, предназначенное для управления базовой станцией с дополнительной опцией для использования с аналоговым или цифровым модемом. Испытываются обе периферийные конфигурации. Для реализации совместной работы станций имеется специализированное программное обеспечение GPS Leica / SpiderNet.

Вариант использования этих же базовых станций для мониторинга на сверхдлинных линиях представляется достаточно перспективным. Действительно, стороны треугольников Минск-Солигорск-Гродно и Минск-Молодечно-Гродно достаточно велики и составляют, соответственно, 121,4—264,8—251,0 и 69,3—211,6—51,0 км.

Гродно, как и Минск, расположен в относительно спокойной сеймотектоническом районе, зоне относительного опускания, но в отдалении от активных разломов. В районе Минска расположены два активных разлома, что заставляет по шкале геостабильности отнести его на второе по иерархии место. Молодечно и Солигорск находятся в зоне относительного подъема, вблизи зон высоких градиентов скоростей и активных разломов. Однако Солигорск находится в зоне проявления сейсмической активности и высокой антропогенной нагрузки на геосреду, поэтому в шкале стабильности он занимает последнее место. Таким образом, географическая конфигурация расположения данных базовых станций достаточно благоприятна для изучения различных видов движений земной поверхности в региональном масштабе.

Следует отметить, что гродненская базовая станция довольно удобно расположена с точки зрения совместной работы с польскими базовыми станциями, входящими в сеть IGS. Эти станции находятся вблизи г. Варшавы и г. Олстина. Дополнительным аргументом в пользу включения в геодинамическую сеть гродненской базовой станции служит возможность ее работы совместно с мониторинговой службой Островецкой АЭС-площадки.

Для региона Старобинского месторождения функционирование базовых станций в согласованном режиме даст возможность осуществлять геодинамический мониторинг с учетом данных о региональных движениях, т.е. перейти

на новый, современный уровень исследований. В перспективе, этот шаг позволит войти в международную сеть, осуществляющую глобальный мониторинг движений земной поверхности и использовать ресурсы этой сети.

Н. С. Петрова. Н. Ю. Денисова

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ХЛОРИДНЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕРЕЙНСКОГО ГРАБЕНА И ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Тектоническая позиция внутриконтинентальных рифтовых зон определяет своеобразие их осадочного выполнения, формировавшегося в специфических обстановках седиментогенеза. Верхнерейнский грабен и Припятский прогиб являются тектонотипами рифтов: Верхнерейнский грабен относится к молодым кайнозойским рифтам, Припятский прогиб — к древним палеозойским. Обе структуры обладают сходным строением земной коры (континентальные рифты развиты на коре континентального типа, отсутствуют сильные пликативные дислокации, широко развиты высокоамплитудные, многосотметровые дизъюнктивы), морфологией поверхностных структур и другими характеристиками.

Верхнерейнский грабен занимает центральное положение в Рейнской рифтовой системе и является одним из звеньев Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Возник в эоцене в результате опусканий блоков земной коры по разломам в теле Западно-Европейской платформы. Припятский прогиб является частью Припятско-Донецкого авлакогена — хорошо сохранившегося позднего (палеозойского) палеорифта, в строении которого ведущая роль принадлежит мантийным, литосферным и коровым листрическим разломам [1]. В настоящее время принимается деление Припятского прогиба на две структуры второго порядка: Северную зону ступеней и Внутренний грабен.

В Верхнерейнском грабене развиты галогенные образования триасового, палеогенового и неогенового возраста. Верхний (рифтовый) комплекс начинается осадками эоцена. Карбонатно-глинистые породы эоцена согласно перекрыты соленосной серией. Калиеносными являются палеогеновые соленосные отложения (возраст — олигоцен-саннуазский ярус) в пределах южной части грабена, где прослеживается система сопряженных отрицательных и положительных структур-впадин и порогов. В разрезе выделяются три соленосные зоны. Здесь еще с начала XX века известны месторождения калийных солей в районе Мюлуза (департамент Верхний Рейн, Франция) и близ Буггингена (Германия).

В Припятском палеорифте в палеозое выявлено пять этапов соленакопления: 1) эйфельский; 2) позднефранский; 3) раннефаменский; 4) средне-позднефаменский и 5) раннепермский. Калиенакопление характерно для позднефранского, средне-позднефаменского и раннепермского этапов. Девонские соленосные хлоридные формации Припятского прогиба располагаются во внутренней части палеоконтинента и связаны с собственно рифтовой стадией развития. Промышленные залежи калийных солей приурочены к отложениям средне-верхнефаменской формации (оресский, стрешинский и полесский горизонты). Основное количество калийных залежей сосредоточено в разрезе стрешинского горизонта. Калиеносная субформация характеризуется чередованием в разрезе соляных и несоляных (хемогенно-терригенных) пород. В горизонтальном ряду наблюдается закономерная сменяемость литофаций от карбонатно-глинистых сульфатоносных до литофаций калийных (калийно-магниевого) солей [2].

И для Верхнерейнского грабена, и для северной зоны Припятского прогиба характерно автономное развитие палеодепрессий и палеоподнятий, распространенных обычно вдоль простирания бассейна.

В обоих рифтах развиты соленосные толщи хлоридного типа, калийные залежи представлены сильвином и карналитом. Калиеносные ассоциации по строению относятся к ритмичному типу, представляя сочетание несоляных (внизу) и соляных (вверху) пород. Олигоценная формация Верхнерейнского грабена отнесена к симметричному подтипу, средне-верхнефаменская Припятского прогиба — к асимметричному.

Некоторое отличие наблюдается в составе несоляной матрицы: если олигоценная формация характеризуется карбонатно-ангидритовым составом, то средне-верхнефаменская — глинисто-мергельным.

По особенностям строения и составу хемогенно-терригенных пород палеогеновую соленосную формацию, развитую в Верхнерейнском грабене, следует считать наиболее близким аналогом калиеносной субформации Припятского прогиба. И в калиеносной субформации Припятского прогиба, и в палеогеновой соленосной формации Верхнерейнского грабена количество хемогенно-терригенных пород в разрезах составляет порядка 45—55 %.

В разрезе олигоценовой соленосной серии Верхнерейнского грабена калиеносные отложения занимают нижнее положение, в Припятском прогибе — верхнее, но для обоих палеорифтов отмечается прерывистый характер калийной минерализации. Олигоценовое калиенакопление в Верхнерейнском грабене характеризуется небольшим количеством калийных залежей [3], тогда как в Припятском прогибе сформировано более 60 калийных горизонтов. Сходно и строение калийных залежей: нижняя калийная залежь Верхнерейнского грабена близка по строению к III калийному горизонту в северной зоне Припятского прогиба. Калийные соли внутри калиеносных формаций занимают разное положение в пространстве структур — в Верхнерейнском грабене краевое, в Припятском прогибе — центральное, хотя площади развития калийных горизонтов в обоих случаях закономерно уменьшаются вверх по разрезу.

Для калиеносных образований обеих структур характерна ритмичная смена прослоев сильвина и галита при удивительно равномерном отложении на всей площади распространения [4]. Удивительны близость строения и сходство структурно-текстурных особенностей сильвинитовых прослоев в калийных залежах Верхнерейнского грабена и горизонта красноцветной ассоциации Припятского прогиба [5, 6]. Сильвиниты красноцветные, окрашены в красные тона различной интенсивности. По внутреннему строению — микрослоистые и микрополосчатые, полимодификационные или мономодификационные однородные по структуре и по цвету. Структура от тонкозернистой до среднезернистой, реже — крупнозернистой. При этом нижележащий подошвенный слой каменной соли обладает в верхней части зазубренной поверхностью, вдающейся в сильвинитовый прослой, верхняя часть которого, в свою очередь, имеет ровную поверхность (присутствие ориентированных структур). Содержание сильвина в прослоях варьирует, достигая 50—85 %. Сильвинитовые прослои нередко сохраняют свои микрофациальные особенности на многие километры.

Достаточно высоко содержание нерастворимого в воде остатка: в Верхнерейнском грабене — до 12 %, в северной зоне Припятского прогиба — до 27 % и выше, нередко формируя глинистые сильвиниты. Средний состав руд (%): KCl—30,25; NaCl—59,40; CaCl₂—0,51; MgCl₂—0,19; CaSO₄—3,25; н. о.—6,37. В составе нерастворимого в воде остатка есть отличия. В Верхнерейнском грабене превалирует сульфат кальция, алюмосиликатный остаток — малоглинистый (в пересчете на 100 %: CaSO₄—61,05; SiO₂—10,60; Al₂O₃ + Fe₂O₃—8,50; MgCO₃—7,51; CaCO₃—1,93), в карбонатном веществе преобладает доломит, встречается кальцит и магнезит [3]. Для Припятского прогиба отмечается высокоглинистый алюмосиликатный остаток и обычно паритетное развитие доломита и кальцита с небольшим преобладанием первого [2].

Сходен и характер геохимических особенностей. В основных соляных минералах близко распределение брома и рубидия, а также соотношение брома в галитовых и калийных прослоях. Содержания брома и рубидия несколько выше в калийных залежах Верхнерейнского грабена [2, 5, 6].

Гидрохимические и палеогеографические условия калиенакопления в северной зоне Припятского прогиба сходны с условиями Эльзасского солеродного бассейна. Морфологически бассейны относятся к виррилскому типу [7]. Характер формирования водно-солевого тела в конечном водоеме стока, какими являются Верхнерейнский грабен и Припятский прогиб, зависит от количественных соотношений влияния асцендентного и десцендентного процессов. Формирование наддонной рапы происходило под влиянием сгущения, разгрузки рассолов снизу (асцендентно) и подтока десцендентных вод. Освобождение межкристалльных (асцендентных) рассолов и возврат их в деятельный слой рапы показывает важную роль тектоники как фактора, определявшего условия разгрузки. Глубина суббассейнов, исходя из мощности горизонтов, могла достигать 20—25 м. Калийные соли кристаллизовались из рапы измененного состава, отличающегося от метаморфизованных морских вод пониженными значениями отношения MgCl₂/KCl и повышенным содержанием CaCl₂, который мог поступать в бассейн с водами второй фазы метаморфизации или в результате разгрузки растворов хлоридно-натриево-кальциевого состава из подстилающих комплексов, в том числе внутриформационных несоляных пачек. В результате сформировались многоярусные залежи калийных солей хлоридного типа. В обоих рифтах солеродные бассейны примыкают к суше, влияние которой отражается в минералого-петрографическом составе калийных солей. Характер вторичных изменений определяется близким распределением деформационных напряжений и асцендентным влиянием дренирующихся межкристалльных рассолов. Соотношение притоков и переотложенных пород предыдущих циклов определяет геохимические особенности формирующихся залежей.

Литература

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. Листрическая тектоника платформ // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 4. С. 501—504.
2. Гарецкий Р. Г., Высоцкий Э. А., Кислик В. З. и др. Калийные соли Припятского прогиба. Мн.: Наука и техника, 1984. 182 с.
3. Meriaux M., Gannat E. Connaissances actuelles sur la potasse en France // An. Mines. 1980. N 7—8. P. 167—176.
4. Копнин В. И. Строение калиеносных ассоциаций и условия морского хлоридного калиенакопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987.
5. Bräitsch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstaetten. Berlin—Goettingen—Heidelberg: Springer Verlag, 1962. 232 s.
6. Kuehn R., Roth H. Beitrage zur Kenntnis der Salzlagerstatten am Oberrhein // Ztschr. Geol. Wiss. 1979. Vol. 7, N 7. S. 953—963.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3-х т. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

В. П. Ильин, В. П. Самодуров, Е. М. Савицкая

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ КАМЕР РАСТВОРЕНИЯ СОЛЕЙ НА ОПЫТНО-ПРОМЫШЛЕННОМ УЧАСТКЕ ДОБЫЧИ КАРНАЛЛИТА

Технологии добычи солей методом подземного растворения существенно отличаются от технологий шахтной добычи солей. Эти методы экономически выгодны, требуют меньше капиталовложений при минимальных воздействиях на окружающую среду [1, 2]. В рамках государственной программы инновационного развития Республики Беларусь на 2007—2010 гг. выполняются первые работы по экспериментальной добыче карналлита методом подземно-

го растворения. Карналлитовая залежь сосредоточена в калийном горизонте 07 Старобинского месторождения, а ее геологическое строение детально рассмотрено в работе [3].

Опытно-промышленная добыча карналлита осуществляется в настоящее время системой из двух скважин 259 а—259 б, соединенных гидроразрывом. Рудный пласт на участке добычи расположен на глубинах 843,7—853,9 м. Скважины расположены в непосредственной близости (43 м) друг от друга, поэтому общее литологическое строение разрезов в этих скважинах совпадает. В пределах рудного тела можно выделить четыре карналлитовых слоя. Карналлитовая залежь имеет четкую нижнюю границу (853,10 м в скв. 259 а и 853,89 м в скв. 259 б). Общая мощность карналлитового рудного тела в скв. 259 а составляет 9,38 м, а в скв. 259 б она составляет 8,79 м. Карналлит содержит слои других солей, в основном каменной соли, часто с примесью сильвина. Характерной особенностью карналлитовой залежи является то, что число и мощность прослоек каменной соли возрастает в верхней части залежи, а нижняя часть является практически чистым карналлитом. В верхней части наоборот, мощность рудных слоев уменьшается, а мощность и число слоев каменной соли увеличивается. Строение карналлитового пласта и качество руд являются благоприятными для добычи калийно-магниевых солей методом подземного растворения.

В отличие от безводных солей (галит, сильвин) карналлит $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ является природным кристаллогидратом, содержащим 6 молекул воды. Поэтому физико-химические свойства карналлита отличаются от свойств безводных солей. Например, присутствие воды в составе карналлита существенно снижает его плотность, которая составляет $1,60 \text{ г/см}^3$ по сравнению с $2,16 \text{ г/см}^3$ в NaCl и $1,98 \text{ г/см}^3$ в KCl . Наоборот, плотность насыщенных карналлитовых рассолов выше плотности рассолов каменной соли и сильвинита.

Процессы подземного растворения солей, состав добычных рассолов и динамика развития камер растворения существенно зависят от литологического строения рудного пласта, минералогического и химического состава пород, применяемой технологической схемы добычи и гидродинамики потоков растворителя в камерах растворения солей. Обычно, для добычи солей используют вертикальные технологические схемы растворения, одноступенчатые, многоступенчатые или с заглубленной водоподачей. Динамика развития камер растворения и закономерности движения потоков рассолов разной плотности в таких камерах изучались в ходе лабораторных экспериментов и в натуральных условиях [4—7]. Растворитель (обычно в виде растворителя используют пресную воду) всегда всплывает к потолочине камеры из-за того, что его плотность существенно меньше плотности насыщенного рассола, который концентрируется на дне камеры растворения. Поэтому скорость растворения солей у потолочины выше, чем на дне камеры растворения, а камера растворения приобретает вид перевернутого конуса (воронки). Для предотвращения размыва потолочины выше рудного пласта, используется нерастворитель (дизельное топливо) с плотностью менее 1 г/см^3 , уровень которого поддерживается у кровли рудного пласта. Динамика растворения вертикальной камеры и ее форма зависят от отношения потока растворителя $q_{\text{м}3/\text{час}}$ к объему камеры $V_{\text{м}3}$. При больших потоках и малых объемах камеры, ее форма растворения приближается к форме цилиндра, а при малых потоках форма камеры имеет вид быстро сужающейся воронки.

Особенностью добычи карналлита на опытном участке Старобинского месторождения является применение сбойки скважин методом гидроразрыва. В результате гидроразрыва образуется щель между скважинами, одна из которых используется как нагнетательная для растворителя, а вторая — как рассолозаборная. Использование такой технологической схемы имеет преимущество, так как существенно сокращает этап подготовки скважин к промышленной добыче рассолов в связи с быстрым насыщением рассолов по мере их движения в щели гидроразрыва. Особенности гидротоков рассолов в таких системах оставались неизученными. Здесь приведены данные лабораторных экспериментов по моделированию гидротоков в щелевых камерах.

Щелевая камера была выполнена из оргстекла. Размеры камеры $746 \text{ мм} \times 990 \text{ мм}$. Толщина щели — 7 мм. Объем камеры составлял 5169 см^3 . Скважины (левая для стока рассола, а правая для подачи пресной воды) были расположены на расстоянии 550 мм между собой (рис. 1). Камера была полностью герметична, и поток поступающей пресной воды был равен потоку вытекающего рассола (7 мл/мин). Перед началом эксперимента щелевая камера была заполнена рассолом NaCl 315 г/л. Для визуализации динамики потоков использовался цветной (синий) краситель, который добавляли в пресную воду. Предполагалось, что пресный цветной поток в такой среде будет распространяться от водоподающей скважины в сторону рассолозаборной скважины (см. рис. 1). Результаты исследования гидродинамики распространения пресного потока в щелевой камере представлены на рис. 2.

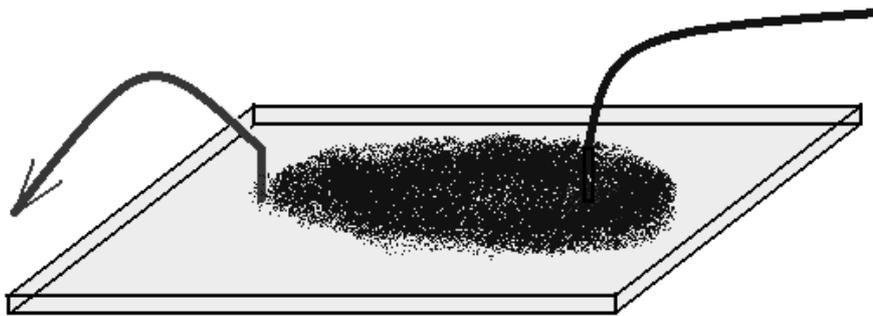


Рис. 1. Схема моделирования гидротоков в щелевой камере

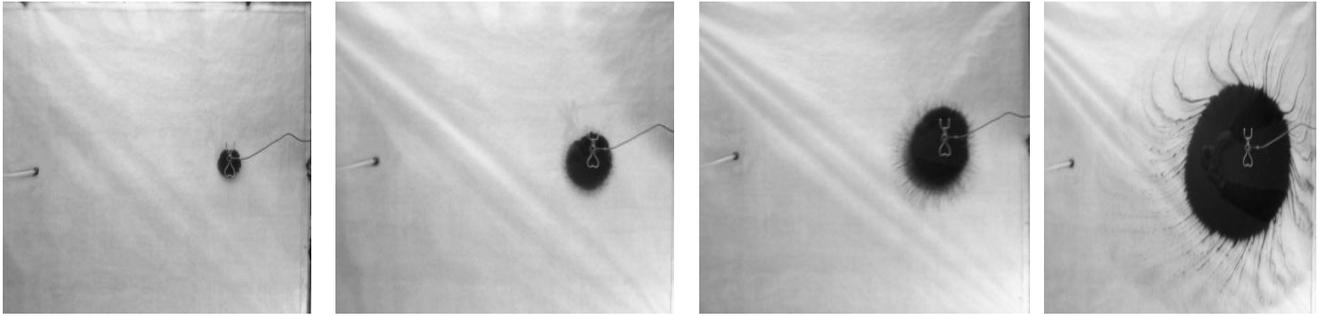


Рис. 2. Фото различных этапов напуска цветного пресного потока в щелевую горизонтальную камеру. Можно видеть, что закономерности распространения пресного потока в горизонтальной щелевой камере отличаются от предполагаемой схемы. Пресный поток в горизонтальной камере имеет концентрическую форму, и не проявляет направленного движения в сторону рассолозаборной скважины. Диффузионные потоки при смешивании пресной воды и рассола также проявляются на цветных фото. Они хорошо заметны по периметру зоны распространения пресных вод и имеют форму короны с изогнутыми направлениями диффузии.

Из сопоставления разрезов скв. 259 а и 259 б известно, что в профиле этих скважин слои продуктивного горизонта карналлитовой залежи имеют уклон $1,1^\circ$ с понижением в сторону скв. 259 б. Однако азимут уклона пока не определен точно. Было выполнено лабораторное моделирование потоков в щелевой камере с уклоном $1,1^\circ$ в левую сторону от направления водоподающая — рассолозаборная скважины (рис. 3).

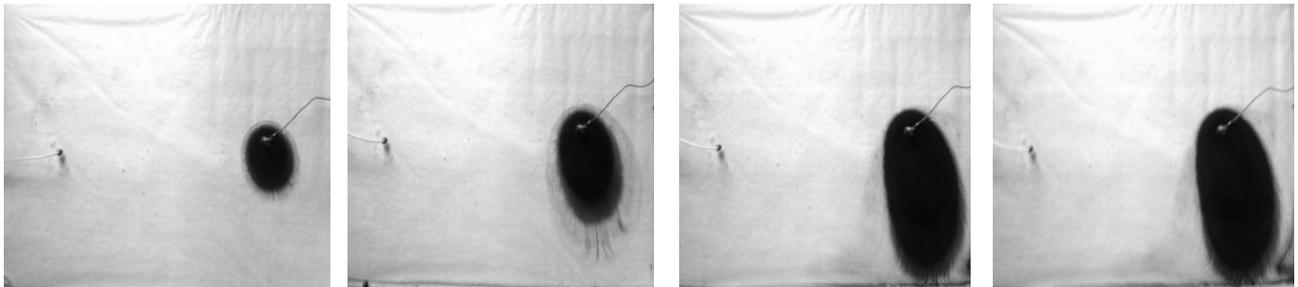


Рис. 3. Фото различных этапов напуска цветного пресного потока в щелевую камеру с уклоном $1,1^\circ$. Распространение потока в сторону вздымания щели.

Результаты лабораторного моделирования гидропотоков показывают, что даже незначительный уклон в $1,1^\circ$ приводит к существенному изменению направления движения растворителя. Пресный поток распространяется в сторону вздымания щели, а не по направлению к рассолозаборной скважине.

Щелевая камера в данном лабораторном эксперименте имела идеальную, строго параллельную форму, а стенки и кровля камеры не растворялись. Щели гидроразрыва в солях отличаются от идеальных. Известно, что на первых этапах их формирования, они нуждаются в интенсивном промыве пресным растворителем, иначе щель может закрыться. Солевые породы в щели гидроразрыва растворяются неравномерно, поэтому щель гидроразрыва имеет сложную форму, в ней появляется преимущественный канал растворения. Тем не менее, выявленные закономерности распространения растворителя в щелевых камерах проявляются при формировании щелей гидроразрыва при сбойке скважин.

Литература

1. Ильин В. П. и др. Перспективы разработки месторождений калийных солей Беларуси подземным выщелачиванием. Мн.: БелНИИНТИ, 1976.
2. Килик В. З. и др. Перспективы применения метода подземного растворения калийных солей в БССР. Мн.: БелНИИНТИ, 1981.
3. Петрова Н. С., Высоцкий Э. А., Дашкевич В. П., Плутенко В. А. Карналлитовое сырье — перспектива развития минерально-сырьевой базы калийной промышленности республики Беларусь // Полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 23—36.
4. Каратыгин Е. П., Кубланов А. В., Пустыльников Л. М., Чанцев В. П. Подземное растворение соляных залежей // СПб: Гидрометеоздат, 1994.
5. Пермяков Р. С., Романов В. С., Бельды М. П. Технология добычи солей. М.: Недра, 1981.
6. Разработка солей способом подземного выщелачивания // Л.: ВНИИГ, 1975.
7. Совершенствование технологии подземного выщелачивания солей // Л.: ВНИИГ, 1977.

И. А. Тяшкевич, А. Р. Понтус, А. Н. Силич

Научно-производственное республиканское унитарное предприятие «Космоаэрогеология»

ГЕОЭКОЛОГИЯ ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ ПО ДАННЫМ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ, НАЗЕМНЫХ И ГОРНОПРОХОДЧЕСКИХ РАБОТ

Исполнилось 60 лет со дня открытия Старобинского месторождения калийных солей. Скважина № 1, пробуренная в 1949 году и расположенная южнее д. Чижевичи, впервые вскрыла горизонты калийных солей. Затем были проведены крупномасштабные геологоразведочные работы, в том числе и оконтуривание площади месторождения.

Для изучения неогеодинимического строения территории шахтных полей Старобинского месторождения впервые, начиная с 1970 года, был применен комплекс аэрокосмических, структурно-геоморфологических, картометрических и других исследований в помощь геологоразведочным работам (В. И. Гридин, И. А. Тяшкевич, Ю. М. Обуховский). В результате этих исследований впервые были выделены разломы поперечного (северо-восточного) простирания — Краснослободский, Северо-западный и Центральный, а также Южная тектоническая зона. Кроме того, совместно с Геофизической экспедицией РУП «Белгеология», были установлены тектонические блоки: Краснослободский, Западный, Северо-западный, Северный, Северо-восточный, Центральный, Восточный и Южный. Разрывные нарушения и блоки характеризуются различной современной активностью. Центральный разлом и Южная тектоническая зона характеризуются максимальной активностью, также как Восточный и Краснослободский блоки.

Основные очаги землетрясений, полученные Центром сейсмического мониторинга (А. В. Аронов), приурочены к Центральному разлому и Южной тектонической зоне.

Во всем мире действующие калийные рудники в определенной мере негативно влияют на окружающую среду, прежде всего геологическую. Это связано со спецификой добычи, обогащения калийной руды и складированием на земной поверхности многотоннажных отходов.

Не является исключением и Солигорский промрайон. Негативное воздействие на природную среду здесь наносит отчуждение плодородных земель под солеотвалы и шламохранилища, засоление почвогрунтов, поверхностных и подземных вод, подтопление подработанных шахтных полей, особенно тех их частей, где проведены горные работы по II и III калийным горизонтам, загрязнение воздушного бассейна предприятиями энергетического профиля.

Весьма серьезной проблемой в пределах Солигорского промрайона является процесс сдвижения (просадок). К настоящему времени амплитуда просадок достигает 5 м. А учитывая тот факт, что имеются территории с залеганием уровня грунтовых вод 1,5—5 м, то здесь после процесса сдвижения образуются озера и тратятся огромные деньги на мелиорацию или строительство польдерных систем. Значительный гидрологический и гидрогеологический негатив наносит Солигорское водохранилище.

Для комплексного изучения процесса сдвижения в целом и отдельных просадок в частности, был использован широкий комплекс исследований:

- морфометрические построения;
- структурно-геоморфологический анализ;
- ретроспективное изучение разновременных аэрокосмических снимков;
- компьютерная тематическая обработка многозональных космических снимков высокого разрешения;
- изучение современной тектоники и др.

За многолетний период изучения процесса сдвижения здесь были применены аэрокосмические снимки разного уровня генерализации: спектрональные, самолетные радиолокационные, многозональные, полученные камерой МКФ—6, тепловые (тепловизор «Вулкан»), а также космические снимки (Landsat, Aster, IRS, Метеор 3М и др.).

Наиболее интересной является Зажевичская просадка, которая приурочена к зоне Солигорского водохранилища. Установлено время образования просадки (1980 г.), и прослежена динамика процесса. В 1983 г. образовалось озеро. В 1984—1986 гг. была построена польдерная система, с помощью которой осуществляется мощными насосами сброс избыточных вод в Солигорское водохранилище. С помощью современных космических снимков установлено, что процесс сдвижения с новейшими геодинамическими зонами показывает корреляционные взаимосвязи. Приуроченные к активному Центральному разлому Зажевичская и Тесовская просадки (в отличие от других) имеют более интенсивное развитие как во временном, так и пространственном аспектах.

А. М. Гречко¹, В. Э. Кутырло¹, Н. С. Петрова², А. М. Ероховец³

¹ОАО «Белгорхимпром», ²Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт,

³Белорусский государственный университет

ОЦЕНКА ОПТИМАЛЬНОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ СЕТИ НЕЖИНСКОГО УЧАСТКА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Рост цен на калийные удобрения в мире предполагает проведение эффективных мероприятий по поддержанию (и росту) сырьевой базы РУП ПО «Беларуськалий». В связи с этим на 2008—2010 гг. запланировано проведение детальных геологоразведочных работ на перспективном на калийные соли Нежинском участке Старобинского месторождения.

Нежинский участок был выделен достаточно условно в 1965—1967 гг., на базе его запасов рассматривался в перспективе ввод нового калийного предприятия (рудника и обогатительной фабрики). В 1973—1975 гг. посредством сгущения разведочной сети была выполнена предварительная разведка Нежинского участка, после чего общее количество скважин на рассматриваемой площади составило 55. На большей части площади была принята квадратная разведочная сеть 3×3 км с сокращением расстояния между скважинами в краевых зонах вблизи границ выклинивания или замещения III к. г. до 1,5—2,5 км. В дальнейшем был пробурен ряд новых скважин, условно отнесенных к объектам Смолловскому (1980—1982 гг.), Дроздовскому (1985—1989 гг.), Случскому (1988—1989 гг.), Смолловскому № 1 (1990—1993 гг.), участкам, непосредственно примыкающим к Нежинскому участку.

Понятно, что основная цель геологоразведочных работ — решение всех необходимых задач, определяемых разведочными работами для данной стадии освоения месторождения с максимальной эффективностью и минимальными затратами.

Сегодня существует две точки зрения (или варианты) проведения детальной разведки.

Первая, её придерживается большинство геологов ПО «Белгеология», заключается в том, что работы следует проводить, руководствуясь следующими двумя документами: 1) классификацией запасов месторождений и прогнозных ресурсов полезных ископаемых, Минск, 2002 г.; 2) инструкцией по применению классификации запасов к месторождениям ископаемых солей, Москва, 1982 г, в соответствии с которыми запасы категорий разведанности А + В должны составлять не менее 30 %, в т. ч. А — 10 %; категории С₁ — 70 %. Плотность разведочной сети при подсчете запасов для категории А принимается 1000 м, для В — 1500 м, для С₁ — 3000 м. При этом утверждается, что такая плотность была неоднократно апробирована при утверждении калийных солей Старобинского месторождения в ГКЗ СССР

Вторая точка зрения родилась недавно и в первую очередь в среде горных инженеров ОАО «Белгорхимпром» и РУП ПО «Беларуськалий», ее также придерживаются некоторые специалисты БелНИГРИ и БГУ. Она аргументирована следующими соображениями:

1) Если ссылка на «Классификацию запасов месторождений и прогнозных ресурсов полезных ископаемых, Минск, 2002 г.» в общем-то объяснима, то опора при обосновании объемов геологоразведочных работ, на «Инструкцию, 1982 г.» не поддается логике. Этот документ уже не действует на территории нашей страны. Это означает, что геологоразведочные работы на калийные соли следует проводить как-то иначе, руководствуясь другими, возможно, международными документами, а лучше здравым смыслом.

2) Количество бурящихся скважин может быть существенно уменьшено хотя бы потому, что западная часть Нежинского объекта, будет, скорее всего, «прирезана» к шахтному полю 4 РУ (тем более, что они не разделены между собой разрывными нарушениями) и разведана подземными горными выработками. Это объясняется тем, что южная часть шахтного поля 4 РУ выделена для Березовского рудника (с целью поддержания мощности 1 РУ), а для северной отсутствует технология выемки III к. г. на больших глубинах. Уже сейчас часть площади Нежинского участка по II к. г. переданы 4 РУ.

3) Сгущение сети скважин в центре Нежинского участка, приведет к увеличению потерь в околоськважинных целиках, значительно усложнит рациональную раскройку будущего шахтного поля и сделает ее менее эффективной с позиции оптимальных параметров выемочных единиц — панелей.

Авторы настоящей работы не уверены в том, что приращение сырьевой базы 4 РУ произойдет за счет Нежинского участка, однако это не меняет сути дела. Старобинское месторождение калийных солей по сложности геологического строения относится, как известно, к месторождениям I — ой группы — представленным пластовыми залежами протяженностью в десятки километров, выдержанными по мощности и устойчивыми по качеству солей. Классификацией запасов оговаривается возможность промышленного освоения разведанных участков при соотношениях балансовых запасов различных категорий отличных от рекомендуемых. Новые соотношения устанавливаются комиссией по запасам при их утверждении на основе определенной экспертизы.

Сегодня уже можно говорить о многолетнем опыте эксплуатации Старобинского месторождения, который в комплексе с многочисленным фактическим геолого-геофизическим материалами позволяют решить задачу рационального обоснования плотности разведочной сети перспективных участков Старобинского месторождения. Настоящая работа, возможно, и открывает серию исследований по подобной оптимизации.

Оценка оптимальности разведочной сети может быть проведена тремя способами: 1) сопоставлением результатов ранее проведенных разведочных работ с результатами эксплуатационной разведки; 2) сравнением результатов

подсчета запасов с результатами эксплуатационных работ; 3) методом экспериментального разрежения разведочной сети.

В настоящей работе проведено экспериментальное разрежение разведочной сети Нежинского участка для нижнего сильвинитового пласта третьего калийного горизонта (НСПл III к. г.) в двух модификациях: 1) традиционной, которая заключается в увеличении количества скважин на эталонном участке и определении основных оценочных параметров и 2) моделирование плотности и геометрии сети с подсчетом запасов сырых солей и в пересчете на KCl методом полигонов.

Сгущение сети на эталонном участке и определение основных оценочных параметров. Сравнивались такие основные оценочные параметры по НСПл III к. г., как мощность, содержание KCl и H.O., т. е. параметры, «контролирующие» количество и качество запасов калийных солей. Содержание MgCl₂ не сравнивалось в виду того, что его значения не превышают лимита (3 %), установленного кондициями.

В качестве эталонного участка в пределах Нежинского объекта был выбран квадрат со стороной 12 км, который опирался на скважины 415, 429, 433, 458 (вариант 1). Средняя мощность НСПл III к. г. составила 2,71 м, содержание KCl — 25,28 %, H.O. — 5,1 %.

В последствии добавлением скважин 412, 419 г, 432, 435, 436 расстояние между скважинами уменьшено до 6 км (вариант 2), оценочные параметры при этом составили: мощность — 3,31 м, содержание KCl — 26,09 %, H.O. 5,75 %.

В варианте 3 параметры элементарной ячейки (3 × 3 км) соответствуют текущему расположению скважин в эталонном участке — 226, 230, 231, 402, 406, 411, 412, 413, 414, 415, 416 г, 419 г, 420, 424, 429, 432, 433, 435, 436, 453, 454, 457, 458. Средняя мощность НСПл III к. г. составила 3,66 м, содержание KCl — 26,24 %, H.O. — 6,12 %.

Таким образом, сгущение сети на эталонном участке и определение основных оценочных параметров показало, что даже разрежение разведочной сети до 6х6 км не влечет существенного изменения в оценке параметров — различия не превышают 10 %.

Моделирование плотности и геометрии сети с подсчетом запасов сырых солей и в пересчете на KCl методом полигонов. Данная модификация базируется на сравнении количества запасов, подсчитанных разными вариантами. Сущность его состоит в том, что месторождение разбивается на ряд полигонов в плане с таким расчетом, чтобы к каждому разведочному пересечению отошел тяготеющий к нему ближайший участок. Непосредственный подсчет выполнялся в среде ARCGIS с использованием макроса «полигоны Тюссенна». Использование последнего возможно, как с включенным, так и с выключенным 5 % буфером.

Запасы подсчитывались при моделировании четырех вариантов разведочной сети. Вариант I с параметрами ячейки 6х6 км имеет две разновидности: с нечетным (вариант I а) и четными (вариант I б) ходами. Вариант II с параметрами ячейки 3х6 км имеет также две разновидности: с нечетным (вариант II а) и четными (вариант II б) ходами.

Из подсчета были исключены блоки / скважины с содержанием KCl менее 16 %, H.O. более 10 %, и те, в которых НСПл III к. г. залегает глубже 1200 м. Перечисленные ограничения обусловлены установившейся практикой. В конечном итоге результаты определения количества запасов сравнивались с «полигональной сеткой» на момент защиты отчета предварительной разведки Нежинского участка в 1976 г (вариант 0).

Различия в определении запасов достигают 17 % (таблица), однако они обусловлены прежде всего площадью оконтуривания, а это значит, что Нежинский участок, особенно центральная его часть разведаны достаточно хорошо.

Таблица

Сопоставление определения количества запасов НСПл III к. г. Нежинского участка

Вариант	Площадь, тыс. м ³	Запасы, тыс. т			Проценты от варианта 0	
		сырых солей	KCl	по площади	по запасам сырых солей	по запасам в пересчете на KCl
Вариант 0	429 743,60	3 248 009	849 549			
Вариант Ia	383 614,98	2 864 571	739 084,3	89,27	88,19	87
Вариант Ib	352 416,41	2 808 030,7	767 624,92	82,01	86,45	90,36
Вариант IIa	427 505,65	3 284 792,7	848 630,55	99,48	101,13	99,89
Вариант IIб	367 690,12	2 706 829,3	721 976,37	85,56	83,34	84,98

Таким образом, двумя способами с привлечением математического аппарата и геоинформационных технологий доказано, что плотность существующей разведочной сети Нежинского участка достаточна и вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемыми практикой. Объемы планируемых работ должны закладываться не по механическому геометрическому принципу. Бурение дорогостоящих геологоразведочных скважин должно проводиться только с целями либо определения границ выклинивания горизонтов, либо для исследования других параметров и особенностей геологического пространства — определения тектонических и гидрогеологических условий. Возможно, для каждой стадии разведки следует приводить конкретные рекомендации мест заложения скважин (экспертные рекомендации) с учетом материалов высококоразрешающего сейсмического профилирования.

Г. С. Смоляков

Белорусский государственный университет

ЭКОНОМИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ СОЛИГОРСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА

Горнопромышленный район является отраслевым промышленным районом, представляющим собой территориальную совокупность родственных организаций разных отраслей, основанных на совместном использовании ими общих энергетических баз, вспомогательных производств, транспортных средств и устройств, на утилизации промышленных отходов, на разделении труда [1]. В настоящее время Солигорский горнопромышленный район (СГПР), являясь единственным в Беларуси крупным территориальным образованием такого рода, находится в стадии структурного и функционального развития. Его основа — Солигорско-Любанское территориальное сочетание минеральных ресурсов, площадью 2,9 тыс. км², расположенное в Центральном Полесье [2].

Благодаря высокой концентрации ресурсов калийных солей район имеет международное значение. ПО «Беларуськалий» продает свою продукцию за рубеж на сумму свыше 1 млрд долларов США ежегодно. Это позволяет занимать более четверти мирового рынка калийных удобрений. Беларусь производит 8 млн т хлористого калия, но уже к 2012 г. только экспорт должен составить около 9 млн т, что будет обеспечено приростом добычи за счет Краснослободского, а затем Березовского рудников, находящихся на расстоянии 7—10 км от 2-го рудоуправления. Дополнительные запасы в 1,5 млрд т обеспечат работу всех рудоуправлений примерно на 50 лет. Но уже сейчас возникает проблема освоения территории перспективной сырьевой базы в восточном и юго-восточном направлениях, что потребует значительных капиталовложений.

Кроме Старобинского месторождения калийных солей в СГПР сосредоточено около 80 месторождений торфа, имеются горючие сланцы, каменная соль, мел, легкоплавкие глины, строительные пески, песчано-гравийная смесь. В наибольшей степени практическое значение имеют торфяные ресурсы разведанного в 50-е гг. прошлого века Гричино-Старобинского месторождения, геологические запасы которого тогда составляли 50,6 млн м³. Это месторождение, а также торфомассив Киевец являются сырьевой базой крупнейшего в Беларуси Старобинского торфобрикетного завода, производящего в год около 400 тыс. т торфа и свыше 200 тыс. т торфобрикета. Его потребители находятся в 22 районах Минской области, но 70 % продукции идет на экспорт, что приносит 5 млн. долларов США дохода. Одна тонна торфобрикета на европейском рынке стоит в два раза дороже, чем на внутреннем. Предприятие выпускает самый дешевый и качественный торфобрикет в стране. Однако имеющихся запасов торфа хватит всего на 10 лет. Поэтому потенциальным источником сырья является массив Гричин, находящийся в Лунинецком районе на расстоянии 25 км на юго-запад. Имеющиеся там запасы обеспечат работу торфобрикетного завода на 60 лет. Для доставки торфа необходимо построить специальную железную дорогу, однако ее строительство и последующие перевозки сырья увеличат себестоимость производства и снизят его рентабельность, которая сейчас несколько выше 20 %.

После завершения добычи торфа на Гричино-Старобинском месторождении возникнет проблема рекультивации нарушенных земель. Повторно использовать их в сельскохозяйственном производстве неэффективно, тем более что территория СГПР примыкает к развитому сельскохозяйственному району, способному обеспечить потребности в продовольствии. Имеется мнение о необходимости проведения работ по повторному заболачиванию массива. В настоящее время такие работы проведены здесь на площади в 1,5 тыс. га, в результате чего повысился уровень грунтовых вод, появилась древесно-кустарниковая растительность, увеличилось видовое разнообразие животных. Но эту территорию можно использовать и для размещения хозяйственных объектов.

Другие месторождения полезных ископаемых могут использоваться более интенсивно для производства строительных материалов, значение которых неизмеримо возрастет при комплексном развитии СГПР. Резервом для возможного освоения в будущем является каменная соль и горючие сланцы — сырье для химической промышленности. В этом случае возникнут проблемы обеспеченности электроэнергией и экологической безопасности.

Проблемы развития СГПР не ограничиваются только проблемами, напрямую связанными с разработкой месторождений полезных ископаемых. Современный уровень освоения территории достаточно высок. Горнопромышленный район примыкает к старопашотным равнинам Предполесья с плодородными почвами, густой сетью сельских населенных пунктов, историческими городскими поселениями (Слуцк, Копыль, Несвиж, Старобин, Красная Слобода и др.). Открытие 60 лет назад Старобинского месторождения калийных солей коренным образом изменило облик этой части Беларуси и обусловило ее развитие в перспективе. Изменился не только природный ландшафт, изменился образ жизни местного населения.

Появление большого города Солигорска с хорошо развитой инфраструктурой и его промышленные предприятия привели к миграции из окружающих районов наиболее подвижной части трудовых ресурсов. Развитие Слуцка замедлилось, его функции центра большого освоенного района получил Солигорск, который и в будущем их будет расширять. Городские поселки Красная Слобода и Старобин также находятся в зоне влияния Солигорска, а небольшая численность населения в них не способствует развитию. Уже сейчас Старобин практически граничит с Солигорском, его население в основном работает на предприятиях и использует инфраструктуру этого города.

В СГПР пока преобладают центростремительные процессы развития. Дальнейшее освоение ресурсов района требует расширения территории, формирования комплексного характера ее организации, возникновения и укрепления центропериферийных процессов и связей. Вполне возможно появление некоторых периферийных центров, которые получат определенные функции Солигорска, последний же усилит свои региональные функции. При этом правомер-

но ожидать усиления значимости новых энергетической, транспортной, социальной, экологической и планировочной проблем, решение которых потребует значительных инвестиций.

Литература

1. Смоляков Г. С. Республика Беларусь: энцикл. в 7 т. Т. 6 Промышленный район / Геннадий Смоляков. Мн.: БелЭн, 2008. С. 296.
2. Трухан И. И., Смоляков Г. С., Сидор С. И. и др. Белорусское Полесье: проблемы развития и размещения производительных сил. Мн.: изд-во БГУ, 1983. 175 с.

Ю. К. Варнель¹, В. О. Кутырло²

¹Белорусский государственный университет, ²ОАО «Белгорхимпром»

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАЛИЙНОЙ ЗАЛЕЖИ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С 2006 г рядом белорусских организаций (ОАО «Белгорхимпром», РУП «Белгеология» и др.) проводится сопровождение геологоразведочных работ на Гремячинском месторождении калийных солей, расположенном в юго-западной части Волгоградской области Российской Федерации. На базе месторождения будет создан крупнейший в Европе калийный комбинат.

По материалам поисковых (1978—1980 гг.) и детальных поисковых (1981—1983 гг.) работ, проведенных Волгоградской ГРЭ, определены значительные запасы калийных солей [1, 2]. Тем не менее, Гремячинское месторождение недостаточно исследовано в буровом и геофизическом отношении, что не позволяло всесторонне охарактеризовать геологическое строение калийной залежи и вмещающих пород, тектонические особенности, гидрогеологические особенности. Поэтому с 2006 г на Гремячинском месторождении развернуты разведочные работы, в которых приняли участие авторы данной статьи.

В стратиграфическом отношении калийсодержащие породы приурочены к кунгурскому ярусу нижней перми, к его галогенной толще — калиеносной формации. На площади Гремячинского месторождения выявлено несколько калийных горизонтов: основной (наиболее распространенный) и залегающие выше его, два верхних (встреченных лишь в скважинах № 13 и 27). Границы горизонтов определяются по первому появлению и исчезновению прослоев калийных и калийно-магниевого солей.

Основной калийный горизонт имеет наибольшее распространение в пределах Гремячинского месторождения. Кровля его полого погружается с юго-запада на северо-восток от — 1000 до — 1300 м.

Строение основного калийного горизонта Гремячинского месторождения калийных солей, залегающего в интервале глубин от 1171,55 до 1199,0 м, рассмотрено ниже на примере скважины № 14. Основной горизонт представлен здесь верхней сильвинитовой пачкой и подстилающей ее пачкой смешанных (в основном галит-карналлитовых) пород.

Верхняя сильвинитовая пачка залегающая в интервале от 1171,55 до 1183,57 м и представлена сильвинитом (10,79 м) светло-серым, коричневатом- и оранжево-светло-серым, в основном мелко-среднезернистым, в кровле (1,6 м) средне-крупнозернистым, массивным (рис.). Интервалами до 10 см сильвинит интенсивно загрязнен тонким ангидритовым материалом, вследствие чего порода приобретает характерный синеватый оттенок. В интервале отмечаются единичные прослои ангидрита светло-фиолетового, тонкозернистого, мощностью до 1 см, а также редкие прослои соли каменной светло-серой, мелко-тонкозернистой, мощностью до 8 см.

В нижней части (3,79 м) сильвинит слоистый, с частыми прослоями соли каменной коричневатом-светло-серой, мелко-среднезернистой, мощностью до 17 см, а также участками до 7—8 см, загрязненный тонким ангидритовым материалом, выполняющим межзерновые пространства.

Ниже по разрезу отмечается прослой (0,4 м) соли каменной светло-серой, коричневатом-светло-серой, мелко-среднезернистой, массивной.

Завершается сильвинитовая пачка прослоем (1,07 м) сильвинита оранжево-красновато-светло-серого, мелко-среднезернистого, слоистого, незначительно загрязненного тонким ангидритовым материалом, с частыми прослоями соли каменной светло-серой, мелкозернистой, мощностью до 14 см, содержащей вкрапленность сильвина.

Пачка смешанных пород, представленная, в основном, переслаиванием прослоев соли каменной и галит-карналлитовой породы залегающая в интервале глубин от 1183,57 м до 1199 м.

Разрез пачки смешанных пород начинается прослоем (1,69 м) соли каменной светло-серой, разнозернистой, от мелко-среднезернистой до средне-крупнозернистой, с редкой вкрапленностью сильвина оранжево- и розовато-светло-серого, мелко-среднезернистого, с редкими прослойками сульфатной породы, мощностью от 1 мм до 1,5 см.

Ниже по разрезу (0,55 м) залегающая прослой сильвинита красновато-светло-серый, мелко-среднезернистый, слоистый, незначительно загрязненный тонким сульфатным материалом, с прослоями соли каменной светло-серой, разнозернистой, мощностью до 5 см. Интервал от 1185,8 м до 1199 м представлен переслаиванием соли каменной и галит-карналлитовой породы. Галит-карналлитовая порода розовато-светло-серая, средне-крупнозернистая, массивная, с частыми включениями галита светло-серого, мелко-среднезернистого, неправильной формы, различных размеров.

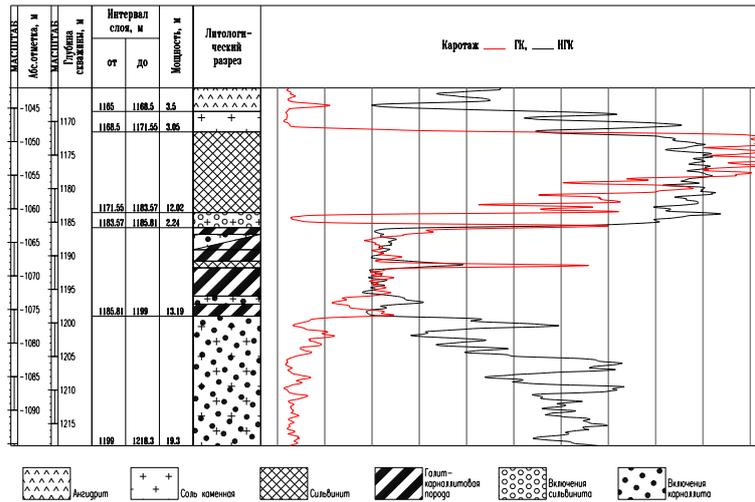


Рис. Разрез основного калийного горизонта Гремячинского месторождения в скважине 14.

Мощность прослоев от 5 до 2,4 м. Карналлит играет роль базального цемента. Соль каменная светло-серая, коричнево-светло-серая, мелко-среднезернистая, в нижней части изредка шпатовая, с частыми крупными гнездами и прожилками карналлита розовато-светло-серого и светло-серого, изредка загрязненная ангидритовым материалом, мощность прослоев от 5 см до 1,1 м.

В интервале от 1191 до 1191,88 м отмечен прослой (0,88 м) сивьинита карналлитсодержащего коричнево-светло-серого, красновато-светло-серого, средне-крупнозернистого, мелко-среднезернистого, массивного, с частыми мелкими включениями галита светло-серого, мелкозернистого, часто загрязненного тонким ангидритовым материалом. Карналлит присутствует в породе в межзерновых пространствах между зернами сивьина.

Подстиляется пачка смешанных пород солью каменной светло-серой до серой, коричнево-светло-серой, разнозернистой, от мелко-среднезернистой до шпатовой, интервалами до 5 см, загрязненная тонким сульфатным материалом. По всему интервалу с вкрапленностью и гнездами карналлита розовато-светло-серого и оранжево-красного, средне-крупнозернистого. В средней части и подошве с единичными прослоями галит-карналлитовой породы оранжево-красной, разнозернистой, мощностью до 10 см.

Детальное изучение строения основного калийного горизонта имеет важное значение для определения: 1) качества запасов калийной руды, 2) оптимальных параметров эксплуатации месторождения с учетом не только характеристик продуктивного пласта, но и перекрывающих и подстилающих его пород; 3) защитных мероприятий, так как пачка смешанных пород представлена галит-карналлитовыми породами, относящихся обычно к опасным по газу и газодинамическим явлениям.

Литература

1. Баталин Ю. В., Свидзинский С. А. Перспективы освоения калийных месторождений Волгоградской области и основные проблемы разработки бром-магниевого сырья — бишофита // Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области — путь устойчивого развития региона: Матер. науч.-практич. конф.. Волгоград, 2001. С. 63—69.
2. Свидзинский С. А., Музалевский М. М., Ковальский Ф. И. Гремячинское месторождение сивьинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 204—219.

Э. А. Высоцкий

Белорусский государственный университет

ГАЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

При разработке калийных солей нередко наблюдаются газодинамические явления (ГДЯ) в форме необычных газовыделений, обрушений пород, выбросов соли, в значительной степени осложняющих проведение горных работ. Впервые такие явления были зафиксированы на калийных рудниках Германии, начавшей разработку месторождений калийных солей в 1850—1860-х гг. в Саксонии и Тюрингии, а в 1880-х гг. — в районе Ганновера.

Для эвапоритовых отложений германского цехштейна характерно ритмичное строение. Рихтер-Бернбург (1955 г.) выделил четыре цикла или серии: цехштейн 1 (серия Верра), цехштейн 2 (серия Стасфурт), цехштейн 3 (серия Лейне, цехштейн 4 (серия Аллер). В разрезе цехштейна на территории Германии выявлено восемь калийных горизонтов (пластов): Тюринген (К 1 Th) и Гессен (К 1 H) в серии Верра; Стасфурт (К 2) в серии Стасфурт; Роннен-

берг (К 3 Ro), Бергмансзеген (К 3 Ve), Ридель (К 3 Ri), Альберт (К 3 Ab) в серии Лейне и Отгосхал (К 4 Ot) в серии Аллер.

В Германии имеется много действующих и закрытых (часть их была затоплена) рудников по добыче каменной и калийных солей. Так, на схеме, составленной Э. Фульда в 1924 г., было нанесено 256 шахт [1]. В стране известен ряд калиеносных районов. В районе Верра раньше функционировало около 20 рудников. Несколько рудников находится в Тюрингской (Южный Гарц, Заале-Унструд) и Субгерцинской (Ашерслебен, Бернбург, Стасфурт, Шенебек, Шванебек, Аллертал) впадинах.

В Южно-Герцинском и Заале-Унструтском районах объектом эксплуатации являются хартзальцы и сильвиниты горизонта Стасфурт. В районе Магдебурга на некоторых шахтных полях промышленные пласты имеют крутые углы залегания. В районе Ганновера отрабатываются горизонт Стасфурт и калиеносные залежи серии Лейне. В связи с проявлением соляной тектоники калийные залежи находятся в сложных геологических условиях.

После объединения ФРГ и ГДР калийная промышленность Германии прошла этап реструктуризации: многие рудники были закрыты. Тем не менее, в настоящее время страна является важнейшим продуцентом калийных удобрений, занимая второе место в мире, уступая лишь Канаде.

В калийных районах Верра и Южного Гарца практически с самого начала эксплуатации месторождений калийных солей происходят выбросы соли и выделения газа [2]. Объемы выбросов варьируют от нескольких десятков до сотен тонн и более. Здесь зафиксирован один из самых интенсивных в мире выбросов — 100 тыс. т соли (рудник Менценграбен).

По данным немецких геологов, наиболее интенсивные ГДЯ происходят в основном в зонах, где проявился вторичный метаморфизм калийных пород термальными водами. Такие зоны расположены, как правило, вблизи молодых тектонических нарушений («рейнская тектоника»). По этим нарушениям проникали газосодержащие воды. Вследствие неодинаковой растворимости каменной соли, сильвинита и карналлитов зоны метаморфизма распространяются на разные расстояния от тектонических нарушений: большие в карналлититах и меньшие — в пластах каменной соли.

В калийном районе Верра большинство газодинамических явлений наблюдалось в калийных пластах, представленных вторичным сильвинитом и карналлитах, а в пластах каменной соли — на участках, подвергшихся интенсивной перекристаллизации или сжатия в складки. По мнению О. Оельснера [3], происхождение выбросообразных зон связано с олигоценовыми базальтами. Горячие водные растворы, содержащие газы, вызывали метаморфизм первично-седиментационных легкорастворимых солей, т.е. интенсивную их перекристаллизацию. Часть газов захватывалась перекристаллизованными крупными кристаллами галита, сильвина и карналлита, а другая часть скапливалась в межзерновом пространстве, образуя скопления свободных газов. Именно свободные газы опасны при вскрытии подобных зон горными выработками. Средний состав газов, выделяющихся при выбросе следующий (%): CO₂ — 84; N₂ — 14,0; CH₄ — 1,0; O₂ — 0,5; Ar — 0,2. Удельное содержание газов, по данным Г. Вольфа, варьирует от 3 до 20 м³ на 1 т соли.

Связь между выбросами и глубиной отработки калийных руд неоднозначная. Выбросы происходили при глубине отработки от 270 до 790 м и больше.

Выбросоопасные явления наблюдались при разработке калийных солей во Франции на месторождении в Эльзасе (Верхнерейнский грабен). Здесь отрабатывались два калийных горизонта мощностью 1,0—4,5 м на глубине 400—1100 м. В нижнем горизонте в верхней части его разреза развиты пропластки карналлитовой породы. Территория месторождения системой разломов преимущественно субмеридионального простирания разбита на блоки [4]. Выбросы происходили из почвы пластов и сопровождалась разрушением и дроблением соляных пород и выделением больших количеств метана [5]. Выброшенная порода представляет собой грубообломочный материал — куски соли и глинистых сланцев с остроугольными краями. На месте выброса обычно формировалась полость, напоминающая кратер шириной и высотой от нескольких метров до 5—6 м. При выбросе под действием газового потока отдельные обломки горных пород отбрасывались в горные выработки на расстояние до 30 м и более. На калийных рудниках Эльзаса в среднем происходил 1 выброс в течение года, средняя интенсивность — 200—280 т соли, количество выделившегося газа при одном выбросе — от 10 до 100 тыс. м³. На рудниках наблюдалось равномерное увеличение частоты и интенсивности выбросов с увеличением глубины залегания промышленных калийных пластов.

Обращает на себя внимание тот факт, что состав газов выделявшихся при выбросах на рудниках Эльзаса, принципиально отличен от состава газов газодинамических зон германских рудников: на французских рудниках — это в основном метан, а на германских — преимущественно углекислый газ и азот. Источником метана могут являться газы нефтяных месторождений, которые известны в Рейнском грабене [6].

В Великобритании разработка калийных солей осуществляется в графстве Кливленд, где действует рудник Баулби. Калийная залежь (горизонт Баулби) имеет мощность от 0,5—1,0 до 20 м и представлена разнообразными типами сильвинитовых руд (А, Б, С, Д, Е) [4, 7]. Непосредственно над калийной залежью прослеживается маломощная переходная зона (в основном каменная соль). Выше в разрезе залегают «карналлитовый мергель», сложенный преимущественно глинами с включениями легкорастворимых солей (галит, сильвин, карналлит). Разработка калийных солей осуществляется на глубине 1140—1180 м. Это один из наиболее глубоких действующих рудников в мире. При разработке калийных солей на ряде участков наблюдались выделения газов [7]. В состав газов входят азот (около 80%), метан и другие углеводороды. Скопления газов приурочены в основном к трещиноватым породам. Отмечены внезапные ГДЯ с выбросами горных пород массой до 1000 т и более и выделениями газов.

В России многочисленные ГДЯ зафиксированы на Верхнекамском месторождении, которое эксплуатируется с 1932 г. В калиеносной части разреза месторождения выделяются (снизу вверх): сильвинитовая, карналлитовая и га-

лито-карналлитовая пачки [8]. Основными объектами отработки являются калийные пласты Кр. II, А и Б. Руды пластов А и Б (при сильвинитовом составе последнего) эксплуатируются совместно. Из карналлитовых пластов разрабатывается пласт В на участках, где он защищен достаточно мощным 60—80 м) пластом покровной каменной соли. Гидрогеологические условия этого месторождения неблагоприятны в связи с обводненностью надсолевой толщи и наличием рассолов на контакте с соленосными отложениями. Калийные и калийно-магниево-соли отрабатываются на глубине 250 – 350 м.

Выбросы соли и газа происходят, как правило, при выемке карналлитового пласта В и других карналлитовых пластов. ГДЯ протекают в форме внезапных выделений газов, выбросов породы и газа, а также обрушений пород кровли. В среднем при каждом выбросе или обрушении выделяется около 95 м³ газа. Выбросы соли и газа происходят из кровли, стенок и почвы горных выработок. При этом образуются полости внушительных размеров, нарушающие проектные размеры камер. Выбросы соляных пород на Верхнекамском месторождении сопровождаются такими признаками как шум, треск или гул в породном массиве, отскакивание отдельных кусочков породы. Выделившиеся свободные газы по химическому составу подразделяются на два типа [2]. К первому типу относятся газы карналлитовых пород и содержащие в основном Н₂ (19,4—39,4 %) и СН₄ (11,5—39,2 %), ко второму типу – газы сильвинитовых пластов, содержащие в качестве основных компонентов СН₄ (44,1—47,5 %) и С₂Н₆ (6,64—13,0 %). Этот тип газов относится к типично углеводородным. По нашему мнению, наличие углеводородных газов не является случайным и может быть объяснено тем, что в подсолевых отложениях Верхнекамского месторождения находится ряд месторождений нефти, открытых в 1968—1999 гг. [9].

Как крайней формой проявления газодинамических явлений следует рассматривать аварию на 3-м Березниковском руднике, происшедшей в 1986 г. и приведшей к его затоплению. На земной поверхности в результате мощного выброса газов и горных пород образовался обширный кратер [10].

В преобладающем большинстве случаев места ГДЯ при отработке сильвинитов пласта Кр. II характеризуются наличием локальных зон замещения сильвинитовых слоев линзами неправильной формы, выполненными каменной солью с глиной [1]. Зоны замещения на рудниках БКПРУ—2 и БКПРУ—3 приурочены к участкам интенсивного смятия пласта Кр. II. С. С. Андрейко и А. И. Кудряшов обосновали физико-геологический механизм образования очагов газодинамических явлений на рассматриваемом месторождении. По мнению указанных исследователей, физико-геологический механизм образования очагов ГДЯ представляет собой единый процесс тектогенеза, миграции газонасыщенных водных растворов, эпигенетических преобразований и аккумуляции газов в соляном породном массиве.

В процессе разведки Гремячинского месторождения калийных солей, расположенного в Волгоградской области России по данным газового каротажа разведочных скважин выявлены интервалы с повышенным содержанием газов. Они приурочены в основном к карналлитовым породам [12]. В составе газов преобладает метан, на долю которого приходится до 98 % от суммарного содержания углеводородов. Указанными авторами по данным разведочных скважин выполнена прогнозная оценка территории Гремячинского месторождения по газодинамической опасности.

На Старобинском месторождении калийных солей ГДЯ наблюдались с начала разработки месторождения (сентябрь 1963 г.). По состоянию на начало 1970 г. было установлено 172 газодинамических явления и все на III калийном горизонте [2]. С этим горизонтом на месторождении связано более 80 % запасов калийных руд. Строение разреза его достаточно сложное. Выделяются три пласта: нижний и верхний сильвинитовые и средний — глинисто-карналлитовый. К началу 2007 г. на шахтных полях РУП ПО «Беларуськалий» произошло около 240 событий, связанных с ГДЯ [13]. Преобладающее большинство их зафиксировано в центральной части Центрального тектонического блока — в зоне сочленения шахтных полей 1 РУ, 2 РУ и 3 РУ, на значительном расстоянии от Северо-Западной и Северной разломных зон.

Выбросы соли и газа происходят из забоя, почвы и кровли горных выработок. Интенсивность выбросов колеблется от нескольких десятков килограммов до сотен тонн соли. Выбросы сопровождаются сотрясанием породного массива, звуковым эффектом и выделением газов. Полости выбросов имеют различные очертания и размеры. Стенки полостей, как правило, разбиты системой трещин. Разрушенная порода при выбросах отбрасывается на значительные расстояния. Обрушения пород из кровли (глинисто-карналлитовый пласт) с газовыделением характеризуются незначительным отбросом пород (карналлит, галопелиты, сильвинит, каменная соль). Полости обрушения имеют сводообразную форму. При обрушении происходит расслоение пород. Глубина возникающих полостей варьирует от 0,1—0,5 до 2—6 м. По данным А. А. Черепенникова [2] главными компонентами свободно выделяющихся газов являются N₂ (до 9 %) и СН₄ (от 4,5 до 13,2 %); в незначительных количествах присутствуют более высокие углеводороды.

Большинство ГДЯ на шахтных полях рудников РУП ПО «Беларуськалий», сопровождающихся обрушением кровли горных выработок, приурочено к локальным геологическим нарушениям типа «мульда». Иногда наблюдаются обрушения большой интенсивности, достигающие 100 т. и более.

С 2004 г. ГДЯ зафиксированы на I калийном горизонте (горизонт—264 м) и горизонте каменной соли — 304 м [13, 14].

На I-м калийном горизонте, отработка которого была начата в 2004 г. на 1 РУ ГДЯ наблюдались в виде выдавливания почвы горных выработок с их разрушением и выделением газов (СО₂, СН₄ и др.). На II калийном горизонте незначительные проявления ГДЯ впервые были отмечены на 4-м шахтном поле [14, 15].

Газодинамические явления на Старобинском месторождении изучались с начала эксплуатации этого месторождения геологами РУП ПО «Беларуськалий» — В. Д. Фоминой, В. М. Кадолом, а также сотрудниками ВНИИГА (С. С. Козлов, А. Л. Протопопов, Н. М. Проскуряков, Р. С. Пермяков, А. А. Черепенников, ЛГУ (И. А. Одесский,

А. Е. Ходьков, К. Л. Кокарева и др.), БФ ВНИИГА (Л. В. Былино), а в последние годы сотрудниками ОАО «Белгорхимпром» (В. Б. Вагин, Д. Н. Мусалеев, С. С. Андрейко, В. Е. Волков, В. Э. Кутырло и др.). К настоящему времени предлагаются несколько моделей формирования аномальных зон потенциальных ГДЯ (А. Е. Ходьков, С. С. Козлов, С. С. Андрейко, В. Э. Кутырло) и разработан комплекс мероприятий локального прогнозирования выбросоопасных нарушений на калийных рудниках Старобинского месторождения [13, 16, 17].

Литература

1. *Фивег М. П.* Как образуются залежи каменной и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1983. 81 с.
2. *Пермяков Р. С., Проскураков Н. М.* Внезапные выбросы соли и газа. Л.: Недра, 1972. 180 с.
3. *Oelsner O.* Ergebnisse neuer Untersuchungen in CO₂ — führenden Salzen des Werraerrevieres // *Freib. Forsch. H. A* 183, 1961.
4. *Высоцкий Э. А., Гарецкий Р. Г., Кислик В. З.* Калиеносные бассейны мира. Мн.: Наука и техника, 1988. 387 с.
5. *Michel B.* Recherche sur les propriétés mécaniques du sel gemme aux mines dominiales du potasse d'Alsace // *Comptes rendus du premier congrès de la Société international de mécanique des roches.* Lissabon, 1966.
6. *Высоцкий Э. А.* Нефтегазоносность калиеносных бассейнов // Актуальные проблемы геологии Беларуси и смежных территорий. Материалы международной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика НАН Беларуси Александра Семеновича Махнача. РУП БелНИГРИ. Мн., 2008. С. 66—69.
7. *Woods J. E.* The Geology of Boulby Mine // *Econom. Geol.* 1979. Vol. 74, № 2. P. 409—418.
8. *Копнин В. И., Коротаев М. А.* Стратификация соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей // Структура и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 79—94.
9. *Голубев Б. М.* Комплексное освоение минеральных ресурсов — основа стабильного социально-экономического развития Березниковско-Соликамского промышленного региона Пермской области // Геология и освоение ресурсов галогенных формаций. Пермь, 2001. С. 64—70.
10. *Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей / под ред. Н. М. Джиноридзе.* СПб — Соликамск, 2000. 400 с.
11. *Андрейко С. С., Кудряшов А. И.* Физико-геологический механизм образования очагов газодинамических явлений в силвинитовых пластах Верхнекамского месторождения калийных солей // Геология и освоение ресурсов галогенных формаций. Пермь, 2001. С. 78—85.
12. *Трефилова В. О., Кутырло В. Э.* Газоносность галогенной толщи Гремячинского месторождения калийных солей // Инновационное развитие науки — путь к эффективному и комплексному освоению ресурсов недр. Материалы международ. науч.-практ. конф. / под ред. Э. А. Высоцкого. Мн.: РУП «БелНИГРИ», 2007. С. 362—365.
13. *Кутырло В. Э.* Аномальные зоны в промышленных горизонтах Старобинского месторождения калийных солей. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Мн., 2007. 24 с.
14. *Волков В. Е., Кутырло В. Э.* Газодинамические явления на I и II калийных горизонтах и горизонте каменной соли Старобинского месторождения калийных солей // Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых. Материалы международ. науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения академика Константина Игнатьевича Лукашева (1907—1987), 14—16 марта / под ред. О. В. Лукашева. Мн.: Изд. центр БГУ, 2007. С. 168—171.
15. *Гарецкий Р. Г., Высоцкий Э. А., Кислик В. З.* и др. Калийные соли Припятского прогиба. Мн.: Наука и техника, 1984. 182 с.
16. *Андрейко С. С.* Локальный прогноз выбросоопасных геологических нарушений в условиях калийных рудников ПО «Беларуськалий» // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: Тез. докл. между. конф. — Соликамск, 2000. С. 3—5.
17. *Мусалеев Д. Н., Вагин В. Б., Ефимов А. М., Кадол В. М.* Выявление выбросоопасных геологических нарушений на Старобинском месторождении калийных солей // Полезные ископаемые Беларуси: геология месторождений и рациональное недропользование: Материалы международ. науч.-практ. конф., посвященной 125-летию со дня рождения академика Николая Федоровича Блюдоху / под ред. Э. А. Высоцкого и О. В. Лукашева. Мн., 2003. С. 110—111.

В. Н. Губин

Белорусский государственный университет

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ РАЗРАБОТКЕ КАЛИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Важнейшей эколого-геодинамической проблемой калийных рудников мира является техногенная сейсмичность, возникающая в процессе освоения крупнейших соляных месторождений. Подобные сейсмические явления, или горно-тектонические удары сопровождаются разрушениями породного массива, приводят к повреждению горных выработок, а сильные горные удары нередко проявляются на земной поверхности в виде трещин и провалов. Эпицентры техногенных землетрясений сопряжены с участками ведения подземных горных работ. В ряде случаев сейсмособытия регистрируются за пределами обрабатываемых шахтных полей вблизи зон активных разломов земной коры, усугубляемых в калиедобывающих регионах геолого-геофизическими и дистанционными методами.

На крупнейшем в мире разрабатываемом Саскачеванском калийном месторождении (Канада) системой сейсмического мониторинга начиная с 1976 г. зафиксированы 26 землетрясений с максимальной силой 3,7 балла и многочисленные микроземлетрясения [1]. Во время наиболее крупного сейсмособытия местные жители отмечали растрескивание штукатурки в некоторых зданиях и опрокидывание небольших незакрепленных объектов.

Крупные техногенные землетрясения произошли во второй половине XX в. на интенсивно осваиваемых калийных месторождениях Германии. При сильном горном ударе 8 июля 1958 г. на руднике им. Э. Тельмана в ГДР соляные целики подверглись разрушению на площади 5,1 млн м². При этом зона поверхностных деформаций составила 1200 км². Землетрясение фиксировалось сеймостанциями на расстоянии до 2000 км от эпицентра. 13 марта 1989 г. на руднике Верра в результате горного удара разрушения проявились на площади около 6 км². На калийных рудниках Германии широко применяется система сейсмического мониторинга, позволяющая регистрировать техногенные землетрясения различного энергетического класса.

В 90-х годах прошлого века на территории Верхнекамского соленосного бассейна (Россия) было зафиксировано три землетрясения. Наиболее интенсивное сейсмособытие силой 5 баллов произошло 5 января 1995 г. в районе г. Соликамска. Оно вызвало одновременные внезапные многочисленны газодинамические явления, обрушения пород кровли и разрушение междукамерных целиков в северо-восточной части Второго Соликамского калийного рудника на площади 370 тыс. м². При этом на земной поверхности образовались просадки глубиной 4,4 м и размерами в плане 670 × 840 м [2].

Техногенная сейсмичность проявляется в процессе разработки калийных руд Старобинского месторождения пластового типа, которое эксплуатируется РУП ПО «Беларуськалий» с 1962 г. четырьмя рудниками. На участках обрабатываемых шахтных полей месторождения и территории северо-запада Припятского прогиба в целом методами инструментального сейсмического мониторинга установлены очаги землетрясений в диапазоне энергетических классов $K = 4,6—12,0$ [3, 4]. Пространственное распределение эпицентров сейсмособытий контролируется новейшей тектонической делимостью земной коры [5].

В пределах Старобинского месторождения калийных солей и прилегающих территорий выполнен анализ взаимосвязей между системами активных разломов различного ранга и особенностями локализации эпицентров землетрясений. Среди суперрегиональных разломов центральное место в дизъюнктивной неотектонике рассматриваемого региона занимают Стоходско-Могилевский и Северо-Припятский разломы, отражающиеся в структуре кристаллического фундамента и платформенного чехла. Высокой мобильностью в позднеолигоцен-четвертичное время и на современном этапе развития земной коры отличаются субширотные региональные разломы платформенного этапа заложения: Червонослободский, Ляховичский и Речицкий. Эти системы дизъюнктивов проявляются в верхнедевонской калиеносной субформации верхнего девона с вертикальной амплитудой смещения горных пород до 150 м. Они также уверенно фиксируются на космических снимках в виде зон эшелонированных линеаментов шириной 1—2,5 км, что свидетельствует об их неотектонической активности. Амплитуды современных вертикальных движений над разломами этой группы достигают до 25—35 мм/год, что на порядок выше подобных региональных перемещений для территории Беларуси в целом. На основе комплексной интерпретации космогеологических и геолого-геофизических данных установлены субрегиональные и локальные разломы, зоны тектонической трещиноватости, которые также контролируют местоположение эпицентров землетрясений.

География сейсмособытий в пределах Старобинской центриклинали Припятского прогиба свидетельствует о связи землетрясений с дизъюнктивными дислокациями платформенного чехла и кристаллического фундамента, имеющими азимут простирания в большинстве случаев 287 и 45°. Прежде всего следует отметить довольно сильное для равнинно-платформенных территорий землетрясение 10 мая 1978 г. вблизи г. Солигорска (район д. Кулаки). Подобное событие, зарегистрированное сейсмостанциями «Плещеницы» (Минская обл.) и «Обнинск» (Калужская обл. России), тяготеет к северному фрагменту Червонослободского регионального разлома. Интенсивность сотрясаемости земной поверхности достигала здесь 4—5 баллов (по шкале MSK — 64), $K = 9—9,5$. Во время землетрясения обрушилось более 3 тыс. т соленосных пород на шахтных полях РУП ПО «Беларуськалий». Расчет энергии, которая могла выделиться при обрушении столь значительных масс пород кровли, показал, что она соответствует землетрясению с $K = 6,27$. По видимому данное сейсмособытие связано с сильным транзитным землетрясением, которое могло вызвать внезапное обрушение горных пород.

На пересечении Стоходско-Могилевского и Северо-Припятского разломов произошло ощутимое землетрясение ($K = 9$) 2 декабря 1983 г. Серия микроземлетрясений со значениями K порядка 7 зафиксирована в зоне Ляховичского регионального разлома, который ограничивает с севера шахтные поля 3 и 4 калийных рудников. Выявлена связь сейсмособытий со значениями $K = 7,1—$ и более с Червонослободским дизъюнктивом, активном на неотектоническом этапе.

Анализ сейсмических явлений в пределах Старобинской центриклинали Припятского прогиба показывает, что эпицентры землетрясений тяготеют к зоне Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома, располагаясь в узлах его пересечения субширотными дизъюнктивами «припятского» направления. Заслуживает внимания яркое сейсмособытие 15 марта 1998 г. в районе п. Погост, зарегистрированное станцией сейсмического мониторинга «Солигорск». Очаг сотрясений радиусом 1,5—2 км находился в зоне Стоходско-Могилевского разлома. Интенсивность деформаций земной поверхности составила около 5 баллов, $K = 8—8,5$.

Рассмотренные выше системы активных дизъюнктивов, контролирующие развитие техногенных землетрясений, согласуются с тектоническими зонами Старобинского месторождения калийных солей, установленными в ходе геофизических, космогеологических и горно-геологических работ. В верхнефаменской соленосной формации отдельным звеньям Ляховичского и Речицкого региональных разломов соответствует Северная тектоническая зона, с которой сближены ряд разрывов, примыкающих к краевому Северо-Припятскому разлому. На юге месторождения выделяется Южная тектоническая зона, выраженная отрезком Червонослободского дизъюнктива. Центральная тектоническая зона (Центральный разлом) сопряжена с одним из фрагментов Стоходско-Могилевского суперрегионального разлома. Активизация последнего на платформенном этапе (вплоть до квартара) обусловила также формирование Чепелевского дизъюнктива и ряд других субпараллельных разрывов локального уровня, которые нашли выражение в породах калиеносной субформации верхнего девона. Выявленные региональные закономерности в пространственном распределении эпицентров землетрясений позволили установить связь сейсмособытий с локальными тектоническими зонами в пределах Старобинского месторождения калийных солей.

Микроземлетрясения ($K = 4,6—7$) в районе эксплуатируемого Старобинского месторождения калийных солей в большей степени обусловлены техногенными причинами. Существующая здесь технология подземной разработки сильвинитовой руды с обрушением кровли горных пород вызывает возбужденную сейсмичность. Кроме того, на

динамику тектонических процессов и сейсмическую активность оказывают влияние складирование значительного объема галитовых отходов в виде солеотвалов высотой до 120 м, статическое давление водных масс Солигорского водохранилища, принудительная закачка рассолов в подземные коллекторы. Подобная техногенная нагрузка приводит к перераспределению напряжений в земных недрах. При этом возникают сдвиговые и растягивающиеся деформации, приводящие к локальной сейсмичности.

Регистрируемые системами сейсмического мониторинга в пределах Старобинской центриклинали Припятского прогиба землетрясения высокого энергетического класса ($K = 8—9$ и более) вызваны концентрацией и разрядкой напряжений в земной коре, энергетическая подпитка которых, по-видимому, обусловлена сильными карпатскими или другими транзитными землетрясениями.

Таким образом, закономерности проявления техногенных землетрясений на калийных рудниках устанавливаются на основе комплексного изучения горно-геологической, сейсмической и неотектонической (разломно-блоковой) обстановки в районе разрабатываемого месторождения и на прилегающей территории. При ведении горных работ в пределах шахтных полей образуются участки повышенной напряженности породного массива. Способность рудной залежи к накоплению значительной энергии упругого сжатия и к высвобождению ее в форме хрупкого разрушения под нагрузкой является ведущим фактором формирования горно-тектонического удара. Наличие дополнительных тектонических напряжений в зонах активных разломов земной коры, располагающихся вблизи месторождения, усиливает техногенную сейсмичность. При организации сейсмического мониторинга калийных рудников должно уделяться внимание космогеологическому прогнозу новейших дизъюнктивных структур и зон повышенной трещиноватости в соленосном бассейне, контролирующих формы и интенсивность динамических проявлений горных ударов, а также пространственное распределение техногенных землетрясений.

Литература

1. *Gendzwill D., Unrau J.* Ground control and seismicity International Minerals and Chemical (Canada) Global Limited. Technical Paper, Potash mining, *Cim Bulletin*. 1996. Vol. 89, № 1006. P. 52—61.
2. *Белкин В. В.* Мониторинг геологической среды в процессе разработки калийных месторождений // *Геоэкология*, 2008. № 1. С. 49—59.
3. *Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И.* Беларусь // *Землетрясения Северной Евразии в 1998 г.* Обнинск: ГС РАН, 2004. С. 188—194.
4. *Боборыкин А. М., Гарецкий Р. Г., Емельянов А. П.* и др. *Землетрясения Беларуси и Прибалтики // Современное состояние сейсмических наблюдений и их обобщений.* Мн.: 1993, С. 29—39.
5. *Губин В. Н.* Проблемы экологической геодинамики Солигорского горнопромышленного района // *Природопользование в условиях дифференцированного антропогенного воздействия.* Минск — Сосновец (Польша), 2000. С. 124—132.

Ю. А. Гледко

Белорусский государственный университет

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И СТЕПЕНЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СОЛИГОРСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА

Промышленность и жилищно-коммунальное хозяйство Беларуси обеспечивают свои потребности в питьевой и технической воде преимущественно за счет подземных источников (до 95 % всей потребляемой воды). Ресурсы пресных подземных вод республики оцениваются в 49,5 млн. м³/сут (разведанные ресурсы составляют лишь 13,4 %). Хозяйственно-питьевое водоснабжение почти всех городов и многих поселков городского типа осуществляется крупными водозаборами (батареи скважин) и многочисленными одиночными эксплуатационными скважинами (около 40 тыс. скважин). Сельские жители отбирают воду в основном из бытовых колодцев. Наибольший объем пресных вод извлекается из четвертичной толщи: днепровско-сожского и березинско-днепровского водоносных комплексов [1].

Формирование подземных вод Солигорского района определяется климатическими особенностями и приуроченностью территории к северо-западной части Припятского прогиба. Зона пресных вод мощностью около 200 м занимает здесь верхнюю часть гидрогеологического разреза от поверхности земли до батского яруса средней юры. Она включает грунтовые и межпластовые воды, которые гидравлически связаны между собой.

Модуль подземного стока изменяется по территории района от 1,5 до 2,2 л/км², а модуль эксплуатационных ресурсов равен 1,65 л/с км². Величина естественных ресурсов составляет 166,9 млн м³/год. Среднегодовое количество эксплуатационных ресурсов оценивается в 153,0 млн м³/год.

Хозяйственно-питьевое и техническое водоснабжение г. Солигорска, г. п. Старобина, Красной Слободы и 168 сельских населенных пунктов базируются исключительно на пресных подземных водах. В настоящее время в районе эксплуатируются около 366 водозаборных скважин. Скважины эксплуатируют межпластовые воды, а шахтные колодцы — грунтовые воды. Водозаборные колонки оборудованы как на грунтовые воды, так и на первый от поверхности горизонт межпластовых вод. Минеральные воды используются незначительно. В санатории-профилактории ПО «Беларуськалий» пробурено 3 скважины, из которых одна используется в лечебно-питьевых целях и две — для наружного применения.

В естественных условиях подземные воды всех пресных водоносных горизонтов по большинству показателей пригодны для питьевых целей. При этом минерализация не превышает, как правило, 0,2—0,3 г/дм³. Содержание же-

леза изменяется от 0,1 до 10 мг/дм³, во многих случаях превышая ПДК (0,3 мг/дм³). Нередко отмечаются превышения концентрации марганца, достигающие 1,5–2 ПДК и более.

Интенсификация хозяйственной деятельности увеличила загрязнение подземных вод. В районе осуществляется крупнейшее в Восточной Европе производство калийных солей. Воздействие горнодобывающей отрасли привело к катастрофическому засолению отдельных участков подземной гидросферы. Одновременно рост сельскохозяйственного производства, особенно животноводства, а также отсутствие большинства необходимых природоохранных мероприятий на территории сельских населённых пунктов привели к высокому уровню загрязнения (преимущественно нитратного) на многих участках грунтовых и нередко пресных межпластовых вод.

Централизованное хозяйственно-питьевое водоснабжение сельских жителей организовано во всех деревнях. Полное обеспечение наружным водопроводом (с водопроводной колонкой) имеется в 7, а частичное — в 28 сельских населённых пунктах, что явно недостаточно для района, подвергнутого техногенной нагрузке и радиационному загрязнению. Шахтные колодцы во многих сельских населённых пунктах района являются основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Более 10 тыс. колодцев эксплуатируют первые от поверхности горизонты грунтовых вод. В то же время санитарное их состояние не всегда благополучно.

Забранная из подземных источников вода используется не рационально. Величина потерь воды в Солигорске при транспортировке достигает 13,7 %. Водопотребление на 1 жителя в г. Солигорске составляет 236 л/сут., в г. п. Старобине — 180,8 л/сут., г. п. Красной Слободе — 51 л/сут.

Наличие больших мощностей калийного производства в Солигорском районе с его огромными объёмами отходов обуславливает необходимость детального исследования динамики качества грунтовых и межпластовых вод.

В зависимости от концентрации веществ техногенного происхождения и санитарных норм, принятых для питьевых вод, на территории района выделены участки с низкой, средней, периодически высокой, высокой и катастрофически высокой степенью загрязнения грунтовых вод [2].

Низкая степень загрязнения установлена на участках, где хозяйственная деятельность сведена к минимуму, а уровень химической трансформации верхней части подземной гидросферы определяется лишь атмосферным трансграничным переносом загрязняющих веществ. К этим участкам относятся, в основном, лесные массивы в южной половине района, где химический состав и минерализация грунтовых вод практически соответствуют естественному фону или незначительно превышают его. Исключение составляют повышенные природные концентрации (мг/дм³): железа до 2–3 (при ПДК 0,3), иногда марганца до 0,2 (ПДК 0,1), и низкие фтора — 0–0,4 (ПДК 1,5). На этих участках залегают наиболее чистые грунтовые воды. Общая площадь этих участков составляет около 39,0 % от площади Солигорского района.

Средняя степень загрязнения грунтовых вод характеризуется повышенными концентрациями химических веществ, превышающими их естественный фон, но не достигающими ПДК для питьевых вод. Участки с таким уровнем загрязнения расположены вдали от наиболее опасных источников загрязнения, где их влияние ослабевает. К ним отнесены сельскохозяйственные угодья, а также территории небольших деревень. Химические анализы грунтовых вод в пределах пашни показывают, что воды сохраняют свой природный гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый состав, а содержание химических веществ, природно-техногенного происхождения не превышает ПДК. Грунтовые воды пригодны для питьевых целей при улучшении отдельных показателей по железу, фтору, иногда марганцу. Пестициды в грунтовых водах на территории района не зафиксированы.

Периодически высокая степень загрязнения грунтовых вод установлена на территории 28 деревень, а также г. п. Старобина и Красной Слободы. Для этих участков характерно периодическое превышение ПДК по одному или нескольким показателям. На участках периодически высокого загрязнения в грунтовых водах за последние 15–20 лет выросли концентрации соединений азота (нитраты, аммоний), хлоридов, кальция, магния, нередко сульфатов. Общая площадь периодически высокого загрязнения составляет 2,1 % от общей площади района.

Высокой степени загрязнения грунтовых вод соответствует постоянное и устойчивое превышение ПДК по одному или нескольким показателям.

Катастрофически высокая степень загрязнения пресных (как грунтовых, так и межпластовых) вод установлена на участках солевых отвалов и шламохранилищ калийных комбинатов. Здесь не только увеличивается концентрации загрязняющих веществ в 500–1000 раз и более, но и возрастает минерализация воды (с 0,2 до 156 г/дм³). Полностью изменяется тип воды: от гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод до крепких хлоридно-натриевых рассолов.

Пресные межпластовые воды также подверглись поверхностному загрязнению. Но в отличие от грунтовых вод, степень загрязнения их на порядок ниже, а распространение носит локальный характер. Максимальные концентрации загрязняющих веществ в межпластовых водах наблюдаются в зоне с высоким загрязнением грунтовых вод, а также вблизи животноводческих объектов.

Таким образом, существует ряд проблем, которые необходимо решить как на общегосударственном, так и на местном уровне для реализации планов по обеспечению населения питьевой водой в рассматриваемом регионе. Основной проблемой является проблема сохранения качества подземных вод эксплуатируемых водоносных горизонтов. Для этого требуется соблюдение режимов хозяйственной деятельности, регулирование любого нового строительства, проведение оценки воздействия на качество подземных вод существующих объектов или видов хозяйственной деятельности и принятие неотложных мер по предотвращению загрязнения подземных вод. В сельских населённых пунктах, использующих для питьевых нужд грунтовые воды путем создания шахтных колодцев, необходимо осуществить использование более глубоких водоносных горизонтов.

Литература

1. Основы геологии Беларуси / Под общ. ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. 392 с.
2. Гледко Ю. А. Оценка степени защищенности подземных вод в районе добычи калийных солей // Геотектоника и минеральные ресурсы Беларуси. Мат.-лы Университетских чтений, посвященные 100-летию со дня рождения доктора геолого-минер. наук, проф. З. А. Горелика, Минск 4—5 апреля 2008 г. Мн.: БГУ, 2008. С. 67—70.

П. В. Жумарь

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь)

**БУФЕРНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СОЛИГОРСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА
КАК МЕРА ИХ УСТОЙЧИВОСТИ К ТЕХНОГЕННОМУ ВОЗДЕЙСТВИЮ**

Вопрос геохимической устойчивости ландшафта к техногенезу обстоятельно изучен М. А. Глазовской, которая закладывает в нее буферность природных комплексов и слагающих их компонентов, в частности геологических отложений [1, 2]. В этих работах обоснована необходимость оценки их геохимической устойчивости.

Буферность пород, т.е. способность противостоять техногенному воздействию, смягчать его, в четвертичных отложениях определяется в основном литологией и содержанием органического вещества. Она увеличивается с уменьшением размера частиц и увеличением органики в породах.

С наиболее высокой буферностью выделяются отложения с содержанием физической глины (минеральных частиц размером менее 0,01 мм) более 40 % и органического вещества более 5%. Средними буферными свойствами обладают породы с содержанием физической глины 20—40 % при содержании органических субстанций 2,5—5,0 %. Слабая буферность характерна для почв с содержанием физической глины 5—20 % при доле органики, не превышающей 2,5 %. Эти признаки степени буферности нашли широкое применение в геохимии ландшафтов и почвоведении. В настоящей работе была сделана попытка применения их к толще четвертичных отложений в качестве меры устойчивости геологической среды к техногенному воздействию, прежде всего, геохимическому. В Беларуси это проблема наиболее актуальна и показательна в Солигорском горнопромышленном районе (ГПР).

Четвертичные отложения в пределах Солигорского ГПР распространены повсеместно и представлены в основном ледниковыми и водно-ледниковыми терригенными образованиями, реже аллювиальными, озерно-аллювиальными, болотными, озерными и золовыми отложениями. Мощность четвертичной толщи в пределах ГПР уменьшается с севера (60—70 м) на юг (20—30 м), а в долинах стока талых ледниковых вод — увеличивается до 120—150 м. Вся толща разделяется на 12 генетических комплексов: 1) наревско-березинский нерасчлененный водно-ледниковых, аллювиальных, озерных и болотных отложений; 2) беловежский озерно-аллювиально-болотный; 3) подморенных, моренных и надморенных пород березинского возраста; 4) нерасчлененный межморенный березинско-днепровский водно-ледниковых образований; 5) нерасчлененный водно-ледниковых образований; 6) днепровский ледниковый; 7) днепровско-сожский межледниковый; 8) шкловских межледниковых отложений; 9) моренных отложений сожского возраста; 10) отложений флювиогляциала отступления сожского ледника; 11) отложений муравинского межледниковья; 12) голоценовых отложений.

Наревско-березинский нерасчлененный комплекс водно-ледниковых, аллювиальных, озерных и болотных отложений является самым древним на территории ГПР. Он вскрыт в восточной его части на отметках 75—78 м и 107—111 м в древних доледниковых долинах и водораздельных понижениях. Его мощность колеблется от 4—6 до 25 м. Водно-ледниковая толща представлена полевошпатово-кварцевыми глинистыми песками с примесью гравийно-галечного материала. Встречаются озерно-ледниковые глины с прослоями уплотненных суглинков. В целом комплекс имеет низкую буферность.

Отложения **беловежского озерно-аллювиально-болотного комплекса** встречаются редко. Они подстилают породы березинской морены и березинско-днепровского флювиогляциала на отметках 91,0—111,0 м. Сложены мало-мощными озерными и озерно-аллювиальными песками. В верхней части преобладают уплотненные горизонтально-слоистые гумусированные слабонерасчлененные супесчано-суглинистые породы, которые книзу постепенно переходят в тонко- и мелкозернистые пески с тонкими прослоями супесей и суглинков, часто гумусированных. Буферные свойства комплекса аналогичны предыдущему.

Подморенные, моренные и надморенные породы березинского возраста приурочены к северным и южным склонам Солигорской и Любанской гряд, а также к понижениям дочетвертичного рельефа. Отметки березинского горизонта изменяются в пределах 90—120 м. Его средняя мощность составляет 15—30 м. Минимальные значения (около 2 м) приурочены к приводораздельным пространствам, а максимальные (92,2 м) — к депрессиям. Толща этих отложений сложена разнородными полевошпатово-кварцевыми песками с включениями гравия, гальки с тонкими прослоями суглинков и супесей. Моренные отложения полностью отсутствуют в районе производственной площадки 2 РУ РУП ПО «Беларуськалий», к западу от 3 РУ и солеотвала 1 РУ. Морена размыта р. Случью [3, 4]. Буферность отложений низкая.

Нерасчлененный межморенный березинско-днепровский водно-ледниковый комплекс представлен серией болотных, озерно-болотных и водно-ледниковых отложений. Он повсеместно распространен на территории ГПР, включая места размыва. Отметки залегания толщи варьируют в пределах 82 — 140 м. Ее мощность изменяется от 3 м в южной и центральной частях до 67 м в северной (на северных и южных склонах конечно-моренных гряд). Комплекс в южной части сложен водно-ледниковыми разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками с глинистыми включениями и прослоями гравийно-галечного материала, а в северной — озерно-ледниковыми супесчано-суглинистыми породами с тонкими прослоями песков и ленточных глин [4]. Соответственно породы комплекса на юге являются низкобуферными. К северу буферность несколько увеличивается.

Нерасчлененный комплекс водно-ледниковых образований александрийского горизонта представлен породами, залегающими на поверхности березинских отложений. Озерные, аллювиальные и болотные отложения развиты в долинах рек и в погребенных озерных котловинах. Горизонт имеет абсолютные отметки 106—129 м и флюктуации мощности в пределах 2—4 м. Горизонт сложен гумусированными суглинками с прослоями песка и сильнозоторфованными супесями. Часты переслаивания песков, илов, торфа и мергеля [3, 4]. Буферные свойства комплекса средние.

Днепровский ледниковый комплекс вскрыт только в центральной и северной частях ГПР (севернее солеотвалов 1 и 3 РУ РУП ПО «Беларуськалий» и д. Погост). В ложбине стока, протянувшейся вдоль р. Рутки в сторону 2 РУ, и южнее указанной границы днепровские отложения сильно размывы. Горизонт помещается на отметках 112—173 м. Мощность его составляет 2—4 м, возрастая на конечно-моренных грядах. Морена сложена супесями, сильно уплотненными и завалуненными суглинками и глинами с обилием обломочного материала. Встречаются маломощные прослои глин, песков, гравийно-галечных пород [4]. Буферность пород комплекса средняя, исключая места размыва.

Днепровско-сожский межледниковый комплекс представлен озерно-болотными, болотно-ледниковыми, водно-ледниковыми отложениями, широко распространен на территории ГПР, отсутствует в местах конечно-моренных гряд, где сожская и днепровская морена образуют единое целое. Межледниковые породы залегают на глубине 3—24 м с максимальными отметками 119—161 м и имеют мощность от 6—7 м на конечно-моренных грядах и до 47 м на их склонах. В литологическом составе доминируют разнозернистые пески (от пылеватых до гравелистых), главным образом, кварцево-полевошпатовые. Встречаются маломощные прослои и линзы супесей и песчано-гравийного материала [4]. Озерно-ледниковые отложения сложены рыхлыми супесями, суглинками, глинами и мелкозернистыми песками, часто с растительными остатками [4]. Буферность отложений в целом низкая.

Шкловские межледниковые отложения залегают на водно-ледниковых отложениях днепровско-сожского комплекса, а на участках размыва — на днепровской морене. Они приурочены к древним ложбинам стока талых ледниковых вод и залегают на отметках 125—156 м с мощностью от 2 до 26 м. Сложены рыхлой гумусированной супесью, суглинками, песками с прослоями торфа, мергеля, ила. Для них характерно содержание растительных остатков [4]. Буферность пород большей частью высокая.

Моренные отложения сожского возраста встречаются повсеместно, исключая ложбины стока талых ледниковых вод. Горизонт имеет абсолютные отметки 142—145 м и мощность ледниковой толщи 3—33 м. Морена сложена супесями, суглинками, глинами с включением валунов, линзами и прослоями песчано-гравийных и гравийно-галечных пород [4]. Буферность отложений высокая на контакте с породами шкловского межледниковья. Вверх по колонке она падает до низкой.

Отложения флювиогляциала отступления сожского ледника распространены близ конечно-моренных гряд и в долинах рек. Колебания их средних мощностей не превышают 10—15 м. По литологическому составу они выделяются разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками с включением гравийно-галечных пород [4]. Буферность пород низка.

Отложения муравинского межледниковья на территории района встречаются в древних озерных котловинах, долинах рек и других понижениях. Горизонт имеет отметки 129,5—149,0 м и мощность 2—16 м. Сложен тонкозернистыми супесями и суглинками различной степени гумусированности с прослоями торфа, реже песков [4]. Буферность отложений в целом средняя, у подошвы — высокая.

Комплекс голоценовых отложений формируется в настоящее время. Он отличается активностью процессов болотного, озерного и речного осадконакопления и переотложения пород. В нем выделяются следующие группы отложений: озерно-аллювиальные, пролювиально-делювиальные, эоловые, озерные и болотные.

Озерно-аллювиальные отложения распространены на равнинах и в долинах рр. Случи и Морочи. Они заполняют древние озерные котловины и соединяющие их протоки. Залегают на поверхности сожской морены, реже на поверхности муравинской межледниковой толщи. Глубина залегания достигает 5 м, а мощность — 11,5 м. Породы представлены мелко- и среднезернистыми песками, супесями с прослоями суглинков, глин, илов, песков.

Пролювиально-делювиальные отложения заполняют днища оврагов, ложбин, западин слоем мощностью менее 3 м. В литологическом отношении они представляют собой толщу, сложенную мелкозернистыми песками, суглинками и супесями.

Эоловые отложения развиты на водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнинах в северной, южной и юго-восточной частях ГПР. Они образовались за счет перевевания задровых террас, аллювиальных песков и слагают небольшие по форме и размерам холмы, гряды, дюны, достигающие мощности 4—6 м. Сложены мелкозернистыми песками.

Озерные отложения распространены на ограниченной площади и в основном заполняют котловины. Они подстилаются отложениями сожского горизонта и перекрываются пролювиально-делювиальными, аллювиальными и болотными образованиями. Залегают близко к дневной поверхности (глубина 1—5 м) и имеют мощность 2—3 м.

Сложены супесями, суглинками, глинами и илами с растительными остатками, с раковинами пресноводных моллюсков.

Дельювиальные отложения приурочены к проточным водоемам. Их мощность не превышает 2—11 м, а абсолютные отметки совпадают с земной поверхностью. В их литологическом составе доминируют гумусированные кварцево-полевошпатовые пески с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков, супесями и суглинками [4].

Болотные отложения, все без исключения сформированы на дневной поверхности и представлены низинными торфами различного ботанического состава и степени разложения. Их мощность достигает 4 м.

Весь голоценовый комплекс сложен породами разной буферности с преобладанием низкой, исключая отложения пойм, болот и озер, где она большей частью высока.

Четвертичные отложения первые принимают на себя все техногенные нагрузки и является тем буфером, устойчивость которого определяет защиту нижележащих горизонтов от техногенного воздействия на геологическую среду. Буферность, т.е. способность противостоять техногенному воздействию, смягчать его, определяется литологией и содержанием органического вещества. Она увеличивается с уменьшением размера частиц и увеличением органики в породах. Анализируя стратиграфическую колонку четвертичных отложений в целом можно утверждать, что их буферные свойства средние из-за литологической пестроты, преобладанием песчаной фракции, а горизонты с высокой буферностью имеют нерегулярную мощность и разорванную сплошность. В связи с этим для защиты геологической среды ГПР от внешнего техногенного геохимического воздействия (засоления, фильтрации сточных вод и др.) следует создавать серию искусственных латеральных и радиальных геохимических барьеров.

Литература

1. Глазовская М. А. Теория геохимии ландшафтов в приложении к изучению техногенных потоков рассеяния и анализу природных систем к самоочищению // Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем: сб. ст. М.: Наука, 1981. С. 7—41.
2. Глазовская М. А. Методология эколого-геохимической оценки устойчивости почв как компонента ландшафта // Вестник Моск. гос. ун-та. Сер. 5., География. М., 1997. №3. С. 71—79.
3. Геофизические исследования по подготовке площади Солигорского горнопромышленного района для геолого-съёмочных работ с общими поисками масштаба 1:50000: отчет о НИР (заключ.); рук. темы П. З. Хомич. Мн., 1989. 189 с. №ГР 6-89-9/16
4. Гидрогеологические условия Солигорских калийных комбинатов и прогноз засоления пород и подземных вод промышленными отходами производства: отчет о НИР (заключ.) / Белорус. науч.-исслед. геологоразведоч. ин-т; рук. темы Г. А. Колпашников. Мн., 1971. 191 с. №ГР 6-71-3/16.

С. Н. Кацемба, Е. В. Сытник, А. Е. Злебова

ОАО «Белгорхимпром»

ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ НА ПРИМЕРЕ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Проблема сохранения и восстановления природных ресурсов является одной из главных природоохранных задач при освоении и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. В связи с этим в современных условиях при разработке месторождений наиболее актуальным представляется вопрос об изучении природных условий территории и оценке воздействия на них, в частности на водные ресурсы.

Гремячинское месторождение калийных солей расположено в Котельниковском районе Волгоградской области.

В геоморфологическом отношении территория исследований представляет собой пологую равнину с общим уклоном местности с востока на запад. Наибольшие абсолютные отметки поверхности встречены на водоразделе рек Аксай-Курмоярский-Аксай (150—160 м). Основными формами современного рельефа территории являются: водораздельные возвышенности с овражно и лощинно-балочным рельефом склонов и террасированные долины рек Аксая-Курмоярского и Аксая.

Овражно-балочный рельеф широко развит на территории Гремячинского месторождения. Овраги ветвисты, V-образные, глубина их от 10 до 15 м, длина достигает 3 км. В вершинах овраги более глубокие, борта их выположены и находятся в настоящее время в стадии балок.

Как показали систематизация и анализ имеющейся информации о гидрогеологических условиях, грунтовые воды на участке месторождения, в основном, приурочены к слабоводоносному горизонту плейстоценовых эолово-дельювиальных отложений. Они имеют спорадическое распространение, залегая на глубине более 5 м, и только в пределах денудационных ложбин (балок) возможно их залегание на глубине от 0 до 3 м. Водообильность этих вод невысокая, в основном, дебиты скважин, эксплуатирующих этот водоносный горизонт, составляют 1—5 м³/сут. В балансовой структуре формирования подземных вод четвертичных отложений в расходной статье превалирует испарение.

Основную роль в обводнении верхней толщи рассматриваемого разреза играют подземные воды водоносного горизонта ергенинской свиты плиоцена (N₂eg). Литологически водовмещающие породы этого горизонта представлены разнозернистыми и мелкозернистыми песками с тонкими глинистыми прослоями, реже песчаниками. Мощность во-

доносных песков достигает 35 м и более. Воды водоносного горизонта неогеновых ергенинских отложений планируется использовать в дальнейшем для водоснабжения проектируемого рудника посредством строительства линейного водозабора в количестве пяти артезианских скважин.

В процессе рекогносцировочных исследований на участке месторождения в марте 2007 г. выполнено обследование 16 колодцев и отобраны пробы грунтовых вод для изучения их качественного состава. Анализ полученных результатов показал, что опробованные воды слабосоленые (исключение составляют 3 колодца с пресными водами). По качественному составу воды загрязнены и не соответствуют требованиям, предъявляемым к водам, используемым для децентрализованного водоснабжения (СанПиН 2.1.4.1175—02). К химическим ингредиентам, содержание которых в воде превышает предельно допустимые концентрации (ПДК), относятся: нитраты, сухой остаток, показатель жесткости, хлориды, магний. Источником загрязнения подземных вод может быть инфильтрация загрязненного поверхностного стока, причина загрязнения которого в свою очередь связана с применением органических и минеральных удобрений на сельскохозяйственных и приусадебных участках, отсутствием дождевой канализации в районе индивидуальной застройки, твердого уличного покрытия. Присутствие в водах повышенных содержаний кальция и магния связано с природными особенностями вод этого района.

Для оценки влияния изменения глубины залегания грунтовых вод на природные экосистемы выполнен прогноз повышения зеркала грунтовых вод за счет оседания земной поверхности при отработке шахтного поля.

Подземный сток в ненарушенных условиях формируется, как и поверхностный сток, под влиянием комплекса факторов (климатических, геоморфологических, геолого-литологических). Верхняя зона формирования подземного стока (зона активного водообмена) включает изучаемые в данной статье водоносные горизонты, естественное питание которых происходит на водоразделах и склонах, а сток направлен к местной гидрографической сети (на участке Гремячинского месторождения гидрографическая сеть представлена временными водотоками и водоемами, образованными по тальвегам в пределах балок).

По имеющимся сведениям наиболее глубокое залегание уровня грунтовых вод (УГВ) — более 10—15 м установлено в центральной водораздельной части участка на и склонах. Абсолютные отметки поверхности здесь составляют от 130 до 140 и более метров. Наиболее близко к поверхности земли встречены грунтовые воды в пределах денудационных ложбин (балок и оврагов), глубина залегания здесь составляет 0—3 м. Деформация земной поверхности в процессе горных разработок приводит к ее оседанию и, следовательно, понижению гипсометрических отметок в пределах величин просадок земной поверхности.

Ориентировочно можно считать, что величина проседания земной поверхности сопоставима с величиной повышения уровней грунтовых вод в результате подработки территории. Следовательно, под влиянием просадки земной поверхности уровень грунтовых вод также повысится на величину ожидаемой просадки поверхности.

Анализ полученной информации показал следующее: уровни грунтовых вод на осваиваемых землях Гремячинского месторождения находятся на глубинах 3—10 и более метров, максимальное оседание поверхности составляет 1,34 м.

Согласно [1] выполнена типизация рассматриваемой территории по подтопляемости. Критерий типизации равен:

$$\frac{H_{кр}}{H_{ср} - \Delta h^t},$$

где: $H_{ср}$ — средняя глубина уровня грунтовых вод, равна около 4,8 м; $H_{кр}$ — глубина положения критического уровня (минимальное значение УГВ на основной территории), 3 м; Δh^t — прогнозируемое повышение уровня за счет техногенного фактора (просадок поверхности при отработке месторождения), 1,34 м. Подставив принимаемые значения в формулу, получим, что оцениваемый критерий равен 0,867. Территории, критерий типизации которых меньше 1 относятся к неподтопляемым.

К подтопляемым территориям на участке месторождения относятся минимальные площади в пределах балок, для которых критерий типизации больше или равен 1. Однако, в связи с тем, что эти земли не используются под сельхозугодья, а также находятся вне планируемой застройки ГОК, защитных мероприятий для данных территорий не требуется (п. 8.1.1.СП—11—105—97).

Проведение горнорудных работ и эксплуатация ГОК могут вызвать загрязнение подземных вод в районе действия этих предприятий. При расчетах за потенциальный источник загрязнения подземных вод примем проектируемое шламохранилище и оценим возможность влияния его на качество вод ергенинского водоносного горизонта, наиболее широко используемого для водоснабжения в районе исследований.

Для примера в качестве объекта, на который оценивалось возможное воздействие, рассматривался ближайший колодец в населенном пункте Нижне-Черни, расчеты выполнены по аналитическим зависимостям, а также с использованием численной модели (вертикальная профильная задача) (рисунки).

В количественном отношении степень защищенности эксплуатируемого горизонта подземных вод оценивается временем нисходящего движения загрязнений (t_6) через толщу, перекрывающую этот горизонт (неогеновый ергенинский водоносный горизонт). В данном случае t_6

складывается из времени прохождения зоны аэрации (t_a) и зоны насыщения (t_n). Оценка t_a выполнена по следующей аналитической зависимости [2]:

$$t_a = n_a \cdot m_a / \sqrt[3]{\varepsilon^2 \cdot k_a},$$

где n_a — активная пористость пород зоны аэрации, 0,1; k_a — коэффициент фильтрации зоны аэрации, 0,12 м/сут; ε — интенсивность инфильтрации вод, 0,0016 м/сут; m_a — мощность зоны аэрации, 2 м.

Подставив в зависимость принятые значения, получим, что время прохождения загрязненным потоком зоны аэрации составит 29,6 суток. Следовательно, загрязненный поток достигнет уровень грунтовых вод (в данном случае грунтовый водоносный горизонт приурочен к современным аллювиально-делювиальным отложениям, выстилающим дно балки «Осиновая») за 29,6 суток.

Считая, что колодцем эксплуатируется водоносный горизонт неогеновых ергенинских отложений, определим время перетекания загрязненного потока через слабопроницаемый слой неогеновых скифских глин. Время перетекания грунтовых вод в напорный горизонт определяется по зависимости [2]:

$$t_n = m_0^2 * n_0 / k_0 * \Delta H,$$

где m_0 — мощность слабопроницаемого слоя неогеновых скифских глин, равна 10 м; n_0 — коэффициент активной пористости глин, равен 0,08; k_0 — коэффициент фильтрации неогеновых глин, равен 0,005 м/сут; ΔH — разность уровней грунтового и напорного горизонтов на участке шламохранилища, принимается равной 28 м.

Подставив принятые значения в зависимость, получим, что время перетекания загрязненного потока из верхнего грунтового горизонта в напорный горизонт составит 57,1 сут. Суммируя результаты, получим, что загрязненный поток достигнет эксплуатируемый неогеновый водоносный горизонт с поверхности на участке шламохранилища за 86,7 суток.

По результатам модельных исследований (решение профильной задачи) для достижения эксплуатируемого водоносного горизонта на участке шламохранилища загрязняющим веществам (расчет выполнен для нейтральных загрязнителей) потребуется 85 суток (по аналитическим расчетам 86,7), что подтверждает достоверность выполненных расчетов.

Время движения загрязнений по потоку к ближайшему колодцу, расположенному на расстоянии 3 км от шламохранилища, определим по зависимости:

$$t_r = n_2 * r / v,$$

где n_2 — активная пористость песчаных отложений ергенинской свиты, принимается равной 0,15; r — среднее расстояние от шламохранилища до колодца, принимается равным 3 км; v — скорость горизонтальной фильтрации (м/сут) определяется по зависимости:

$$v = (\Delta H_2 / r) * k_2,$$

где: ΔH_2 — разность уровней неогенового водоносного горизонта на участке шламохранилища и в колодце, принимается равной 3 м; k_2 — коэффициент фильтрации водовмещающих пород неогенового водоносного горизонта, по результатам откачки принимается равным 6,7 м/сут. Отсюда v равна 0,0067 м/сут, а время движения загрязнений в напорных водах до ближайшего колодца составит 6716,4 суток. Следовательно, время, необходимое для вертикального перетекания через перекрывающую эксплуатируемый горизонт толщу и движения по нему от шламохранилища к колодцу, составит $86,7 + 6716,4 = 6803,1$ суток или 18,6 лет.

Из всего, перечисленного выше, можно сделать вывод: эксплуатация шламохранилища окажет негативное влияние на воды ергенинского неогенового водоносного горизонта только на самом участке его строительства, в рассматриваемом колодце влияние будет несущественно.

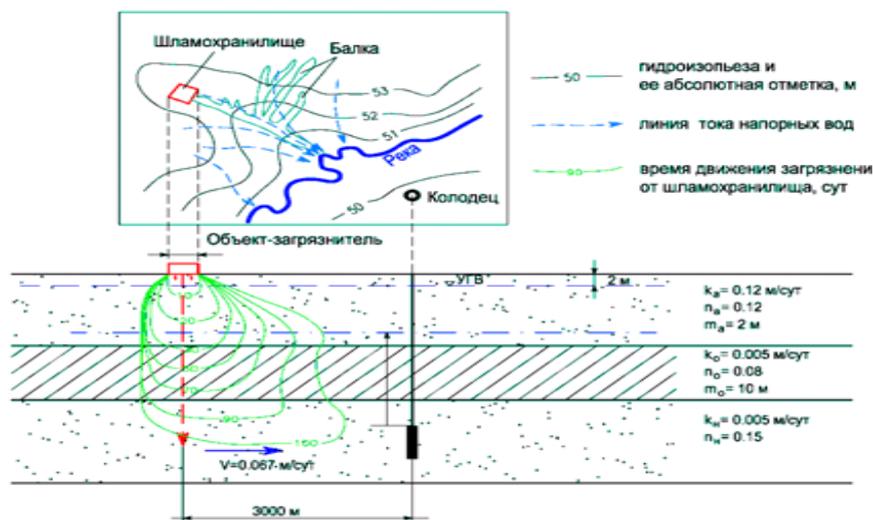


Рис. Схема для расчета времени движения загрязнений от шламохранилища к колодцу

Литература

1. Инженерно-геологические изыскания для строительства СП 11-105-97. Ч. 2. Правила производства работ в районах развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов. М.: ПНИИС Госстрой, 2001.
2. Пособие по проектированию сооружений для забора подземных вод (СНиП 2. 04. 02-84). М.: ВНИИ ВОДГЕО, 1989.

О. Н. Кулич

Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси

ПРОЯВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Начиная с 1983 г. прошлого столетия, начаты регулярные инструментальные наблюдения за сейсмичностью на территории Солигорского горнопромышленного района. Сейсмологический мониторинг исследуемой территории обеспечивает сеть сейсмических станций [1–3]. Современные технические средства наблюдений состоят из измерительного оборудования — сейсмометров, воспринимающих движения почвы, возникающие в результате распространения сейсмических волн, и регистрирующего оборудования. Результатом обработки записей землетрясений является станционный сейсмологический бюллетень и каталог землетрясений.

Основная часть зарегистрированных сейсмических событий приурочена к северо-западной части Припятского прогиба, включая и Солигорский горнопромышленный район, где ежегодно фиксируется около 50 сейсмических толчков энергетического класса $K=4–9$. За весь период наблюдений в этой зоне произошло четыре землетрясения, которые имели ощутимый характер [4–6]. 10 мая 1978 г. произошло землетрясение с магнитудой 3,0 в районе д. Кулаки вблизи г. Солигорска. Интенсивность сотрясений в эпицентре достигала 4–5 баллов. Ощущался гул, дребезжали оконные стекла, раскачивались всяческие предметы, слышался скрип мебели и полов на первых этажах деревянных зданий. В шахте калийного комбината произошел обвал кровли штрека. 1 декабря 1983 г. произошло землетрясение с магнитудой 2,8 в 3 км к югу от н. п. Повстынь и в 40 км к северо-востоку от г. Солигорска. Интенсивность сотрясений в эпицентре достигала 4–5 баллов. Ощущался гул, дребезжание стекол, раскачивание всячих предметов, скрип полов, мебели, образовались отдельные трещины в штукатурке. 17 октября 1985 г. произошло землетрясение с магнитудой 3,1 в 10 км к западу от г. Глуска и в 70–80 км восточнее г. Солигорска. Интенсивность сотрясений достигала 3–4 баллов. Ощущались колебания земли, раскачивание висящих предметов, цветов. 16 марта 1998 г. произошло землетрясение с магнитудой 1,9 в районе п. Погост Солигорского района. Оно ощущалось с интенсивностью 4–5 баллов. Опрос населения показал, что наблюдалось дребезжание стекол, самопроизвольное открывание дверей, передвижение мебели, скрип пола, многие спящие просыпались. На стенах потрескалась штукатурка, имеющиеся трещины стали больше, кое-где оторвалась кафельная плитка. Радиус зоны сотрясений составил 1,5–2,0 км. Эти факторы свидетельствуют о небольшой глубине события. Можно также предположить, что это сейсмическое событие могло спровоцировать внезапное обрушение лавы, что в совокупности с основным событием, вызвало ощутимый эффект.

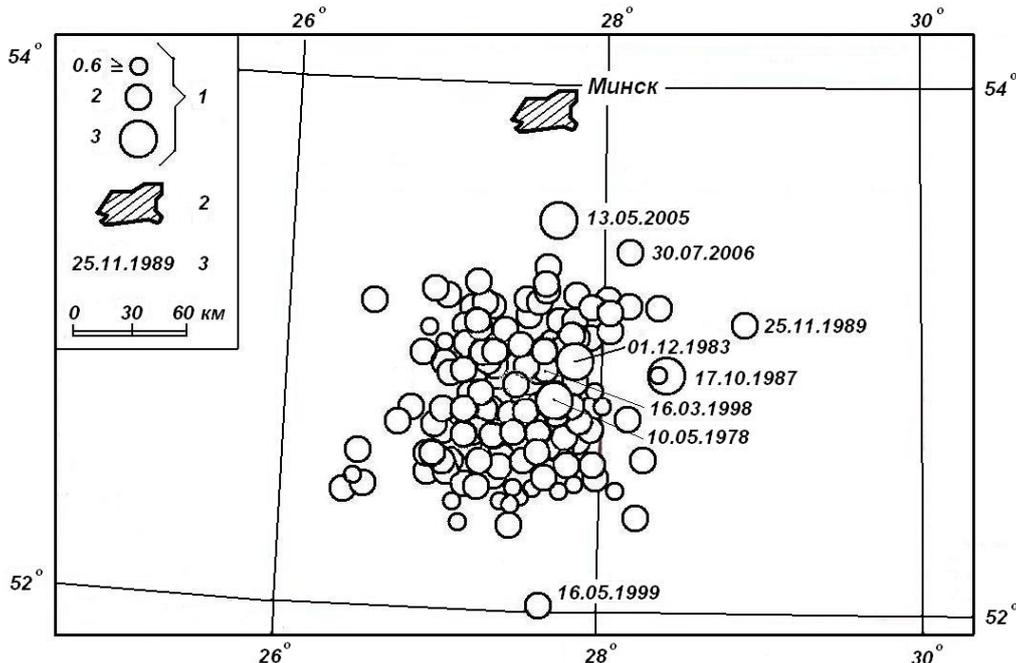


Рис. Карта эпицентров сейсмических событий северо-западной части Припятского прогиба за 1983–2008 гг.: 1 — магнитуда землетрясений; 2 — столица; 3 — дата землетрясения

Всего на исследуемой территории инструментально зарегистрировано и обработано 1135 сейсмических событий. На основе этих данных составлена карта сейсмичности северо-западной части Припятского прогиба, которая представлена на рисунке. Размер окружностей на карте соответствует землетрясениям с магнитудой M от 0,6 до 3,5. На карте показана дата ощутимых и удаленных сейсмических событий исследуемого региона. В 2008 г. в этом районе зарегистрировано и обработано 35 сейсмических событий с магнитудой $M = 0,5–2,3$. Из них три наименьших событий с $M = 0,5$ произошли соответственно 19 июля в $07^{\circ} 52^{\text{M}}$, 14 августа в $23^{\circ} 49^{\text{M}}$ и 25 октября в $13^{\circ} 23^{\text{M}}$, а наибольшее с $M = 2,3$ 21 февраля в $08^{\circ} 22^{\text{M}}$. Ощутимых землетрясений не зарегистрировано. В 2008 г. наблюдается соответствие

общего числа событий зарегистрированным в 2007 г. ($N = 34$), но остается ниже относительно среднего многолетнего значения ($N = 45$) за 25 лет наблюдений в 1,3 раза.

При длительной разработке Солигорского месторождения калийных солей были нарушены равновесные условия, что вызвало критическое перераспределение напряжений в разрабатываемых пластах и вмещающих породах. Технологические процессы, связанные с интенсивной добычей калийных солей, приводят к нарушению геодинамического равновесия в земных недрах. Это способствует просадкам, образованию трещин, возникновению газодинамических явлений. Подземные воды под давлением могут проникать в трещины и приводить к избыточному порово-трещинному давлению, что является своеобразной смазкой в зонах нарушения сплошности среды. Энергия возникающих сейсмических событий зависит от свойств пород коллектора и окружающего горного массива, их напряженного состояния, от степени дискретности среды и наличия в ней неоднородностей, от темпов и интенсивности разработки месторождения.

Таким образом, сейсмические события, являющиеся следствием естественных деформационных процессов, несут важную информацию о пространственном расположении активно деформирующихся областей горного массива Солигорского горнопромышленного района. Установлено, что крупномасштабное перераспределение горных масс в сочетании с особенностями тектонической обстановки региона, в пределах которого находится это месторождение, стало причиной возникновения местной сейсмичности наведенного характера. В результате эволюции сейсмического процесса область проявления сейсмичности со временем расширяется. Для получения достоверной оценки развития сейсмодинамических процессов в Солигорском горнопромышленном районе необходима длительность регистрации сейсмических событий в режиме непрерывного мониторинга.

Литература

1. Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Сейсмичность территории Беларуси Землетрясения // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы в 2 кн., Кн. 1.: Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 357—364.
2. Aronov A. G., Aronova T. I., Kulich O. N. Seismicity and seismic observations in Belarus // International workshop: Seismicity and seismological observations of the Baltic Sea region and adjacent territories. Vilnius.: LGT, 2007. P. 11—14.
3. Аронов А. Г., Аронова Т. И., Кулич О. Н. Сейсмологический мониторинг в Беларуси // Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму). Симферополь, 2007. С. 57—59.
4. Paskaleva I., Aronov A., Seroglazov R., Aronova T. Induced Seismicity in Potassium Deposits: Case Studies in Bulgaria and Belarus // Geodynamics of the Balkan Peninsula / Monograph compiled in the frame of the Project CERGOP—2. № 5 (80) Environment Warsaw University of Technology, 2006. P. 257—270.
5. Высоцкий Э. А., Губин В. Н., Смычник А. Д. Месторождения калийных солей Беларуси: геология и рациональное недропользование. Мн.: БГУ, 2003. 264 с.
6. Аронова Т. И. Исторические и современные ощутимые землетрясения // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн., Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 342—350.

Н. С. Петрова, Н. Ю. Денисова.

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

РОЛЬ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАЛИЙНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПЕРЕРАБОТКИ СИЛЬВИНИТОВЫХ РУД ПРИПЯТСКОГО КАЛИЕНОСНОГО БАССЕЙНА

Между степенью разведанности месторождения и изученности природных и технологических типов (сортов) руд существует четкое соответствие, определяемое как степень детальности изучения. Прогнозно-технологическая оценка запасов, являющаяся частью геологоразведочного процесса, может быть проведена путем применения комбинированных методов изучения сильвинитовых руд: геолого-петрографического, химико-минералогического и технологического. Требования к ней основаны на следующих принципах:

- оценка обогатимости калийных руд;
- выделение природных генетических типов;
- определение критериев для выделения и характеристики технологических типов (сортов) калийных руд;
- связь данных критериев с показателями обогащения и определение тенденций совершенствования этапов переработки;
- определение четких количественных показателей для отнесения калийной руды к тому или иному технологическому типу (сорт);
- единообразие норм и признаков, лежащих в основе выделяемых единиц классификации.

Правильное соотношение объемов исследований по каждому из методов, выполняемых в разные периоды, чрезвычайно важно. Так, на первом этапе производятся макро- и микроскопическое изучение минерального состава и текстурно-структурных признаков, определение степени их однородности и микрофациальной изменчивости, изучение мономинеральных фракций. На втором этапе дается технологическая оценка текстурно-минералогических (минералого-петрографических) разновидностей руд и геолого-минералогических факторов, определяющих их обогатимость.

Обогащаемые сильвинитовые руды представляют собой природную гетерофазную смесь компонентов различных по крупности, составу и прочности, размещение которых в породе определяется их минералогическими особенностями и отлично в каждом конкретном случае. Структурно-текстурные особенности, форма нахождения сильвина, общий минеральный состав в совокупности определяют качество руды, превращая полезное ископаемое в минерально-сырьевой объект.

Установление основных параметров качества сильвинитовых руд, предполагающее исследования валового содержания хлористого калия в продуктивных слоях (пластах), а также химического состава руд с определением нерастворимого остатка и хлористого магния, дает возможность лишь оценивать соответствие руд как минерального сырья кондициям и совершенно не учитывает свойств, определяющих их обогатимость. Изучение химического гранулометрического состава не дает исчерпывающего знания о формах нахождения сильвина и размерности его зерен. Однако характер сростаний с породными минералами, наличие некоторых текстурно-структурных особенностей могут быть такими, что сведут на нет весь прогноз обогатимости, проводимый исходя только из данных химического, минерального и гранулометрического состава. Для переработки калийного сырья с учетом всего комплекса технологического передела руд (дробление, рассев, обогащение) необходимы также сведения о форме, размерах зерен и характере их взаимоотношений, об агрегатном и минералогическом составе нерастворимого в воде остатка, представление о характере сростаний и размерах минеральных сростков, наличии механических и газовых включений. Это обеспечивает отбор представительных проб для технологических испытаний и окончательное выделение технологических типов и сортов руд, способствует оптимальному выбору способа и хода процесса обогащения.

Методика определения технологических свойств сильвинитовых руд по признакам обогатимости требует правильного понимания терминов «минеральное зерно» и «минеральная частица». Минеральное (свободное) зерно — обособление, состоящее из одного типа минерала, которое может существовать как в виде кристалла, так и агрегата. Минеральная частица — фрагмент породы, состоящий из нескольких минералов.

Критерии обогатимости сильвинитовых руд можно объединить в несколько крупных групп:

1. Вещественный состав сильвинитовых руд;
2. Типоморфные признаки минералов, определяющие их основные технологические свойства и поведение при обогащении;
3. Типоморфизм соленосных формаций, влияющий на степень обогатимости руд и извлечения полезного компонента, выбор схем обогащения и другие технологические показатели;
4. Комплексность руд, определяемая количеством попутных ценных компонентов (брома и рубидия);
5. Геологическая обстановка, генезис минералов, пород, калиевмещающих формаций, которые определяют такие важнейшие технологические особенности руд как структуры, текстуры, формы, размеры, взаимоотношения, характер сростаний минералов, химический состав, формирование парагенетических и минеральных ассоциаций и другие.

Таблица

Высококачественная фазовая информация как основа разделения (вскрытия) сильвинитовых руд

Минералогическая характеристика	Способ получения информации
диагностика минералов	определители, химический анализ, РКФА (метод неразрушающего контроля)
состав минералов	микронзондовый анализ, анализ мономинеральной фракции
пропорции минералов	разделение в тяжелых жидкостях, линейные или площадные измерения
кристаллохимическая формула	химический анализ, РКФА (метод неразрушающего контроля)
распределение размеров	вскрытие с отсеиванием, анализ изображений (оптико-геометрический анализ)
текстура руды	анализ изображений (оптико-геометрический анализ)
распределение размеров частиц	анализ изображений (оптико-геометрический анализ), отсеивание и классификация
форма частиц	анализ изображений (оптико-геометрический анализ)
состав частиц	анализ изображений (оптико-геометрический анализ)
структура частиц	анализ изображений (оптико-геометрический анализ)

Особое значение при изучении обогатимости сырья для этих целей имеет сочетание количественного минералогического анализа в шлифах под микроскопом и структурно-морфологического анализа в раздробленных пробах. Посредством количественного анализа в шлифах производится определение процентных содержаний мономинеральной фазы и сложного минерального комплекса. Структурно-морфологический анализ устанавливает гранулометрические и количественные морфометрические характеристики для мономинеральной фазы и сростков, количество раскрытых минералов, количество и состав сростков, что позволяет оценить выделение представительных классов крупности полезного компонента, выход крупного зерна (в %), дробимость руды, степень раскрытия сильвина в калийных рудах.

Оценка гранулометрического спектра сильвинитов в шлифах позволяет судить о естественном размере зерен сильвина и служит основой выбора оптимальной крупности дробления руды при ее подготовке к обогащению. При этом исключаются потери сильвина, связанные с переизмельчением или «недодроблением» руды.

Знание фазового минерального, химического и гранулометрического состава галопелитов, характера их размещения в породном массиве позволяют прогнозировать поведение несоляных примесей в процессе технологического передела руд.

Особое значение имеет оценка фазового минерального, химического и агрегатного состава водонерастворимых примесей, характера их размещения в породном массиве. Наличие значительного количества глинистых минералов приводит к нарушению селективности процесса флотации, повышенному расходу реагентов, значительным потерям полезного компонента (сильвина).

При контакте с жидкой фазой освобождается большое количество мельчайших частиц глинистого вещества с большой удельной поверхностью. Обычно поверхностная и капиллярная влажность руды составляет до 2 %, но по отдельным компонентам влага располагается неравномерно. Соляные минералы имеют плотную структуру и свободную влагу, сосредоточенную в основном на поверхности частиц. Галопелиты обладают значительной удельной поверхностью и содержат поровые растворы. Если кварц, полевые шпаты и карбонаты незначительно извлекаются, то ангидрит и глина «тянутся» в концентрат. При дроблении глинистые минералы, обладающие большей эластичностью, чем солевые, концентрируются в более крупных фракциях, а солевые переходят в более мелкие. При грохочении идет разделение продуктов с высоким и низким содержанием глины. Нерастворимый остаток дробится избирательно и после дробления сосредотачивается в классах более 2,0 мм.

Таким образом, природные особенности и закономерности изменения основных оценочных параметров калийных руд в решающей степени определяют методы, технику и технологию их геологического опробования, сортировки и обогащения, обуславливая важнейшую роль минералого-петрографических и геохимических исследований.

А. М. Ероховец

Белорусский государственный университет

ГЕОДИНАМИКА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Разработка калийных месторождений в связи с высокой растворимостью и сложным минеральным составом продуктивной толщи, проявлением сейсмических и газодинамических процессов, соляной и разломной тектоники и другими факторами является сложной задачей. Игнорирование или недооценка перечисленных факторов нередко приводит к катастрофическим последствиям — затоплению калийных рудников. Только за последние 20 лет было затоплено три крупнейших в мире рудника — в районе Эстерхази (Западная Канада), третий и первый Березниковский рудник (Россия, Верхнекамское месторождение). Все это предполагает пристальное внимание к проблемам современной геодинамики и экологически безопасной отработки месторождений калийных солей. В этой связи изучение геодинамических процессов в пределах Старобинского месторождения является весьма актуальной задачей, которая должна решаться комплексно с привлечением специалистов различных направлений: геологов, геофизиков, геомехаников, маркшейдеров и др.

Общеизвестно, что данные о геологическом строении Старобинского месторождения в начале его разработки подверглись несколько ошибочной интерпретации. По результатам предварительной и детальной разведки, геологами была принята пликативная модель строения северо-западной части Припятского прогиба [1]. Разломы по поверхностям промышленных горизонтов не трассировались, а участки их сложного строения отождествлялись с резкими флексуорообразными перегибами.

В процессе эксплуатационных и непрекращающихся геологоразведочных работ, было установлено, что в структуре месторождения значительную роль играет разломная тектоника и более уместно говорить о блоково-пликативной модели. Именно с конца 60-х годов прошлого столетия впервые было обращено внимание на геодинамические проблемы Старобинского месторождения [2]. Проблемам тектоники и возможности сейсморазведки при изучении калийных залежей посвящены работы Р. Р. Рудковского [3, 4], в которых он не только «фиксировал» местоположение разрывных нарушений в пространстве, но и определял историю их развития. Схожие работы, но только на основании геофизических исследований в скважинах, проводились Э. А. Высоцким и В. З. Кисликом [2, 5]. Современная геодинамика изучалась на основании: дешифрирования аэрокосмического материала (В. Н. Губин, И. А. Тяшкевич, А. А. Ковалев и др.) [6, 7], сейсмического мониторинга (А. Г. Аронов, Т. И. Аронова) [8], маркшейдерского инструментального наблюдения за конвергенцией горных выработок (И. С. Невельсон, А. Ф. Данилова), систематического геодезического профилирования (А. А. Ковалев, А. Ф. Данилова), режимных наблюдений за уровнями и дебитами подземных вод, как с поверхности, так и в горных выработках (В. Е. Волков, В. Э. Кутырло), анализа мощностей (Р. Р. Рудковский, А. К. Карабанов).

Причинами негативных геодинамических процессов могут являться, как природные (естественные землетрясения, реализация древних геодинамических напряжений), так и техногенные факторы (виды и объемы очистных работ в промышленных калийных горизонтах). Степень активности блоковых движений на Старобинском месторождении определяется по-разному. Одни исследователи считают, что подвижки по разломам достигают больших значений. Такая активность приводит к генерации локальных землетрясений. Зоны тектонических нарушений живут и являются опасными при ведении горных работ. Доказательствами такой концепции служат материалы геодезического мониторинга. Замеры альтитуд GPS-приемниками показали, что движения могут достигать 3 см/год. На активность разломов указывает различие в мощностях кайнозойских отложений в центральном и восточном тектониче-

ских блоках, а также приуроченность к Центральной зоне тектонических нарушений эпицентров локальных землетрясений.

Вторая концепция базируется на результатах сейсморазведочного профилирования. Она предполагает то, что разрывные нарушения не проявляются в мезо-кайнозойских отложениях, затухая в соленосной и отчасти в нижней части глинисто-мергелистой толщах. Геодезический мониторинг начался на месторождении сравнительно недавно, поэтому выявленные значения блоковых движений могут быть не поступательного, а колебательного характера, что, в общем-то, свойственно всей поверхности Земли. Кроме того, на некоторых полигонах выявленные движения находятся в рамках инструментальной погрешности. Разломы действительно осложняют ведение подготовительных и очистных работ на шахтных полях РУП «Беларуськалий», однако главная проблема кроется не в их активности, а в смещении продуктивных горизонтов на десятки-сотни метров, что требует проведения дополнительного комплекса геологоразведочных исследований.

Считается, что аэрокосмические методы хорошо позволяют определять современные подвижки поверхности Земли, но имеют ограниченное применение при реконструкции более древней, природной, тектонической активности, геодезические наблюдения еще не продолжительны, чтобы судить о направленности процессов.

Учитывая вышеизложенное, сотрудниками и студентами кафедры динамической геологии БГУ предложено провести дополнительное моделирование новейшей геодинамики Старобинского месторождения, которое бы базировалось на детальном расчленении и корреляции кайнозойской толщи (по материалам керна и ГИС геологоразведочных, гидрогеологических и инженерных скважин). В настоящее время создан постоянно пополняемый стратиграфический банк данных по скважинам, пробуренным в пределах месторождения, разработаны автоматизированные алгоритмы моделирования.

Литература

1. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей // Материалы по геологии соляных месторождений. Л., 1961.
2. Кислик В. З., Высоцкий Э. А., Ерошина Д. М., Зеленцов И. И. Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн.: Наука и техника, 1974
3. Рудковский Р. Р., Малеева Т. М. Особенности строения Старобинского месторождения калийных солей // Проблемы минералогии платформенного чехла и кристаллического фундамента БССР. Мн., 1986.
4. Рудковский Р. Р., Гречко А. М., Кутырло В. Э. Кулисообразное сочленение разломов Западной тектонической зоны Старобинского месторождения калийных солей // Литасфера. 2006. № 2. С. 63—69.
5. Высоцкий Э. А., Губин В. Н., Смычник А. Д. и др. Месторождения калийных солей Беларуси: геология и рациональное недропользование Мн.: БГУ, 2003. 264 с.
6. Губин В. Н., Высоцкий Э. А., Кутырло В. Э. Современная геодинамика Старобинского месторождения калийных солей // Вестн. Белорус. гос. ун-та. Сер. 2. Химия. Биология. География. 2006. № 2. С. 97—102.
7. Тяшкевич И. А., Губин В. Н., Емельянов А. П. Сейсмичность Солигорского промрайона и ее связь с неогеодинимическими зонами // Калийные соли Беларуси: Состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы. Мн., 1999. С. 56.
8. Аронов А. Г., Аронова Т. И. Сейсмическая активность разломов // Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Р. Е. Айзберга. Мн.: Красико-Принт, 2007. С. 331—340.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

А. М. Ковхута

Департамент по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА И НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Припятский прогиб является уникальной тектонической структурой по количеству месторождений различных видов полезных ископаемых не только для территории Беларуси, но и для всей Восточно-Европейской платформы. В этой природной кладовой кроме месторождений нефти, бурых углей, горючих сланцев, пресных и минеральных подземных вод и других видов полезных ископаемых широко представлены ископаемые соли (калийные, каменная, калийно-магниевые, гипс и ангидрит) [1]. С определенными допущениями к этой группе можно отнести и рассолы. Соленосные толщи занимают практически всю площадь Припятского прогиба и больше половины общего объема накопившихся в его пределах осадочных отложений [2].

Калийные соли приурочены к соленосным формациям позднефранского (ливенский горизонт), среднепозднефаменского (лебединский, оресский, стрешинский и полесский горизонты) и раннепермского возраста. Промышленное значение имеет только фаменская соленосная формация, которая детально разведана на участке Старобинского месторождения, открытого в 1949 г. С 1963 г (начало эксплуатации этого месторождения) добыто более 1 млрд т сильвинитовой руды, из которой производится калийные удобрения, востребованные не только в нашей республике, но и далеко за ее пределами (около 90 % продукции идет на экспорт). Несмотря на значительные общие запасы калийных солей Старобинского месторождения (более 3 млрд т), обеспеченность ими отдельных рудоуправлений РУП ПО «Беларуськалий» неравномерна. Для бесперебойной их работы в ближайшие годы и на перспективу необходимо обеспечить прирост промышленных запасов калийных солей на новых участках Старобинского месторождения. В связи с этим в рамках Государственной программы геологоразведочных работ по развитию минерально-сырьевой базы Беларуси на 2006—2010 гг. и на период до 2020 г. (далее — Государственная программа) [3] с 2006 г. ведутся геологоразведочные работы по проведению детальной разведки Нежинского и доразведки Северного участков Старобинского месторождения. Выполнение этих мероприятий к 2010 г. позволит восполнить промышленные запасы калийных солей и компенсирует добытые в течение последних лет объемы полезного ископаемого.

Для обеспечения стабильной работы РУП ПО «Беларуськалий» на длительную перспективу потребуются проведение в последующие годы детальной разведки Октябрьского месторождения калийных солей либо переоценка по новым требованиям Петриковского месторождения. Это позволит при годовой добыче калийных солей не менее 30 млн т удовлетворить потребности внутреннего рынка республики в калийных удобрениях и обеспечит их бесперебойную поставку на экспорт.

Каменная соль разведана на Старобинском, Давыдовском и Мозырском месторождениях, запасы которых достигают 22 млрд т. Кроме того выявлены Шестовичский, Скрыгаловский, Южно-Копаткевичский, Комаровский, Октябрьский и Омельковщинский участки с хорошими горно-техническими условиями залегания каменной соли и суммарными запасами каменной соли более 28 млрд т. Таким образом, Беларусь располагает практически неограниченными запасами каменной соли.

На базе Мозырского месторождения ведется добыча и производство пищевой соли «Экстра», а на Старобинском шахтным способом добывается соль, используемая не только как пищевая, но и как кормовая и техническая.

В настоящее время ведутся технологические испытания возможности использования каменной соли для производства каустической и кальцинированной соды. Перспективным представляется и направление использования выработанных подземных полостей каменной соли в качестве подземных хранилищ газа, а также хранилищ токсичных и ядовитых отходов различных производств.

Калийно-магниевые соли (карналлиты) приурочены к северо-западной и западной частям Припятского прогиба и опойсканы в пределах Любанского участка Старобинского месторождения калийных солей. Этот новый для Беларуси вид минерального сырья, возможности его добычи и перспективы использования с 2007 г. изучают специалисты РУП «Белгеология» и ГП «БелНГРИ». В процессе проведенных исследований пробурены две скважины, пересекающие карналлитовый пласт суммарной мощностью 45,7 м на глубинах 825—870 м; изучено строение карналлитового пласта, а также перекрывающих его и подстилающих пород; установлен гидравлический контакт между скважинами методом гидроразрыва карналлитового пласта с дополнительным акустическим воздействием на него. Используя эти две скважины применен метод подземного растворения карналлитовой залежи, что позволило получить насыщенный раствор хлористого магния и выделить из него сильвин. Таким образом, для условий Беларуси адаптирована экологически безопасная технология подземного растворения карналлита, разрабатываются способы получения из него калийных удобрений и хлорида магния ($MgCl_2$) — сырья для производства высококачественных магниевых цементов.

Гипс и ангидрит в пределах Припятского прогиба встречается в девонских и пермских отложениях. Промышленные залежи гипса и ангидрита установлены в западной части прогиба, где в Петриковском районе Гомельской

области на глубинах 150–460 м разведано Бриневское месторождение гипса. Мощность гипса в его пределах от 67 до 253 м. Предварительно разведанные запасы гипсового камня на этом месторождении более 100 млн т. В настоящее время Бриневское месторождение гипса включено в перечень объектов, предлагаемых для передачи в концессию, утвержденный Указом Президента Республики Беларусь [4]. Гипс Бриневского месторождения пригоден для производства строительного и медицинского гипса, может быть использован в качестве добавок в цемент, а также ценных удобрений — сульфата аммония, комплексного сульфатно-калийного удобрения. Поэтому в будущем гипс Бриневского месторождения сможет заменить аналогичное сырье, ввозимое в настоящее время в республику в объемах около 80—100 тыс. т в год.

Рассолы являются еще одним видом перспективного сырья, разведанного в Припятском прогибе в достаточных количествах. Наиболее изученным является Борисовское месторождение промышленных рассолов, расположенное в Октябрьском районе Гомельской области. Оно приурочено к межсолевым отложениям девона Припятской впадины, где рассолы залегают на глубинах 2200—2300 м. В скважине Борисовская 504 изучены рассолы хлоридно-кальциево-натриевого типа со средней минерализацией 348 г/дм³ и содержанием йода 53,1 мг/дм³, брома 3028 мг/дм³[1]. В 1997—2002 гг. специалистами РУП «Белгеология» на базе рассолов из этой скважины была разработана электрохимическая технология и создана опытно-промышленная установка производительностью переработки рассола по йоду 2—4 м³/час, бром — 1 м³/час. Содержание йода в добытом рассоле 40 г/м³, брома — 3000 г/м³. Из 1 м³ такого рассола может быть получено: йода — 24 г, брома — 1200 г. Полученные результаты позволили в 2002 г. утвердить эксплуатационные запасы рассолов межсолевых отложений Борисовского месторождения в количестве 96 м³/сут. в качестве сырья для получения йода и брома. Это обеспечило перевод указанных рассолов в ранг нового для Беларуси полезного ископаемого.

В настоящее время проводятся испытания использования рассолов в качестве сырья для производства лечебных концентратов, средств борьбы с вредителями, болезнями растений и сорняками, регуляторов роста растений и феромонов, разрешенных для применения в сельском, лесном и коммунальном хозяйствах. Еще одним перспективным направлением использования рассолов является извлечение энергии подземного тепла, которое нагревает рассолы на больших глубинах Припятского прогиба (2000—3000 м). Здесь имеются наиболее благоприятные условия для формирования термальных вод. На абсолютной отметке – 2 км фоновая температура в южной части прогиба составляет + 28—34 °С, центральной — + 38—41 °С, северной — до + 60 °С. На отметках – 3 км температуры подземных вод меняются от + 47 °С на юге впадины до + 55 °С в центральной части и + 80—90 °С на севере. Наибольшая температура (более + 100 °С) зафиксирована на абсолютной отметке — 4 км в скв. 63 на Барсуковской площади. Как подсчитали специалисты ГП «БелНИГРИ», извлекаемые ресурсы подземного тепла эквивалентны 5—6 т условного топлива на квадратный метр поверхности (т у. т/м²) — для северной зоны Припятского прогиба. Специалисты Санкт-Петербургского горно-го института считают перспективными для практического использования подземного тепла участки, на которых извлекаемые ресурсы составляют 2—3 т у. т/м². Потребителями геотермальной энергии могут быть предприятия и организации, занимающиеся отоплением зданий и сооружений, включая жилые, сушкой древесины, отоплением сооружений сельскохозяйственного назначения (машинных дворов, мастерских, животноводческих ферм, зерносушилок и т. п.), парниково-тепличные хозяйства. В настоящее время геотермальная энергия рассолов, несмотря на значительные их ресурсы в Припятском прогибе не используется, поэтому необходимо проведение опытных работ по отработке технологии извлечения подземного тепла из рассолов применительно к условиям Припятского прогиба.

Таким образом, открытие на территории нашей страны ископаемых солей в Припятском прогибе дало мощный импульс в развитии геологии в Беларуси. Положительные результаты масштабных геологоразведочных работ в Припятском прогибе и научные исследования толщ калийных и каменной солей способствовали созданию горнодобывающих и перерабатывающих предприятий, которые сформировали одну из ведущих отраслей промышленности Республики Беларусь — агрохимическую. Прогнозируемый в XXI веке рост потребления природных, в том числе минерально-сырьевых ресурсов, вызывает необходимость выработки новой минерально-сырьевой политики всеми промышленно развитыми государствами. Огромные запасы ископаемых солей, разведанных в недрах Республики Беларусь, на долгую перспективу будут востребованы динамично развивающейся экономикой и промышленностью нашей страны. В связи с этим актуальными задачами геологов ученых и практиков Беларуси является продолжение работ по укреплению минерально-сырьевой базы республики за счет разведки новых месторождений полезных ископаемых, а также разработка современных технологий изучения и охраны недр, их рационального и комплексного освоения.

Литература

1. Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию БелНИГРИ / Редкол.: Хомич П. З. и др. Мн.: Адукацыя і выхаванне, 2002. 528 с.
2. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
3. Государственная программа геологоразведочных работ по развитию минерально-сырьевой базы Беларуси на 2006—2010 гг и на период до 2020 г. Указ Президента Республики Беларусь от 28 марта 2006 г. № 184 (в редакции Указа Президента Республики Беларусь от 20 ноября 2008 г. № 632).
4. Указ Президента Республики Беларусь от 28 января 2008 г. № 44 «Об утверждении перечня объектов, предлагаемых для передачи в концессию» (Национальный реестр правовых актов Республики Беларусь, 2008 г., № 29, 1/9394).

Р. Е. Айзберг

Институт природопользования НАН Беларуси

ГЕРЦИНСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта характеризует процессы рифтогенеза как последовательное или квазисинхронное сочетание взаимообусловленных горизонтальных (линейных и вращательных) и вертикальных тектонических движений крупных мегаблоков земной коры как в самой зоне Припятско-Донецкого авлакогена, так и на сопредельных территориях Восточно-Европейской платформы при воздействии горизонтальных напряжений со стороны мобильных краевых зон юга и юго-запада платформы и внутриплитных структур [1, 2]. Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры в соответствии с пассивной моделью рифтогенеза с активной составляющей в его заключительной фазе. На процессы рифтообразования воздействовали синрифтовый срыв (детachment), геотермическая эволюция земной коры, динамические напряжения со стороны Брагинского выступа и мобильных зон юго-западного обрамления платформы.

Стартовый механизм рифтогенеза в Припятском прогибе связан со сдвиговыми смещениями по ремобилизованном на герцинском этапе древнем трансконтинентальном Сарматско-Туранском поясе разломов. Сдвиг отражен структурными признаками горизонтального разворота фрагментов крупных блоков фундамента вдоль Припятско-Донецкого авлакогена и элементами его продольной сегментации. Они представляют собой чередование рифтовых грабенов, развивавшихся в режиме сдвиго-раздвига с угловым раскрытием краевых разломов, и седловин — поперечных перемычек, формировавшихся в условиях преимущественного сжатия, на участках которых произошло трансформное смещение сегментов авлакогена.

На предрифтовой стадии (эйфель — ранний фран) в Припятской зоне началось преимущественно одностороннее растяжение земной коры, вызванное внешними горизонтальными напряжениями. Эти процессы продолжались на начальной (речицко-евлановское время позднего франа) и весьма активно — главной (конец позднего франа — фамен) фазах рифтогенеза и сопровождалось формированием вначале внутрикорового и затем сквозькорового срыва, горизонтально-вращательными движениями, влиянием смещенного к югу мантийного выступа на внутреннюю структуру консолидированной земной коры. Многофакторное геодинамическое воздействие на процессы рифтообразования в Припятском прогибе привели в позднем девоне к нарастанию скорости прогибания, разломообразованию, поступлению магматических расплавов и перегретых флюидов в платформенный чехол, формированию диатрем в зоне северного обрамления палеорифта.

В Припятском прогибе поверхность пологого сквозькорового срыва проявляется при сопряженном анализе двух моделей строения литосферы — на основе изучения пакета преимущественно преломленных волн (Евробридж-97) и ГСЗ-МОГТ. По аналогии с иными палеорифтами раннерифтовый первичный detachment рассматривается как внутрикоровый слой разуплотнения (волновод) мощностью несколько километров. Выявление сквозькоровой поверхности срыва, сформированной в главную фазу рифтинга, указывает на изначально существенную роль пологих разломов в формировании Припятского рифта, которые проходят через верхнюю и среднюю кору и затем последовательно выходят в зону чистого сдвига в нижней коре или верхней мантии. Структура detachment определяет степень неравновесного состояния земной коры и важнейшие особенности развития фанерозойских рифтов древних платформ. С ней коррелируют соотношение амплитуд горизонтального растяжения и синрифтового погружения, строение осадочного чехла.

Ведущая роль растяжения в образовании Припятского палеорифта отражается прежде всего резким преобладанием нормальных сбросов в синрифтовых комплексах платформенного чехла. В то же время синрифтовое проявление напряжений сжатия, оставившее след в виде сдвигов, также определённо влияли на формирование структуры прогиба. Взаимосвязь сдвиговых и сбросовых дислокаций характеризует сложный интерференционный характер разнопорядковых внутририфтовых структур.

Припятский рифт формировался на фоне левостороннего, а Днепровско-Донецкий — правостороннего вращения на участке шарнирного излома в зоне Брагинского выступа. В результате воздействия этого динамического фактора обе структуры сформировались как своеобразные клинообразные раздвиги с углом раскрытия, соответственно, 20° и 8—10°. Предполагаемый механизм общего левостороннего вращения, на фоне которого шло формирование Припятского палеорифта, объясняет веерообразное раскрытие его западной центриклинали и дополнительное растяжение к югу от Микашевичско-Житковичского выступа. В результате горизонтально-вращательных движений юго-западный сегмент палеорифта «отшел» к югу, а юго-восточный со стороны Брагинского выступа, наоборот, был «вдавлен» в тело прогиба.

В различные фазы рифтогенеза Припятская зона характеризовалась территориально различным взаимодействием геодинамических и термальных факторов. Раннерифтовому формированию конвективного теплопереноса в Северной зоне способствовали дифференцированные движения по системе синрифтовых разломов нижнекорового уровня и поверхности внутрикорового срыва. Этот теплоперенос усилился в главную фазу рифтогенеза по системе трансформированных разломов мантийного уровня и сквозькоровую поверхность срыва. Главной фазе рифтогенеза соответствовала максимальная геотермическая напряженность земной коры и образование Южно-Припятского выступа поверхности М. Его тектоническая позиция является дополнительным признаком горизонтального смещения земной коры в сторону мобильного блока — Украинского щита.

На Брагинском выступе на стадии рифтогенеза преобладала обстановка поперечного сжатия с последующим его перераспределением на сопредельные участки Лоевской седловины и в область преобладающего растяжения Припятского грабена. Увеличение роли сдвиговой компоненты в пределах прогиба с севера на юг и с запада на восток указывает на то, что при общем господстве растягивающих напряжений волна синрифтовых напряжений сжатия шла со стороны Брагинского выступа.

Динамические признаки горизонтального воздействия в северном направлении Брагинского блок-штампа на всю Брагинско-Лоевскую седловину соответствуют классической тектонофизической модели М. В. Гзовского. На участке Брагинского выступа до широты Буйновичско-Наровлянского разлома напряжение сжатия реализовано по ограничивающим его с запада и востока лево- и правостороннему сдвигам трансформного типа, при этом последний был основным. Далее на север до широты Малодушинского разлома располагалась область максимального сжатия, отраженная ортогональной решетчатой структурой девонских комплексов. Северный участок седловины вплоть до Северного краевого разлома характеризуется лучевым и веерообразным обликом мелкоблоковой структуры, где на региональное поле растяжения Припятского прогиба было наложено дополнительное продольное растяжение фронтальной части Брагинского штампа. Этот участок сопряжения поперечного и продольного растяжения обладал повышенной проницаемостью земной коры и контролировал развитие щелочно-ультраосновной формации.

Синрифтовые горизонтальные дислокации в Припятском грабене наглядно отражены диагональной системой сдвигов и сдвиго-сбросов. Они визуально прослеживаются на структурной карте поверхности подсолевого ложа по субпоперечным изломам ступенеобразующих и краевых разломов. Сдвиговая компонента вдоль самих этих субширотных разломов в Северной зоне определена по типичным структурным формам «цветка» или «пальмового дерева», которые выявлены на профильных разрезах сейсморазведки и являются однозначным признаком сдвига. Они установлены на опущенных крыльях ступенеобразующих разломов и характеризуют смещение опущенных крыльев к западу (правосторонний сдвиг). Признаками скрытой сдвиговой компоненты являются шарнирные сбросы типа Наровлянского, «задиры» погруженных кромок ступеней (Северо-Комаровичский участок Червонослободского разлома), хаотичная смена простирания поверхностей соседних блоков и т.д. Субширотные горизонтальные напряжения сдвигового типа в Припятском грабене инициировались воздействием Хойникского погребенного выступа Брагинского блокаштампа, а субмеридиональные напряжения сжатия сформировали диагональную систему сдвигов.

Герцинская геодинамика Припятского прогиба и сопредельных структур юга Беларуси обусловлена, наряду с иными факторами, воздействием динамических напряжений со стороны мобильных поясов зоны Тейссейра-Торнквиста, Карпатской части Палео-Тетиса и Предсреднеевропейского форланда. Процессы растяжения или сжатия во внутриплитных структурах усиливались при общем совпадении «внутренних» и «внешних» векторов напряжений. Взаимодействие противоположно направленных векторов приводило, соответственно, к ослаблению этих процессов.

Изложенные данные указывают на то, что начальная и главная фазы формирования Припятского рифта (как, вероятно и всего Припятско-Донецкого авлакогена) связано прежде всего с горизонтальным преимущественно односторонним растяжением, внешним по отношению к зоне рифтогенеза. Этот процесс инициировал развитие первичной изначально пологой внутрикоровой поверхности срыва (детachment), который привел к нестабильному, неустойчивому (неравновесному) динамическому состоянию земной коры. Вследствие высокоамплитудного листрического раскалывания земной коры внутрикоровый detachment трансформировался в сквозькоровый. Наряду со сдвиговыми смещениями по ремобилизованной на герцинском этапе древней трансконтинентальной Сарматско-Туранской зоне разломов, формирование первичного detachment послужило пусковым механизмом всех последующих геодинамических процессов в Припятском палеорифте. Начальная и главная фазы развития палеорифта в позднефранское и фаненское время характеризовались пассивным механизмом рифтогенеза (при активном растяжении). Вследствие термогравитационной конвекции астеносферного вещества пассивный механизм создал предпосылки для трансформации в активный (при пассивном растяжении) в финальную фазу рифтогенеза в ранне- и среднекаменноугольное время. Очевидно, именно падение термической напряженности и сопровождающий его пассивное растяжение земной коры имел решающее значение в деградации рифтового режима в Припятской зоне.

Работа подготовлена при поддержке совместного белорусско-российского проекта X08P-206 «Разработка теоретических основ, методологии и методики сеймотектонического районирования древних платформ, подвергшихся активному гляциотектоническому воздействию».

Литература

1. Айзберг Р. Е., Старчик Т. А. Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Статья 1. Геодинамические факторы проявления синрифтовых горизонтальных и вертикальных движений // Літасфера. 2(27). Мн, 2007. С. 25—36.
2. Айзберг Р. Е., Старчик Т. А. Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Статья 2. Факторы динамического влияния синрифтового срыва, геотермической эволюции, окраинно- и внутриплитных напряжений на рифтообразование // Літасфера. 1(28). Мн, 2008. С. 3—24.

А. А. Махнач, В. М. Шиманович

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ГЕНЕЗИС СУЛЬФАТНЫХ ПОРОД ОСВЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА ЭЙФЕЛЬСКОГО ЯРУСА НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Сульфатные породы освейского горизонта эйфельского яруса в Припятском прогибе представлены почти исключительно ангидритом, на остальной территории Беларуси — гипсом (рис. 1, 2). Вопрос о природе разного минерального состава этих пород ранее специально не рассматривался.

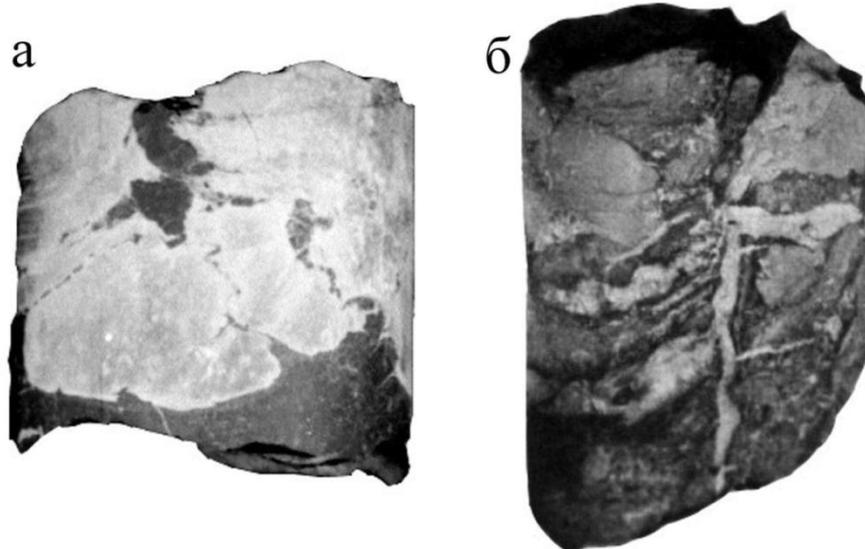


Рис. 1. Условия залегания сульфатных пород освейского горизонта Беларуси (кern диаметром 15 см): а — гнездно-желваковые выделения ангидрита (светлое) в аргиллите, скв. Восточно-Семновская 1, гл. 4003—4011 м; б — брекчированная порода, состоящая из гипса (светлое) и карбонатной глины, северный склон Белорусской антеклизы, скв. Новоселки 8, гл. 250—255 м.

Отложения освейского горизонта в Припятском прогибе изучены недостаточно в связи со значительной глубиной его залегания на большей части прогиба и ориентацией нефтеразведочных работ на залегающие выше объекты. Однако и имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что освейский ангидрит, знаменующий собой первый этап эвапоритонакопления на территории Беларуси, развит в прогибе практически повсеместно.

Ангидрит залегает в виде маломощных прослоев (до 2 м) и гнезд (см. рис. 1 а), среди доломитов, мергелей, песчаников и глин [1—4]. Нередко прослои и гнезда ангидрита имеют апофизы в виде прожилков, часто клиновидных. В них ангидрит, по-видимому, катагенетический. Цвет ангидрита серый, голубой, розовый, оранжевый. Текстура массивная, реже — горизонтально-слоистая. Структура тонко- и микрокристаллическая (см. рис. 2 а), спутанно-волоконистая. В освейском горизонте нередки смешанные породы с участием ангидрита — ангидрито-доломитовые, доломито-ангидритовые, доломито-ангидрито-мергельные и др. Для них характерны самые различные количественные и структурные соотношения компонентов.

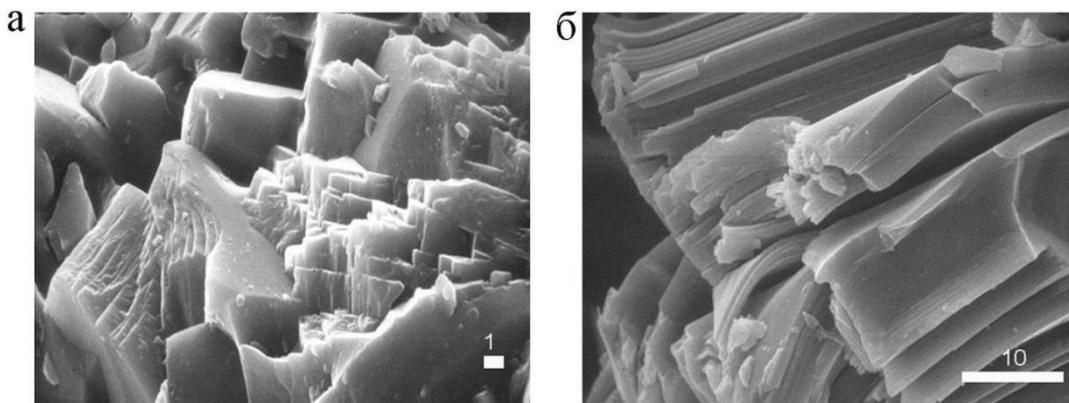


Рис. 2. Структура сульфатных пород освейского горизонта Беларуси (электронно-микроскопические фотографии, масштабные линейки в микронах): а — ангидрит, скв. Восточно-Семновская 1, гл. 4003—4011 м; б — гипс, скв. Новоселки 8, гл. 250—255 м.

Для понимания природы ангидрита важна его характеристика в соленосных разрезах освейского горизонта (Мармовичская, Вишанская, Кормянская и другие площади). Здесь каменная соль перекрывается пластом ангидрита мощностью до 4—7 м, содержащим включения и линзовидные прослои карбонатного и глинистого вещества. Основная масса ангидрита обладает отчетливой слоистостью и тонкой ритмичностью, вблизи контакта с каменной солью породы неясно- и линзовидно-слоистые, отдельные прослои перемяты, разорваны или имеют микроплойчатый характер. Структура чистых разностей ангидрита спутанно-волоконистая и чешуйчатая. Наряду с глинистыми и карбонатными минералами присутствует ангидрит и в самом пласте каменной соли. Здесь он входит в состав несолевых прослоев, образует самостоятельные включения между зернами галита и в хорошо раскристаллизованном виде окаймляет глинистые включения. В последнем случае ангидрит представлен в виде бахромы, состоящей из мельчайших кристалликов удлиненно-призматической и игольчатой формы. Данный факт следует отметить особо, поскольку мы, вслед за Я. Я. Яржемским [5], впервые отметившим его на примере солей Старобинского месторождения, рассматриваем его как свидетельство первичного (а не как вторичную фазу по гипсу) происхождения ангидрита — непосредственной садки из рассолов.

Гипс в отложениях эйфельского яруса широко распространен на территории Беларуси [6]. Он приурочен к нижней, карбонатно-сульфатной, пачке освейского горизонта в пределах Оршанской впадины, Жлобинской и Латвийской седловин, частично Белорусской антеклизы. Мощность пачки 14—20 м. В разрезах восточных склонов Белорусской антеклизы сульфатные породы замещаются глинисто-карбонатной брекчией.

Освейскому гипсу свойственны следующие литолого-минералогические особенности. Он обычно залегает в виде маломощных прослоев в карбонатно-глинистых породах. Эти прослои нередко деформированы, с ними ассоциируют горизонтальные, наклонные и вертикальные трещины, заполненные гипсом же (см. рис. 1 б). Вмещающий прослой гипса карбонатно-глинистый субстрат часто сильно брекчирован, перемят, включает прожилки гипса, нередко клиньями проникает в гипсовую массу. Структура гипса чаще всего пластинчатая (см. рис. 2 б), шестоватая, волокнистая (нередко длиноволокнистая), реже — зернистая. В одном штуде зерна могут встречаться комбинации разных структур. Цвет гипса разный: розовый, желтый, оранжевый, стально-серый.

Указанные особенности залегания и структуры гипса свидетельствуют о том, что он является продуктом преобразования первичного ангидрита неглубоко от поверхности. Гипс и сейчас залегает неглубоко, а на постосвейском отрезке геологической истории на территории Северной и Средней Беларуси было множество длительных и очень длительных перерывов в осадконакоплении, когда могло произойти превращение ангидрита в гипс. Это превращение сопровождалось явлением «гипсовой тектоники», признаком чего служит брекчированность фрагментов разреза, содержащих гипс.

На вторичную (по ангидриту) природу гипса указывает и концентрация в нем стронция. Она крайне низкая — в среднем 150 г/т (в пересчете на безводный сульфат кальция 190 г/т) [7], в то время как в ангидритах освейского горизонта Припятского прогиба содержание стронция 750—2200 г/т. В свое время мы [7], вслед за Т. Ф. Бойко [8], показали, что нет оснований считать степень захвата стронция сульфатом кальция ангидрита и гипса различной, несмотря на то, что кристаллическая структура первого ромбическая, а второго — моноклинная. Поэтому причина существенно разной стронциенности одновозрастных ангидрита в Припятском прогибе и гипса за его пределами — в другом. Поскольку в эйфельском веке Припятский прогиб еще не был обособлен, нет оснований полагать, что содержание стронция в морской воде равномерно неглубокого эпиконтинентального моря на территории Беларуси ощутимо колебалось по площади. Таким образом, объяснить чрезвычайно низкую концентрацию в освейских гипсах логичнее всего, допуская, что эти гипсы — результат одновременного растворения ангидрита и образования на его месте гипса (метасоматическое замещение) [9]. Поскольку коэффициент распределения стронция между твердым сульфатом кальция и раствором меньше единицы [10], подобное замещение приводит к снижению концентрации стронция в новообразованной фазе. Нередко встречающаяся крупнопластинчатая структура гипсов заставляет думать, что они, кроме того, неоднократно испытывали перекристаллизацию в слабоминерализованной водной среде. Это всякий раз приводило к еще большему снижению содержания стронция в гипсе.

Литература

1. Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лапуть В. А., Урьев И. И., Шевченко Т. А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Мн.: Наука и техника, 1966. 316 с.
2. Курочка В. П. Атлас микротекстур и структур пород девонского осадочного комплекса Припятского прогиба. Мн.: Наука и техника, 1968. 264 с.
3. Познякевич З. Л. Стратиграфия, особенности строения и история осадко-накопления пярнуско-наровских отложений эйфельского яруса Припятской впадины // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн.: БелНИГРИ, 1974. С. 8—68.
4. Урьев И. И., Анфилов А. П. Подсолевой девон Припятской впадины (региональные закономерности строения и состава). Мн.: Наука и техника, 1977. 150 с.
5. Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского соляного месторождения // Петрография галогенных пород: Тр. ВНИИГ. Вып. XL. Л.: Госхимиздат, 1960. С. 307—321.
6. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
7. Махнач А. А. Катагенез и подземные воды. Мн.: Наука и техника, 1989. 335 с.
8. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
9. Махнач А. А. Геохимическая оценка механизма превращения ангидрита в гипс // Доклады НАН Беларуси, 1999. Т. 43, № 2. С. 90—93.
10. Kushnir J. The coprecipitation of strontium, magnesium, sodium, potassium and chloride ions with gypsum: An experimental study // Geochim. Cosmochim. Acta, 1980. Vol. 44, N 10. P. 1471—1482.

А. К. Карабанов¹, Р. Е. Айзберг¹, Р. Г. Гарецкий¹,
А. Г. Аронов², Р. Р. Сероглазов², Т. И. Аронова²

¹ГНУ «Институт природопользования НАН Беларуси», ²ГУ «Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси»

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Введение. Проблемы изучения сейсмичности и сейсмотектонического районирования сейсмической опасности Припятского прогиба основаны, прежде всего, на прогнозной оценке сейсмического потенциала, выделении зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и учете исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений в пределах исследуемой территории. Проблемы определения зон ВОЗ и сейсмотектонического потенциала требуют особенно тщательного системного подхода. Он включает анализ и обобщение геолого-геофизических данных, отражающих главные особенности проявления новейших или современных тектонических процессов, пространственное размещение активных и пассивных разломов, очагов землетрясений, теоретическую (формализованную) оценку максимальной магнитуды землетрясений в пределах конкретных зон [1, 2].

Тектоника Припятского прогиба. Припятский прогиб расположен между Белорусской и Воронежской антеклизами и разделяющей их Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге и включает Припятский грабен и Северо-Припятское плечо. Он протягивается в западно-северо-западном, близком к широтному направлении на 280 км и имеет ширину до 150 км. От Украинского щита прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 2—4 км. Северной границей прогиба на западе и грабена на востоке является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 2,0—3,5 км. На востоке северной границей Припятского прогиба служит Жлобинский и Малиновско-Глазовский разломы, отделяющие Северо-Припятское плечо от Жлобинской седловины. Полеская седловина отделяет Припятский прогиб от Подляско-Брестской впадины на западе, а Брагинско-Лоевская седловина — от Днепровско-Донецкого прогиба на востоке [3].

Сейсмичность. Особенности пространственного распределения землетрясений в зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы, изучены на основе данных о землетрясениях с энергетическим классом $K = 4—9$. Ежегодно в этой зоне фиксируется до 50 сейсмических толчков. Сопоставление пространственно-временного распределения очагов землетрясений с тектонической характеристикой региона показывает, что большинство разломов здесь высокоактивны в сейсмическом отношении [4].

Зоны возможных очагов землетрясений в пределах Припятского прогиба. При проведении комплексного сейсмотектонического анализа в пределах Припятского прогиба были рассмотрены потенциально активные структуры. Основным критерием отнесения их к сейсмогенерирующим, которые можно отождествлять с зонами ВОЗ, было установление в их пределах эпицентров землетрясений. Зоны ВОЗ были выделены на основе сейсмогеологических данных с одной стороны и с прогнозной оценкой их сейсмотектонического потенциала M_{\max} — с другой. В результате была определена окончательная оценка M_{\max} для каждой сейсмогенной зоны и уточнены границы зон ВОЗ. При этом величина M_{\max} для каждой зоны определялась следующим образом: по магнитуде наиболее сильного землетрясения для данной структуры (при наличии землетрясений); по аналогии со сходными геоструктурами данного региона (при отсутствии зафиксированных землетрясений); на основе расчетных методов [5]. За M_{\max} принималось максимальное значение магнитуды, выделенное в пределах данной зоны. Протяженность сейсмогенерирующих зон определена по длине активной части разлома, либо по размерам сейсмотектонической зоны на карте. Ширина таких зон выявлена расчетным путем [6, 7]: ортогонально к осевой линии сейсмогенерирующей структуры откладывалось расстояние, равное удвоенному радиусу очаговой зоны для данного максимального значения магнитуды. Глубина возможного очага землетрясения с M_{\max} для каждой зоны определялась исходя из особенностей геологического строения, преобладающих глубин возникновения сильных землетрясений в сходных тектонических условиях других древних платформ, вертикальных размеров очаговой области (при условии невыхода разрыва на дневную поверхность Земли, что характерно для коровых землетрясений с $M \leq 5,5$ на платформах), либо по годографу для инструментально зарегистрированных землетрясений. В конечном счете, определялось наиболее вероятное значение глубины возникновения землетрясения с M_{\max} для данной зоны ВОЗ. Применение такого комплексного методического подхода позволило выделить в пределах Припятского прогиба нелинейную надзону ВОЗ.

Припятская нелинейная надзона. Основным фактором для выделения Припятской надзоны ВОЗ послужила ее приуроченность к Припятско-Днепровско-Донецкой палеорифтовой сейсмотектонической провинции. Эта надзона включает в себя ряд зон и подзон, имеет изометричную форму и является наиболее обширной и самой активной среди зон ВОЗ в пределах Беларуси. Подобные структуры обладают повышенной сейсмичностью и на других древних платформах. Сильные землетрясения обычно возникают в краевых частях структур, более слабые — в центральной части прогиба. В основном они связаны с продольными разломами, фрагменты которых активны на новейшей стадии тектонического развития.

Северо-Припятская зона состоит из трех сейсмогенных подзон: Любаньской, Березинской и Гомельской. Все эти подзоны выделены в качестве активных по комплексу геолого-геофизических показателей, проявляются в фундаменте, отражены смещениями по поверхности фундамента и в осадочном чехле. В пределах Любаньской подзоны отмечен эпицентр землетрясения 1985 г. Она совпадает с участком повышенного значения сейсмотектонического потенциала, однако слабо проявляется в изолиниях суммарных амплитуд неотектонических деформаций.

Следует отметить, что сопредельная с Припятским палеорифтом северо-восточная часть Днепровско-Донецкого палеорифта характерна большой неотектонической активностью. Параллельно северо-восточной зоне краевых разломов Припятско-Днепровской системы грабенов простирается зона повышенных значений

В настоящее время установлена высокая активность многих тектонических зон Припятского грабена и выявлено преобладание диагонального (северо-западного и юго-восточного) сжатия на современной стадии. В таком случае, именно в северо-восточной части Припятского прогиба должны накапливаться и проявляться максимальные напряжения. Это проявляется и при анализе полей неотектонических напряжений. Здесь отмечается узел пересечения зон разломов разного ранга и простираения. Вблизи этого тектонического узла установлены повышенные значения теплового потока до 70—80 мВт/м², значительно превышающие фоновые значения. Северо-Припятская и Лоевская зоны проступают на космотектонической карте в виде линейных морфоаномалий, соответствующих разрывным нарушениям. Березинская подзона частично, а Гомельская в основном совпадают с зоной активных разломов северо-западного направления, и обрамляется с востока северной частью субмеридионального Лоевского разлома.

Таким образом, по степени тектонической активности, набору необходимых формальных признаков перечисленные подзоны ВОЗ можно расположить следующим образом: средней активности — Любаньская подзона, с сейсмостектоническим потенциалом $M_{max}=4,0$; $H=5$ км; активная - Березинская подзона, $M_{max}=4,5$; $H=10$ км; высокой активности — Гомельская подзона, $M_{max}=4,5$; $H=10$ км.

Южно-Припятская зона отличается одинаковыми сейсмостектоническими параметрами на всем протяжении и приурочена к Южно-Припятской системе разломов. Эта зона состоит из фрагментов дизъюнктивов, которые выявлены геолого-геофизическими методами в фундаменте и чехле, а также частично совпадают с зонами новейших активных разломов. К ним относится южная часть субмеридионального Лоевского разлома и восточная часть широтного Южно-Припятского разлома, входящих в состав Словечненской сейсмогенной подзоны со следующими характеристиками: $M_{max}=4,5$; $H=10$ км. В целом Южно-Припятская зона составляет более или менее однородную сейсмостектоническую структуру, за исключением ее западной части. Она выделена как Туровская потенциально-сейсмогенная подзона, которая связана с малоамплитудными разрывными нарушениями и проявляется в фундаменте и низах чехла и совпадает с территорией повышенного сейсмостектонического потенциала. Это позволило выделить рассматриваемую подзону в качестве потенциально сейсмогенерирующей с сейсмостектоническими характеристиками, примерно соответствующими Любаньской подзоне Северо-Припятской зоны. Сейсмостектонический потенциал зоны: $M_{max}=4,0$; $H=5$ км.

Центрально-Припятская зона. Центральная часть Припятского прогиба расчленена большим количеством протяженных, широтно-ориентированных разрывных нарушений с высокой вертикальной амплитудой смещения по большей части чехла, в ряде мест рассеченных диагональными и субмеридиональными разрывами. Центрально-Припятская зона совпадает с территорией повышенного сейсмостектонического потенциала с $M_{max}=3,5$. В южной части этой зоны отмечается мощная широтная Наровлянская система активных разломов, в пределах которой произошло землетрясение 1983 г. Эту территорию можно рассматривать как палеорифтовую зону с одинаковым сейсмостектоническим потенциалом. Западной границей зоны является линия, оконтуривающая участки синрифтовых разломов. К этой границе приурочен градиент резкого сокращения мощности осадочной толщи по сравнению с центральным и восточным сегментами палеорифта. Сейсмостектонический потенциал зоны: $M_{max}=3,5$; $H=5$ км.

Заключение. При проведении сейсмостектонического районирования Припятского прогиба выделена Припятская нелинейная надзона, включающая: Северо-Припятскую зону с сейсмостектоническим потенциалом ($M_{max}=4,5$; $H=10$ км), Центрально-Припятскую зону ($M_{max}=3,5$; $H=5$ км) и Южно-Припятскую зону ($M_{max}=4,0$; $H=5$ км). Их размеры определены с учетом морфологии и кинематики активных разломов, преобладающих глубин возникновения очагов землетрясений и максимальных размеров очаговых ареалов. Максимально возможная магнитуда землетрясений определена по данным расчета сейсмостектонического потенциала или принята реальная максимальная магнитуда, зафиксированная в пределах данной зоны ВОЗ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Белорусско-российского фонда фундаментальных исследований (БРФФИ), проект № X08P-206.

Литература

1. Айзберг Р. Е., Аронов А. Г., Гарецкий Р. Г., Карабанов А. К., Сафронов О. Н. Сейсмостектоника Беларуси и Прибалтики // Литасфера. Мн, 1997. № 7. С. 5—17.
2. Айзберг Р. Е., Аронов А. Г., Гарецкий Р. Г., Карабанов А. К., Сафронов О. Н., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Сейсмостектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. Кн. 1: Землетрясения / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 368—381.
3. Основы геологии Беларуси / Под общ. ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. 392 с.
4. Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И. Сейсмичность территории Беларуси // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. Кн. 1: Землетрясения / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 357—364.
5. Владимиров В. Г. Общее сейсмическое районирование Восточно-Европейской платформы // Сб. науч. тр. Гидропроекта. М., 1988. Вып. 130: (Проблемы инженерной сейсмологии и сейсмостойкости энергетических сооружений и оборудования). С. 31—41.
6. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
7. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений / Под. ред. Ю. В. Ризниченко. М., 1976. С. 9—27.

Одондири Оиннибиладо Дерик

Белорусский государственный университет

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ НИГЕРИИ

Большинство месторождений нефти и газа бассейна Гвинейского залива располагаются в пределах впадины дельты Нигера. На севере и северо-востоке она ограничена выходами на поверхность кристаллических пород Дагомсийского массива, а на юго-востоке — Камерунского щита. От соседнего Кванза-Камерунского бассейна она отделяется Камерунской шовной зоной. Осадочное выполнение впадины образовано тремя комплексами пород, разделенными несогласиями. Нижний комплекс выполнен породами альб-сантонского возраста и представлен главным образом глинами с подчиненным значением песчаников и известняков. Его мощность около 5 км. Средний комплекс образован кампан-маастрихтскими и палеоценовыми отложениями и слагается глинами с прослоями песчаников. В верхней части разреза доминируют песчаники с пластами углей, мощность среднего комплекса достигает 3 км.

Верхний комплекс образован дельтовыми и прибрежно-морскими эоцен-антропогеновыми породами. В их разрезе выделяются три свиты. Свита Аката (эоцен — антропоген) характеризуется преобладанием глин с прослоями песков и алевролитов, накопившихся в мелководно-морских условиях. Мощность ее достигает 5—6 км. Возраст свиты Агбада изменяется от эоцена — олигоцена на севере и северо-востоке впадины до плиоцена — плейстоцена на шельфе Атлантического океана. Она представлена переслаивающимися песчаниками и глинами. В верхней части свиты песчаники составляют 50—75 % разреза, в то время как в нижней части их содержание менее 50 %. Общая мощность свиты Агбада 3 км. Свита Бенин (олигоцен—антропоген) образована главным образом песчаниками мощностью до 2 км. На шельфе и континентальном склоне ее мощность сокращается до 200—300 м.

В тектоническом отношении в пределах впадины дельты Нигера различают следующие элементы. На северо-востоке располагается зона поднятий Абакалики-Бенуэ, сложенная нижнемеловыми породами. К северо-западу от нее располагается впадина Анамбра, в строении которой участвуют отложения сантона — кампана. Основное месторождение нефтегазоносный бассейн Нигерии.

Наиболее крупной по размеру отрицательной структурой является собственно прогиб дельты Нигера. Формирование современной структуры впадины дельты Нигера произошло в течение трех тектонических фаз. В альбе началось заложение узкого трога северо-восточного простирания Абакалики-Бенуэ, в котором вплоть до коньякского времени накопилось почти 5 км преимущественно глинистых пород. Вторая тектоническая фаза, проявившаяся в сантоне, обусловила инверсию трога Абакалики-Бенуэ и превращение его в приподнятую зону. Третья фаза тектонических движений привела к образованию обширного прогиба дельты Нигера. Его развитие тесно связано с накоплением осадков мигрирующей дельты, начиная с эоценового времени.

Быстрое накопление песчаников вдоль края дельты реки кровле уплотняющихся глин прицелом возникновению коменсационных сбросов роста. Эти сбросы ориентированы параллельно краю дельты и прослеживаются на десятки километров. Большинство локальных структур приурочено к опущенным крыльям этих сбросов, где отмечается также увеличение мощностей разновозрастных горизонтов. Локальные структуры обычно небольшие 6—10 км в длину и 3—5 км в ширину. Характер строения локальных структур усложняется по мере приближения к фронту дельты за счет появления дополнительных сбросов. Следует отметить, что с глубиной свод локальных структур смещается в направлении падения сбросов роста.

Нефтепоисковые работы во впадине дельты Нигера были начаты когда на её бортах в районах нефтепроявлений было пробурено несколько неглубоких скважин. Первое промышленное месторождение Олоибери открыто в 1956 г. Начиная с 1956 г. ежегодно открывается по несколько месторождений. В 1964 г. было выявлено первое морское месторождение Окай. К 1977 г. только на шельфе установлено 60 месторождений, а общее их количество составило 230.

Подавляющее число залежей нефти и газа приурочено к песчаникам свиты Агбада. Мощность продуктивных горизонтов 20—40 м. Редко нефтенасыщенная часть разреза составляет более 50 м. Все месторождения многопластовые. Глубина залегания продуктивных пластов изменяется от 1500—2000 м на суше до 2500—3500 м на шельфе. По запасам большая часть месторождений относится к категории мелких и средних. Лишь десять месторождений содержат свыше 50 млн т нефти. Около 70 месторождений связаны со структурами, осложненными сбросами роста. В структурах оседания с многочисленными сбросами установлено примерно 30 месторождений.

Литература

1. Горная энциклопедия. Т.1, М.,1984. 360 с
2. Высоцкий И. В., Оленин В. Б., Высоцкий В. Н. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 479 с.

Я. Г. Грибик¹, В. И. Зуй²

¹РУП «Белгеология», ²Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Изучение теплового состояния платформенного чехла Припятского прогиба началось в послевоенные годы. Термограммы скважин накапливались в процессе расширения нефтепоисковых работ, связанного с бурением глубоких скважин. Первое сообщение о распределении температуры по глубине приведено в [1], а первые обобщения, выявившие площадную изменчивость теплового поля прогиба, в том числе и первые оценки плотности теплового потока выполнены Д. П. Протасеней [2, 3]. Однако в это время еще не были налажены лабораторные определения коэффициентов теплопроводности горных пород, необходимых для корректного его определения, а использованы литературные данные по теплопроводности каменной соли. В результате, выполненные Д. Г. Протасеней оценки теплового потока требовали пересмотра.

Первые определения плотности теплового потока для Припятского прогиба, основанные на измерениях в лабораторных условиях теплопроводности разных типов горных пород, вскрытых бурением, приведены спустя почти 10 лет в работах [4, 5] по небольшому количеству скважин. В последующем были изучены особенности распределения геотермических параметров как в северной зоне прогиба [6], так и во всей структуре [7–9].

Проблемой теплового поля Припятского прогиба занимались многие исследователи. Специальные работы посвящены вкладу радиогенной теплогенерации в осадочных породах нефтяных месторождений в тепловой поток и его изменчивости в разрезе земной коры, выполненные Я. Г. Грибиком [10] и вертикальной изменчивости интервальных значений теплового потока в разрезе платформенного чехла [11]. По результатам математического моделирования было показано, что интервальные значения потока как правило увеличиваются до глубины около 1000 м, что связывалось с влиянием приповерхностных факторов (в основном — глубоким проникновением холодных вод в подземные горизонты надсолевых отложений, колебаниями температуры земной поверхности, имевших место в геологическом прошлом). К настоящему времени накопленный массив данных позволил детализировать карту теплового потока Припятского прогиба и его обрамления (рис. 1).

Исследованиями последних лет показано [12, 13], что тепловое поле прогиба весьма неоднородно. Кроме увеличения плотности теплового потока от южного к северному борту, отмеченная в ранних работах, наблюдается его изменчивость как по глубине, так и вследствие развитой соляной тектоники. В соляных куполах происходит «фокусировка» потока вследствие различия в теплопроводности каменной соли и терригенных пород, приводящая к его возрастанию в ядрах отдельных куполов до 100–110 мВт/м² [8, 11, 12].

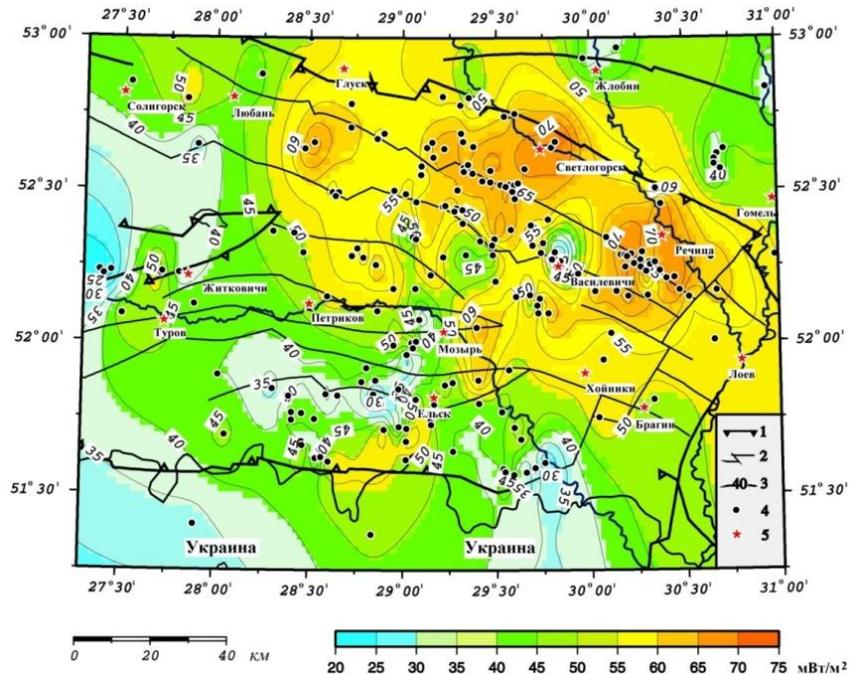


Рис. 1. Карта распределения теплового потока в Припятском прогибе [12]: 1 — краевые разломы, 2 — прочие разломы, 3 — изолинии плотности теплового потока (мВт/м²), 4 — изученные скважины, 5 — населенные пункты.

Положительная геотермическая аномалия в северной зоне прогиба согласуется с направлением основных разломов и ориентирована вдоль северного краевого разлома. Она имеет продолжение за пределы прогиба Северо-Припятской ступени и в Оршанскую впадину в направлении гг. Березино—Борисов (Березинско-Светлогорская геотермическая аномалия). Здесь выявлено контрастное тепловое поле. Важным фактором в формировании этой аномалии служит поступление тепла в подошву платформенного чехла по зонам глубинных разломов, подтверждающаяся наличием в подземных водах региона повышенного содержания гелия [14].

На рис. 2 приведено соотношение площадного распределения выявленных нефтяных месторождений в Припятском прогибе с плотностью теплового потока. В пределах Василевичской структуры изучена плотность тепло-

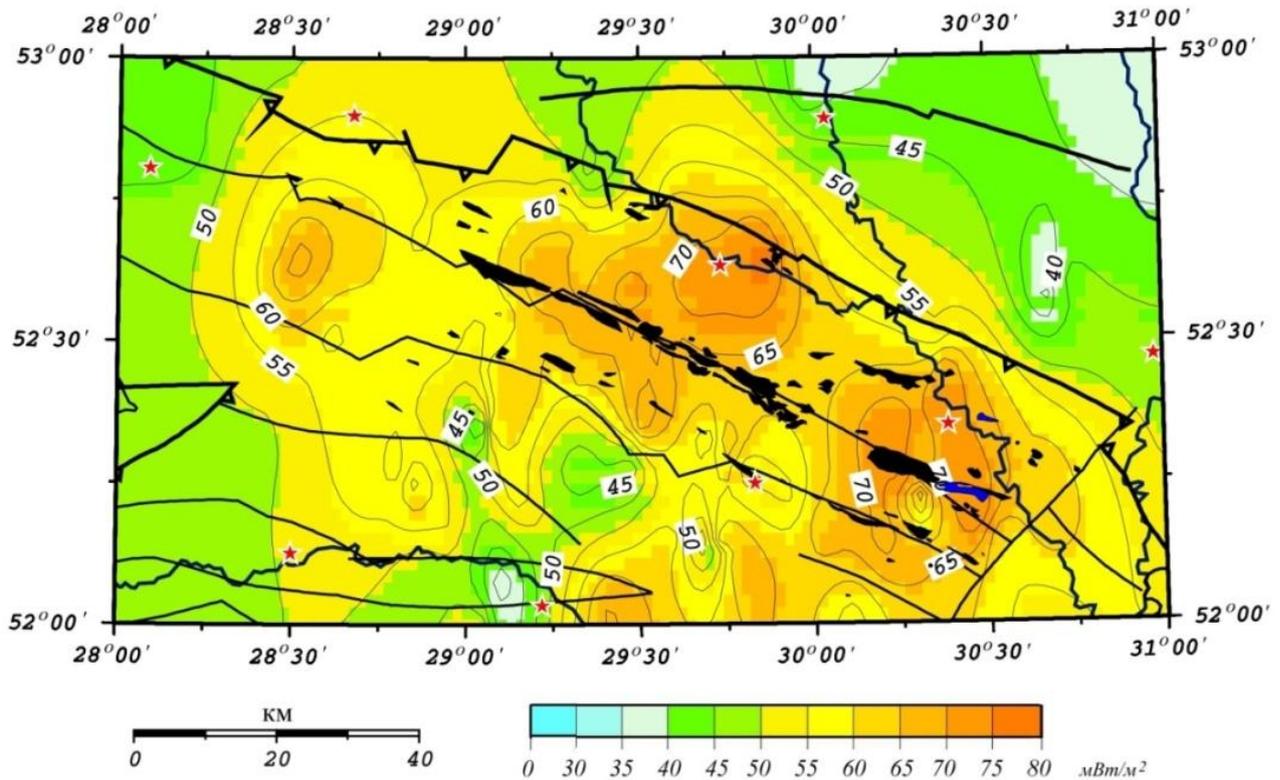


Рис. 2. Соотношение площадного распределения плотности теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) и месторождений нефти в Припятском прогибе: ЛБС – Лоевско-Брагинская седловина, МЖВ – Микашевичско-Житковичский выступ, СПП – Северо-Припятское плечо

вого потока лишь для надсолевых отложений, где их интервальные значения занижены вследствие влияния, прежде всего – движения подземных вод, и их значения при построении изолиний потока на рис. 2 опущены.

Из анализа рис. 1 и 2 видно, что известные месторождения нефти оказались в пределах изолинии теплового потока 55 и более $\text{мВт}/\text{м}^2$. Основное же их количество соответствует территории, оконтуренной изолиниями 60–75 $\text{мВт}/\text{м}^2$. В полосе между изолиниями 55–60 $\text{мВт}/\text{м}^2$ выявлено менее 10 небольших месторождений нефти. Газоконденсатным месторождениям Красносельское и Западно-Александровское соответствует зона с повышенным тепловым потоком 65–75 $\text{мВт}/\text{м}^2$.

На рис. 2 отображена лишь часть установленных разломов прогиба. Как отмечалось рядом исследователей, большинство нефтяных месторождений приурочено к Речицко-Вишанскому, Малодушинско-Червонослободскому и Северному бортовому разломам. Как отмечалось рядом исследователей, плотность нефти снижается с увеличением пластовой температуры и теплового потока [9, 10].

В заключение следует отметить, что распределение нефтяных залежей и качество нефтей тесно связаны с тепловым состоянием продуктивных пластов, а такие параметры теплового поля как температура и плотность теплового потока следует рассматривать в качестве важных нефтепоисковых критериев.

Работа выполнена при поддержке БРФФИ, грант № X08P-047.

Литература

1. Беляков М. Ф. Геотермические измерения в Белоруссии // Нефтяное хозяйство. 1954. № 11. С. 50–51.
2. Протасеня Д. Г. Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1962. Т. 6, № 1, С. 49–52.
3. Протасеня Д. Г. О некоторых вопросах гидро- и термодинамики Припятского грабена // Материалы конференции молодых ученых АН БССР. Мн.: АН БССР, 1962. С. 193–199.
4. Богомолов Г. В., Любимова Е. А., Цыбуля Л. А., Кутасов И. М., Атрощенко П. П. Тепловой поток в Припятской впадине // Вестні АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. 1970. № 2. С. 97–103.
5. Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Мн.: Наука и техника, 1972. 216 с.
6. Атрощенко П. П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Мн.: Наука и техника, 1975. 104 с.
7. Непримеров Н. Н., Ходырева Э. Я., Елисеев Н. Н. Геотермия областей нефтегазоаккумуляции. Изд-во Казанского ун-та, 1983. 138 с.
8. Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геологический журнал. 1990. № 4. С. 19–26.
9. Цалко П. Б., Урбан Г. И., Зуй В. И., Атрощенко П. П., Макаренко В. М. Температурное поле восточной части Припятского прогиба и его связь с нефтегазоносностью // Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь: сб. науч. тр. Вып. 2. Гомель: БелНИПИнефть, 1997. С. 48–55.

10. Богомолов Г. В., Грибик Я. Г. Радиоактивность подземных вод как поисковый критерий нефтегазоносности. Мн.: Наука и техника, 1982. 149 с.
11. Пархомов М. Д. Гидрогеотермический режим Припятского прогиба: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 04.00.06; 01.04.12. Ин-т геохим. и геофиз. АН БССР. Мн., 1987. 26 с.
12. Zhuk M. S., Tsalko P. B., Zui V. I. Heat flow of the Pripyat Trough // Литосфера. 2004. № 1 (20). С. 122—130.
13. Зуй В. И., Жук М. С. Тепловое поле геологических структур Беларуси // Литосфера. 2006. Т. 2(25). С. 111—127.
14. Поляк Б. Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

С. В. Антипенко, С. А. Кручек

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ОБ ОРГАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Органогенные образования имеют широкое распространение в нижнефаменных межсолевых ритмично построенных отложениях Припятского палеорифта в целом и его западных районах в частности, обрамляющих с востока и юга Микашевичско-Житковичский выступ кристаллического фундамента [1]. Вопросам их литологического и био-стратиграфического изучения посвящен целый ряд научных публикаций и производственных отчетов [2—4], в которых по-разному трактуются условия их формирования. Наиболее полно генезис органогенных образований в Припятском палеорифте в последние годы рассмотрен в работах С. В. Антипенко [5—7], который на основе детального изучения этих толщ предложил новую, научно обоснованную классификацию органогенных отложений [8]. Согласно этой классификации органогенные отложения подразделяются на две группы: органогенно-аккумулятивных образований и органогенных построек, в составе которых в свою очередь выделены их типы и виды. Группа органогенно-аккумулятивных отложений, преобладающих в межсолевой толще, представлена тремя типами образований: желваково-аккумулятивными, ракушняково-аккумулятивными и детритово-аккумулятивными. Из них наиболее широко в разрезах представлены аккумулятивные формы литологических тел, сложенные желваковыми разностями пород. Цианобактериальные желваковые (онколитовые) ассоциации часто образуют мощные (до 60—200 м), многократно повторяющиеся в разрезе биоритмично-пластовые толщи.

Вторую группу органогенных отложений составляют органогенные постройки, подразделенные на типы и виды (формы). В отличие от прежних различных представлений [3, 9, 10], подробно рассмотренных в отдельной работе С. А. Кручека [11], утверждающих о широком развитии в межсолевой толще прогиба мощных «органогенных построек» («онколитовых банок», «риффов» и др.), в настоящее время установлено [8] их ограниченное распространение в разрезах Припятского палеорифта. Они представлены двумя типами маломощных (до 3 м) построек: элементарными (формы — калиптры) и простыми (формы — строматолиты, биогермы, биостромы). Исследование показало, что такие органогенные постройки формировались в данном палеобассейне лишь эпизодически на отдельных участках определенными группами каркасных известковых организмов — цианобактерий, красных (багряных) водорослей, строматопорат и мшанок [6, 7, 12].

Установленные закономерности строения и распространения органогенных отложений межсолевой толщи нижнего фамена, преимущественно в северной части Припятского палеорифта [7, 8, 12], хорошо подтверждаются и на примере их изучения в западных районах региона. Здесь были изучены разрезы этих образований, вскрытые рядом скважин на территории Ветчинской (В-Ветчинская 1), Кузьмичевской (Кузьмичевская 1, Ю-Залесская 1), Южно-Микашевичской (Петриковская 469, Бриневские 3, 6, 10, Найдовские 1, 2, Туровские 1, 3) и Вересницкой (Вересницкая 2, Малышевская 1, Туровская 5) палеоотмелей раннефаменского бассейна [13]. При рассмотрении строения этих образований в стратиграфическом аспекте здесь наблюдаются следующие особенности.

В *задонское время* (кузьмичевской — вишанской стадий), связанное с наступлением в Припятском палеорифте 1—ой фазы мощной на Восточно-Европейской платформе раннефаменной трансгрессии, основное породобразующее значение на исследуемой территории имели желваки цианобактерий и раковинная фауна брахиопод. Они слагали аккумулятивные толщи заполнения — рассеянные включения, небольшие скопления, ракушняковые и желваковые (онколитовые) пласты различных мощностей от 0,1—0,2 до 20—40 м, часто переслаивающиеся с толщами песчаников, глин и т. д. и образывающие многоярусные биоритмиты. В некоторых разрезах встречаются также скопления пелеципод, серпулид, криноидей, харофитов. Массовому расселению биоса препятствовал постоянный снос (палеореки, конусы выноса) терригенного материала с Микашевичско-Житковичского выступа, о чем свидетельствуют довольно мощные и частые слои песчаников и алевролитов, особенно четко выраженные в разрезах на Туровской и Южно-Залесской площадях. Однако здесь, при преобладании терригенного седиментогенеза, на приподнятых участках дна палеоводоема продолжали обитать различные сообщества животных и растительных организмов. Они практически прекратили существование в конце тремьянской — начале вишанской стадий, когда нормально-морской бассейн сменился режимом сульфатородной лагуны [14]. Этот рубеж, известный как ангидритовая пачка (репер А) [2, 4], можно трактовать в Припятском палеорифте как «вишанское событие». Как видно из результатов исследований, в строении разрезов задонского горизонта из органогенных отложений преобладали в основном органогенно-аккумулятивные образования, органогенные же постройки практически отсутствовали, за исключением встречающихся по всему разрезу отдельных уровней со строматолитами (до 10—20 см), представленными желваковыми, корковыми и столбчатыми их формами.

В елецкое время (туровской—дроздовской стадий), характеризующееся в Припятском палеорифте наступлением 2-ой фазы раннефаменской трансгрессии, пришедшей на смену позднезадонскому (тремлянско-вишанскому) лагунно-сульфатному водоему, началось возрождение и значительное обновление органического мира в нормально морском бассейне. Вновь активно начали продуцировать транзитные цианобактерии — гирванеллы и ротплетцеллы, появилось много новых видов брахиопод, о чем свидетельствуют их остатки в разрезах, особенно часто в глинисто-карбонатных их разностях [15]. В карбонатных фациях, представленных наиболее чистыми известковыми илами, их сменяли багрянки и строматопораты, активно создававшие в дроздовскую стадию елецкого времени жесткие каркасы таких форм органогенных построек, как калиптры, биогермы и биостромы. В начальной же (туровской) стадии елецкого времени формировались глинисто-карбонатные осадки со смешанным составом активно-каркасной (прикрепленной) и пассивно-заполняющей (раковинной, желваковой) органики. Некоторые потенциальные каркасные организмы из-за повышенной подвижности вод в это время и замутненности их глинистой взвесью, не имея возможностей для прикрепления к твердому субстрату дна бассейна, образовывали желваковые формы нарастаний (сферические желваки) вокруг твердых подвижных объектов (песчинок, раковин, обломков) и даже обрастали друг друга. Таким образом, в елецкое время для известковых организмов существовали наиболее благоприятные условия для расселения, особенно на мелководных участках в северных и западных районах палеорифтового бассейна.

В петриковское время, наступившее после дроздовской стадии елецкого времени, условия осадконакопления в продолжавшем существовать нормально-морском бассейне начали меняться. Водоем испытал постепенное углубление и распространение фаций относительно глубокого шельфа в прибрежные зоны. Повышенный снос с окружающих пенеппенизированных территорий глинистого материала вызвал в бассейне изменение не только литофаций, но и состава биоса. В органогенных отложениях этого времени редко встречаются каркасные организмы, резко уменьшается количество желваков цианобактерий и брахиопод. Хотя площадь распространения аккумулятивных органогенных отложений в регионе почти не уменьшилась, таксономический состав органики в них оказался несколько иным. Это уже фауна (брахиоподы, криноидеи, пелециподы, наутилоидеи, остракоды, конодонты), обитавшая в более глубоких условиях моря [16]. Конец петриковского времени ознаменовался в Припятском палеорифте активизацией тектонических движений, повлекших за собой как дальнейшее углубление морского водоема, так и воздымание окружающих его территорий, что в результате привело к его изоляции от морских бассейнов Восточно-Европейской платформы. Это вызвало резкую смену как режима осадконакопления с нормально-морского елецко-петриковского на солеродный лебедянского времени уже среднего фамена, так и смену биоса. Такая резкая смена является очень важным рубежом в истории геологического развития Припятского палеорифта, который можно назвать как «припятское событие».

Следует отметить, что результаты биофациального изучения межсолевых органогенных отложений западных районов Припятского палеорифта имеют важное значение для определения перспектив их нефтегазоносности. Эти отложения, часто обладая хорошими коллекторскими свойствами, являются реальными или потенциальными ловушками углеводородов. В разрезах северных и западных районов палеорифта такие ловушки образовались внутри желваково-аккумулятивных карбонатных отложений (II-ой и IV-ой литопачек задонского горизонта) и органогенных построек (VI-ой литопачки елецкого горизонта), а в глинисто-карбонатных породах иногда со строматолитовыми постройками (III-ей и V-ой литопачек задонского горизонта и VII-ой литопачки петриковского горизонта) наоборот сформировались флюидоупоры (покрышки).

Литература

1. Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн.: Наука и техника, 1979. 176 с.
2. А. С. Махнач, И. И. Урьев, С. А. Кручек и др. Девонская межсолевая толща Припятской впадины. Мн.: Наука и техника, 1981. 220 с.
3. Махнач А. С., Москвич В. А., Кручек С. А. и др. Органогенные постройки девона Белоруссии / Мн.: Наука и техника, 1984. 236 с.
4. Пушкин В. И., Урьев И. И., Голубцов В. К. и др. Стратиграфия нижнефаменских отложений Припятского прогиба Мн.: Институт геологических наук, 1995. 140 с.
5. Геологическое строение и развитие платформенного чехла Беларуси. Мн.: БелНИГРИ, 1992.
6. Палеоэкология и современное состояние геологической среды Беларуси. Мн.: БелНИГРИ, 1998.
7. Стратиграфия и нефтеносность палеозойских отложений Беларуси. Мн.: БелНИГРИ, 2002.
8. Инновационное развитие геологической науки — путь к эффективному и комплексному освоению ресурсов недр. Мн.: БелНИГРИ, 2007.
9. Демидович Л. А. Формирование коллекторов нефтеносных комплексов Припятского прогиба. Мн.: Наука и техника, 1979. 158 с.
10. Москвич В. А. Тектонические закономерности образования карбонатных формаций древних платформ. Мн.: Наука і тэхніка, 1990. 199 с.
11. Научные чтения памяти Москвича Виталия Андреевича (1947—2002). Мн.: БелГЕО, 2003.
12. Геология, поиски и освоение месторождений полезных ископаемых Беларуси. Вып. 2. Мн.: БелГЕО, 2007.
13. Познякевич З. Л., Синичка А. М., Азаренко Ф. С. и др. Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы: К 70-летию БелНИГРИ Мн.: Беларуская навука, 1997. 696 с.
14. Минерально-сырьевые ресурсы Беларуси 2002: состояние и перспективы освоения. Мн.: БелНИГРИ, 2002. С. 198—202.
15. Пушкин В. И. // Докл. АН Беларуси, 1990. Т. 34, № 11. С. 1031—1034.
16. Актуальные проблемы геологии Беларуси и смежных территорий. Мн.: БелНИГРИ, 2008.

В. С. Конищев

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

РОЛЬ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ И СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

В платформенном чехле Припятского палеорифта мощностью до 6 км присутствуют две мощные, осложненные галокинезом соленосные формации: верхнефранская и фаменская, разделенные межсолевой нижнефаменской толщей. Они определяют особенности структуры платформенного чехла, ее изменения по разрезу и по площади, а также закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в платформенном чехле палеорифта.

Современная структура платформенного чехла Припятского палеорифта была сформирована в основном в рифтовую верхнефранско-фаменскую стадию развития, в меньшей степени в стадию наложенной синеклизы, под влиянием двух тектонических факторов: разломной и соляной тектоники. Соляная тектоника включает в себя галокинез в верхнефранской и фаменской соленосных толщах и суброзию (подземное растворение соли) в основном кровли верхней соленосной формации.

Структура поверхности фундамента и подсолевого комплекса Припятского палеорифта мелкоблоковая: субширотными рифтовыми сбросами они разбиты на ступени с северным наклоном отложений на севере в пределах Речицко-Вишанской, Червонослободско-Малодушинской и Заречинско-Великоборской ступеней и южным наклоном на юге в пределах Наровлянско-Ельской и Шестовичско-Сколодинской ступеней. В осевой части палеорифта выделяется Петриковско-Хобнинская зона осевых выступов с северным наклоном отложений на севере и с южным на юге. С юга и севера палеорифт ограничен Северо-Припятским и Южно-Припятским краевыми разломами амплитудой до 3—4 км и более и сопутствующими им зонами бортовых уступов. Подсолевой комплекс нарушен также Мальнско-Туровским, Пержанско-Симоновичским и Первомайско-Заозерным поперечными разломами северо-восточного простирания, которые являются широкими зонами дробления древнего заложения и длительного развития, активизированными на рифтовом этапе. Региональные и субрегиональные разломы сопровождаются многочисленными оперяющимися и сопутствующими разрывными нарушениями сбросового типа, что в совокупности и определяет сложную мелкоблоковую тектонику подсолевого комплекса. Мелкоблоковая тектоника наиболее характерна для осевой поднятой части палеорифта: Петриковско-Хобнинской зоны осевых выступов.

Малоамплитудные сбросы, сопутствующие основным ступенеобразующим разломам и оперяющие их, в основном затухают в пластичной нижней (верхнефранской) соленосной толще, осложненной галокинезом в центральных, наиболее погруженных частях палеорифта. Поэтому межсолевые отложения разорваны сбросами большой амплитуды, преимущественно ступенеобразующими, и на уровне нижней соленосной толщи отмечается переход от блоковой структуры подсолевого комплекса к блоково-пликативной структуре межсолевого комплекса. Этому способствует галокинез в верхнефранской соленосной толще: в результате течения соли в ослабленные зоны разломов сформировались соляные поднятия в поднятых и опущенных крыльях разломов, последние прислонены к плоскостям сбросов. Сбросы большой амплитуды (Речицко-Вишанский, Червонослободско-Малодушинский, Буйновичско-Наровлянский и др.) сопровождаются широкими зонами отсутствия межсолевых отложений. Эти зоны являются полигенными и образованы зиянием в зонах сбросов, раздвигом, в том числе в результате проявления галокинеза в нижней соленосной толще в приразломных зонах, размывом в поднятых крыльях сбросов и галокинетической эрозией солью нижней и верхней соленосных толщ в процессе течения каменной соли из опущенных в поднятые крылья сбросов.

Следует отметить, что степень нарушенности межсолевого комплекса разрывными нарушениями определяется мощностью нижней соленосной толщи. По западной периферии прогиба и в своде Хойникско-Хобнинского погребенного выступа, где мощность этой соленосной толщи минимальна и в ней нет проявлений галокинеза, разломы из подсолевого комплекса продолжают в межсолевой, и степень нарушенности разломами межсолевого комплекса не намного меньше чем подсолевого.

В более мощной верхней (фаменской) соленосной толще затухают и сбросы большой амплитуды, отражаясь по ее кровле и в надсолевых отложениях высокоамплитудными флексурами. Поэтому структура надсолевого комплекса пликративная: в нем выделяются валы и разделяющие их синклиналильные зоны. Этому переходу способствует галокинез в нижней галитовой подтолще фаменской соленосной толщи, мощность которой в результате пластического течения соли из опущенных в поднятые крылья сбросов уменьшается от первых десятков метров в межкупольных зонах до 2—3 км в соляных массивах. В условиях активного проявления галокинеза в галитовой подтолще в надсолевом комплексе формировались межкупольные поднятия типа щита черепахи над относительно симметричными прогибами межсолевого и подсолевого комплексов и асимметричные прогибы над ступенями.

Две мощные соленосные толщи в платформенном чехле Припятского палеорифта служат надежными флюидопорами для подсолевого и межсолевого нефтеносных комплексов.

Ловушками в подсолевом комплексе являются блоки, ограниченные в их поднятых частях несогласными сбросами. Коллекторы подсолевого комплекса в таких блоках экранированы по разломам нижнесоленосными и верхнесоленосными отложениями, в том числе соляными шлейфами, образованными при течении соли из опущенных в поднятые крылья сбросов. Таким образом, соленосные толщи и галокинез в них способствуют формированию надежных ловушек и тектонически экранированных залежей нефти. В межсолевом комплексе залежи нефти в подня-

тых и опущенных крыльях сбросов экранируются солью в зонах отсутствия межсолевых отложений, где верхнесоленосные отложения залегают на нижнесоленосных.

Блоки, ограниченные вверх по восстанию согласными сбросами, не имеют надежных солевых экранов для подсолевого комплекса, поэтому они не являются ловушками и не содержат промышленных залежей нефти. Такие блоки наиболее широко распространены в условиях мелкоблоковой тектоники Центрального нефтеносного района, что существенно снижает перспективы его нефтеносности.

Следует отметить, что мелкоблоковая тектоника подсолевого комплекса, особенно при преобладании согласных сбросов, приводила к отсутствию крупных нефтесборных площадей и рассеиванию углеводородов по многочисленным мелким блокам и по разрезу в результате вертикальной миграции по сбросам. Это одна из причин, почему основные и наиболее крупные нефтяные месторождения были открыты в Северной зоне ступеней, где степень нарушения подсолевого и межсолевого комплексов меньше, чем в во Внутреннем грабене.

В верхнесоленосном комплексе залежи нефти установлены в ангидритовых валах и банках основания галитовой формации, в корневском и шатилковском резервуарах — пластах карбонатных пород основания ритмопачек, слагающих галитовую подтолщу. Залежи нефти образовались в них в результате миграции из подстилающих межсолевых отложений.

Следует отметить, что галокинез в нижней и особенно в верхней соленосных толщах приводил и к частичному или полному разрушению залежей нефти в подсолевом и межсолевом комплексах. Соль, двигаясь из опущенных в поднятые крылья сбросов вдоль торцевых частей блоков, захватывала нефть и выносила ее в соляные массивы. Часть ее образовала мелкие залежи во внутрисолевых прослоях галитовой подтолщи, часть рассеяна в соли, на что указывают пленки нефти на плоскостях кристаллов каменной соли удлиненных в процессе ее течения. Часть этой нефти находится в брекчии кепрока соляных поднятий. Это пропитанные нефтью внутрисолевые прослои галитовой подтолщи, которые были сгружены в сводах соляных массивов в процессе растворения соли, при этом нефть в них была окислена в приповерхностных условиях. Пропитанная нефтью брекчия в кепроке соляных поднятий установлена на некоторых нефтяных месторождениях (Речицкое, Осташковичское, Тишковское и др.). По видимому, на таких месторождениях залежи нефти в подсолевом и межсолевом комплексах разрушались в процессе выноса нефти каменной солью в соляные массивы, но не были разрушены полностью. На это указывает обилие битумов ниже современных на древних водонефтяных контактах. На некоторых соляных поднятиях (Копаткевичское, Дудичское, Шестовичское, Наровлянское, Ельское и др.) при наличии битумов в брекчии кепрока залежей нефти в межсолевых и подсолевых отложениях не установлено, что может быть связано с их полным разрушением.

Залежей нефти в надсолевом комплексе Припятского палеорифта до сих пор не обнаружено. Вероятнее всего, их в нем нет, поскольку ввиду малых (до 3 км) глубин залегания они не погружались в главную зону нефтеобразования, и в них не было массовой генерации углеводородов. От нефтеносных межсолевых и подсолевых отложений они надежно экранированы двумя соленосными толщами, и поэтому условий для формирования залежей за счет вертикальной миграции из подстилающих отложений в них не было.

Таким образом, соленосные толщи предопределили закономерности размещения залежей нефти по разрезу Припятского палеорифта.

Галокинез в галитовой подтолще привел к образованию соляных массивов с мощностью каменной соли до 2—3 км. Это крупные месторождения каменной соли. Помимо добычи каменной соли методом подземного выщелачивания они могут использоваться для создания емкостей, пригодных для захоронения радиоактивных отходов и для хранения газа, нефти и нефтепродуктов.

Залежи калийных солей в глинисто-галитовой подтолще фаменской соленосной формации распространены в западной кутовой части солеродного бассейна, где мощность галитовой подтолщи невелика, и галокинез в ней не проявился. Здесь их распространение контролируется в основном разломной тектоникой: они приурочены к погруженным частям ступеней. В восточных частях таких залежей на их размещение некоторое влияние оказал и галокинез в галитовой подтолще: к сводам соляных поднятий, активно росших в процессе осадконакопления за счет течения соли галитовой подтолщи, мощность калийных горизонтов сокращается.

Галокинез в галитовой подтолще во многом предопределил формирование и особенности распространения залежей бурого угля и давсонита в каменноугольных отложениях. Эти залежи формировались в компенсационных синклиналях, которые прогибались за счет оттока соли из межкупольных зон в соляные массивы. Залежи давсонита формировались в результате воздействия на переотложенные в озерных водоемах компенсационных синклиналей алюмосиликатные породы коры выветривания щелочных растворов, которые образовались при растворении пород галитовой подтолщи, выходящих на поверхность в сводах соляных диапиров.

Залежи бурого угля в юрских и неогеновых отложениях накапливались в мульдах оседания, которые формировались в результате растворения каменной соли в сводах соляных и отраженных блоковых поднятий в основном в западной части Припятского прогиба.

Р. Р. Рудковский, В. Э.Кутырло

ОАО «Белгорхимпром»

БЛУЖДАЮЩИЕ РАССОЛЫ СОЛЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К настоящему времени в мире затоплено около 200 калийных и соляных рудников. Последняя такая катастрофа произошла в 2006 г на руднике БКПРУ — 1 Верхнекамского месторождения в Российской Федерации. За более чем 150 лет учеными предложены различные гипотезы причин аварийных притоков пресных вод в горные выработки. Однако до сих пор в этом вопросе отсутствует ясность и проблема безопасности от затопления соляных, в том числе и белорусских, рудников стоит весьма остро.

Среди причин, приводящих к авариям, доминируют техногенные гипотезы. Считается, что при проходке горных выработок образуется вертикальная зона трещиноватости с «зияющими» трещинами, которые и являются каналами для поступления рассолов и вод из вышележащих водоносных горизонтов. С целью предупреждения развития такой ситуации перед ведением горных работ, определяется необходимая мощность водозащитной толщи (ВЗТ), выше которой будут отсутствовать критические деформации.

Позволим с таким утверждением не согласиться. Трещиноватость образуется разнонаправленно, а не только по вертикали, и обломки породы, особенно глинистой, будут утрамбовывать, залечивать эти трещины. Обнаруженные в выработках зияющие трещины через 1—2 года исчезают. А затопление происходит зачастую через длительное время после окончания горных работ. Чтобы потекла вода в выработки, тем более от дневной поверхности, недостаточно трещин и пустоты горных выработок — нужен более мощный насос ниже водоносного источника. Анализ причин затопления ряда рудников (Ассе—II, Ассе—III, «Ашерслебен III», «Нейестассфурт», «Вестергельн», БКПРУ—1, БКПРУ—3 и др.) показывает, что аварии невозможно объяснить прорывом вод в выработки только по вертикальным «зияющим» трещинам.

В настоящей работе приводится авторская гипотеза причин аварийных притоков в горные выработки. Для объяснения рассмотрим процессы, происходящие на участке «захоронения» рассолов в соленосной толще. Такой участок обводненной соли назовем «рассольным пузырем» (рисунок). А. И Кудряшов [1], как и многие другие авторы [2, 3] утверждают, что при завершении садки солей рассолы из них отжимались. Это значит, что они выдавливались из области с высоким давлением, как пузыри воздуха в воде. В обычных условиях это означает, что они поднимались из глубины вверх. Этому помогали и происходящие в «пузыре» физико-химические процессы. Рассол в «рассольном пузыре», под воздействием сил тяжести расслаивается — в нижней части он более концентрированный, чем в верхней. Кровля «пузыря» подвергается воздействию капиллярного смачивания, диффузии, что приводит к микротрещиноватости, разрыхлению покровной соли. При этом надо полагать, что рыхлая («шламовая») соль и без трещин будет растворяться легче, чем более плотные, кристаллические, пусть даже трещиноватые ее разновидности. Всплытию «пузыря» не будет мешать и газовая «шапка», поскольку газ насыщен водой, а соль гигроскопична. «Пузырь» будет всплывать до появления преграды — водоупора, например, как в случае со Старобинским месторождением, в виде глинисто-мергельной толщи. В естественном состоянии рассолы скапливаются в первую очередь в зонах растяжения, сопутствующих сбросам. При изменении напряженно-деформированного состояния породного массива вследствие ведения горных работ, такие процессы будут происходить и в на участках близких к горным выработкам.



Рис. Схема "Рассольного пузыря" в соленосной толще, процессов и сил, обуславливающих его передвижение. Стрелками указано направление воздействия избыточного давления и перемещения "пузыря"

Заметим, вопреки утверждению А. И. Кудряшова [1] и многих других исследователей, соляная толща не является водоупором и вода проникает в соль не только по разломам. Подсолевые воды, источником которых является также дегидратация гипса при его переходе в ангидрит, отделены от соли глинистым или другим водоупором. Например,

появление битумов в соли обусловлено тем, что вода, подпирающая снизу нефть, под воздействием тектонических движений смешивается с нефтью и проникает в соль в виде «рассольных пузырей». Именно проникновение вод через всю соленосную толщу объясняет и образование зон замещения.

Вопреки бытующему мнению, А. И. Кудряшев [1] считает, что латеральная миграция рассолов преобладает над вертикальной. Гипотеза «рассольного пузыря» объясняет многие природные явления: мощное выщелачивание соляных куполов и образование на них шляп кепрока, «инверсию» поверхности соли на региональных разломах (например, разломы Северо-Западной тектонической зоны Старобинского месторождения). Особое значение предложенной гипотезы заключается в том, что, она обозначает опасность затопления рудников в местах тектонически ослабленных зон, в том числе зон разломов, однако не для того, чтобы вслепую от них отгораживаться огромными целиками, которые могут оказаться неэффективными. Необходимо подчеркнуть важность изучения зон тектонических нарушений и обнаружения в них рассолов, так как примеры показывают, а понимание процессов возникновения и движения «рассольных пузырей» объясняет, что приразломные целики, даже огромные, могут являться не защитой от рассолопритоков, а наоборот, провоцировать их, благодаря образованию на границе целика тектонических флексур с обильной трещиноватостью.

Литература

1. Кудряшо А. И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001.
2. Шиман М. И. Предотвращение затопления калийных рудников. М.: Недра, 1992.
3. Гарецкий Р. Г., Высоцкий Э. А. и др. Калийные соли Припятского прогиба. Мн.: Наука и техника, 1984.

О. В. Лукашёв

Белорусский государственный университет; oleg_lukashev@yahoo.com

ВКЛАД К. И. и В. К. ЛУКАШЁВЫХ В РАЗВИТИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основоположник белорусской геохимической школы академик К. И. Лукашёв (1907—1987) и его сын чл.-корр. НАН Беларуси В. К. Лукашёв (1938—1998) внесли значительный вклад в развитие различных направлений геохимических методов поисков. Ниже кратко освещены основные аспекты проведённых ими научных исследований.

1. *Геохимия зоны гипергенеза.* Изучение геохимии зоны гипергенеза являлось одним из важнейших направлений, развивавшихся К. И. Лукашёвым с 1930-х гг. наряду с четвертичной геологией и — в 1970—1980 х гг. — геохимией техногенеза. Данной проблеме был посвящён ряд монографий [1—8], в которых детально рассматривались литология, геохимия и зональные геохимические типы коры выветривания, характеризовались геохимическое поведение широкого круга элементов в гипергенном цикле миграции. Большой интерес в своё время вызвала написанная в соавторстве с В. К. Лукашёвым двухтомная монография «Геохимические поиски в зоне гипергенеза» [6], которая явилась одной из первых по данной проблеме в СССР и в течение многих лет использовалась как учебное пособие в Чехословакии, Югославии и других странах.

Это направление в дальнейшем (1970—1980-е гг.) активно развивалось В. К. Лукашёвым, который вёл теоретические и прикладные исследования вторичных ореолов рассеяния химических элементов в зоне гипергенеза (осадочные породы, почвы, воды, растительность и др.) различных районов СССР. В частности, в начале 1970-х гг. В. К. Лукашёв участвовал в изучении кор выветривания Урала (совместно с учеником К. И. Лукашёва Л. А. Гузовским); в 1970-е — начале 1980-х годов проводил совместные исследования с геохимиками Бурятского геологического управления и Бурятского геологического института АН СССР, неоднократно выезжал в Забайкалье, где изучал специфику протекания гипергенных процессов и образование кор выветривания, а также мерзлотные явления с целью оценки влияния этих факторов на формирование вторичных ореолов рассеяния. На территории Беларуси В. К. Лукашёвым в 1970—1980-х гг. целенаправленно изучались районы Житковичско-Микашевичского горста [9], Белорусского кристаллического массива и др. [10].

2. *Разработка новых методов.* В конце 1970-х годов В. К. Лукашёвым был разработан новый геохимический метод поисков полезных ископаемых с использованием искусственных сорбентов (подтверждено рядом авторских свидетельств). Метод вызвал большой интерес в СССР и за рубежом; более 20 геологоразведочных организаций и институтов приняли совместно с автором участие в его испытании. Одна из модификаций метода легла в основу поисков Au и прошла успешное испытание в сотрудничестве с бурятскими учёными в Саянах. На основе результатов многолетних работ с сорбентами в 1992 г. В. К. Лукашёв опубликовал специальную монографию [11].

3. *Геохимические поиски нефти и газа.* Направление развивалось К. И. Лукашёвым совместно с В. А. Лапутем во второй половине 1960-х гг. на базе изучения Припятской впадины [12, 13]. Следует отметить работу, посвящённую использованию битуминологических исследований в геохимических поисках нефти и газа [14].

В 1986 г. В. К. Лукашёв участвовал в советско-германско-польской экспедиции на научно-исследовательском судне «Академик Курчатов» (рейс 44) в Балтийском море, во время которой велось изучение газовых потоков с мор-

ского дна с целью поисков нефтяных месторождений. Проведённые им эксперименты показали возможность использования искусственных сорбентов для характеристики газовых потоков и выделения перспективных на нефть участков.

В заключение данного краткого обзора укажем, что подробное представление о теоретических и прикладных исследованиях, проведённых рассматриваемыми учёными в области геохимических поисков, можно получить, ознакомившись с оригинальными авторскими материалами, систематизированными в библиографических указателях [15, 16].

Литература

1. Лукашёв К. И. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Мн.: Изд-во БГУ, 1956. 305 с.
2. Лукашёв К. И. Геохимические процессы миграции и концентрации элементов в биосфере. Мн.: Изд-во БГУ, 1957. 220 с.
3. Лукашёв К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Мн.: Изд-во АН БССР, 1958. 470 с.
4. Лукашёв К. И. Очерки по геохимии зоны гипергенеза. Мн.: Изд-во АН БССР. 1963. 448 с.
5. Лукашёв К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Мн.: Наука и техника. 1964. 463 с.
6. Лукашёв К. И., Лукашёв В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза: В 2 кн. Мн.: Наука и техника, 1967.
7. Лукашёв К. И., Лукашёв В. К. Геохимия ландшафтов. Мн.: Выш. шк., 1972. 356 с.
8. Лукашёв К. И., Лукашёв В. К. Геохимия зоны гипергенеза. Мн.: Наука и техника, 1975. 424 с.
9. Лукашёв К. И., Лукашёв В. К., Матрунчик Л. И. Экспериментальные ландшафтно-геохимические поиски редкометалльных месторождений // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21, № 2. С. 172—175/
10. Лукашёв К. И., Кузнецов В. А., Лукашёв В. К. Геохимическое изучение земной коры. Мн.: Наука и техника, 1977. С. 125—138.
11. Лукашёв В. К. Искусственные сорбенты в прикладной и экспериментальной геохимии. Мн.: Наука и техника, 1992. 311 с.
12. Лукашёв К. И., Лапуть В. А. Геохимические методы поисков нефти и газа в Припятской впадине Белоруссии // Докл. АН БССР. 1968. Т. 12, № 12. С. 1107—1111.
13. Lukashiev K. I., Lapoot V. A. Geochemical prospecting for oil and gas in the Pripyat basin, Belorussia // Symp. on Deep Geochemical Prospecting. Inter. Geol. Congr. XXIII session. Czechoslovakia, 1968. P. 1—10.
14. Лукашёв К. И., Лапуть В. А. Использование битуминологических исследований в геохимических поисках нефти и газа // Докл. АН БССР. 1971. Т. 15, № 8. С. 728—730.
15. Библиографический указатель научных трудов академика АН БССР К. И. Лукашёва. Мн.: Наука и техника, 1987. 71 с.
16. Лукашёв Валентин Константинович: Библиографический указатель научных трудов. Мн.: Ин-т геологических наук, 1998. 58 с.

К. В. Лукашёв, В. И. Зуй

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА К ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЕ

Рост цен на энергоносители, наблюдающийся в последние годы, ограниченность собственных природных ресурсов нефти и газа заставляет уделять внимание использованию нетрадиционных и возобновляемых источников энергии, таких как биомасса, энергия ветра, солнца, гидроэнергия. Правительством Республики Беларусь поставлена задача интенсификации использования местных видов топлива и энергоресурсов, в том числе, и к геотермальной энергии.

Исследованиями последних лет показано [1, 2], что тепловое поле региона неоднородно, а ресурсы низкоэнтальной геотермальной энергии, заключенной в платформенном чехле, имеются на всей территории страны, в том числе — в Припятском прогибе, Оршанской впадине и сочленяющихся с ними структурах — Жлобинской седловине, Северо-Припятском плече и Бобруйском погребенном выступе. Наиболее изученной структурой в пределах Беларуси является Припятский прогиб, где в процессе нефтепоисковых работ пробурены сотни глубоких скважин, по которым выполнена регистрация термограмм.

Оршанская же впадина и обрамляющие ее структуры в южной части изучены хуже в геотермическом отношении. Здесь имеются лишь немногие глубокие скважины, вскрывшие кристаллический фундамент. В последние годы Оршанскую впадину и Северо-Припятское плечо начали рассматривать как новый возможно перспективный регион для поисков нефти в стране.

Переходная зона между Оршанской впадиной и Припятским прогибом вызывает значительный интерес в аспекте изучения ее теплового поля. Здесь выявлено контрастное тепловое поле. Исследованиями последних лет в рассматриваемом регионе показано, что положительная геотермическая аномалия северной зоны прогиба имеет продолжение в пределы впадины вплоть до широты гг. Березино — Борисов, названная в работе [5] Березинско-Светлогорско-Речицкой аномалией (рис.).

В пределах выделенной геотермической аномалии значения температуры на глубине 200 м изменяются от 14—15° С в северной зоне прогиба до 10—11° С в районе Березино — Борисов — Бельнич. Соответственно тепловой поток в северной зоне Припятского прогиба изменяется от 60—70 мВт/м² до 35—45 мВт/м² в направлении гг. Березино и Борисов, расположенных в Оршанской впадине. За пределами рассматриваемой аномалии тепловой по-

ток снижается до 25—30 мВт/м². В восточной части выделенная аномалия простирается в пределы западного склона Воронежской антеклизы.

Существующая сеть изученных мелких скважин недостаточна для описания детальной структуры как теплового поля в целом, так и плотности геотермальных ресурсов региона. Большинство из них завершены в зоне пресных и реже — минеральных вод, что затрудняет составление детальных геотермических карт для глубины более 200—300 м.

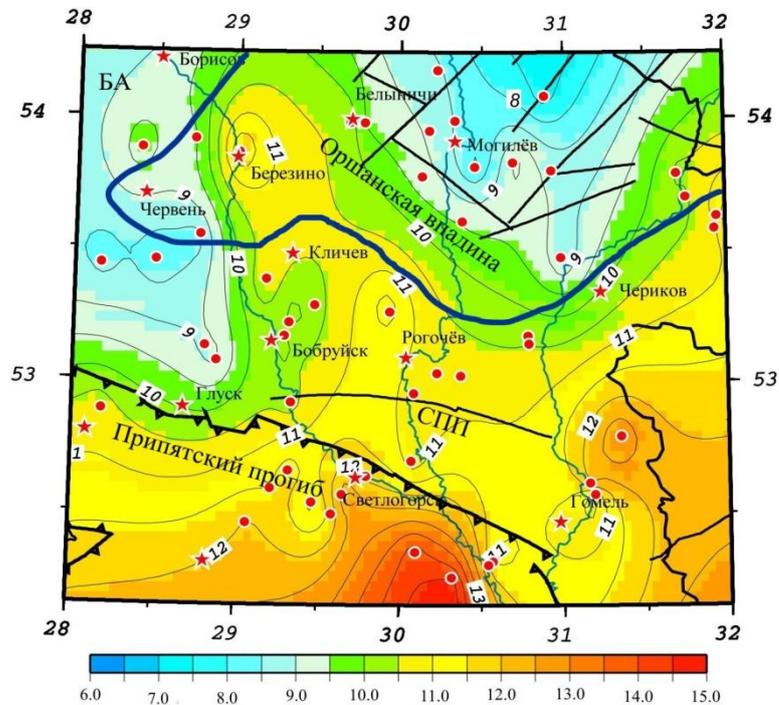


Рис. Карта распределения температуры (°С) на глубине 200 м в зоне перехода от Оршанской впадины к Припятскому прогибу. Красными точками обозначены изученные скважины, черными линиями — тектонические разломы. Жирной линией изображена южная граница Оршанской впадины. (БА — Белорусская антеклиза; СПП — Северо-Припятское плечо).

В Оршанской впадине, с пониженным тепловым потоком, отчетливой связи между известными разломами кристаллического фундамента и плотностью теплового потока не выявлено. Одним из объяснений относительной однородности и низких значений теплового потока в осадочном чехле Оршанской впадины служит обширная зона активного водообмена. Коэффициенты фильтрации водовмещающих горизонтов достигают 28—40 м/сут [8].

Исследования большинства термограмм Оршанской впадины, например, в пределах Лепельско-Полоцкой и Чашникско-Толочинской групп мелких скважин (от 100 до 270 м) показывают медленный рост геотермического градиента с глубиной, его минимальные значения в зоне активного водообмена отмечены в скважинах участка Козловка. Здесь температуры водовмещающих пород лежат в пределах 8—10°С. Наиболее отчетливо рост градиента с глубиной до 550—600 м можно проследить для скважины санатория Летцы, это свидетельствует о выраженном охлаждающем влиянии инфильтрации в проницаемой толще осадков

Существование положительной геотермической аномалии повышенных значений температуры и плотности теплового потока в северной зоне Припятского прогиба выявлено еще в 60-е годы прошлого столетия [3, 4]. Более детально структура поля прогиба рассмотрена в работах [5—7]. Положительная геотермическая аномалия северной зоны Припятского прогиба хорошо коррелирует с направлением основных разломов (Северный бортовой, Речицко-Вишанский, Симоновичско-Пержанский). Важным фактором в формировании этой аномалии служит поступление тепла в подошву платформенного чехла по зонам глубинных разломов, подтверждающаяся наличием в подземных водах этого региона аргона и гелия мантийного происхождения [7].

Зона положительной Березинско-Светлогорской геотермической аномалии тяготеет к направлению субмеридиональной Одесско-Беломорской зоны разломов, в пределах Оршанской впадины к ней можно отнести Чашникский разлом. Из-за краткости изложения не представляется возможным изучить плотность ресурсов геотермальной энергии изучаемого региона. Можно лишь отметить, что повышенные значения температуры в ее пределах позволяют судить о перспективности этой территории для практического использования подземного тепла.

Работа выполнена при поддержке БРФФИ, грант № X08P-047.

Литература

1. *Zui, V.* Geothermal anomalies within Belarus // Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии: материалы Междунар. Науч. Конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. Акад. Г. В. Богомолова: в 2 т. Т. 1., Минск, 2005. С. 330—332.
2. *Зуй В. И., М. С. Жук* Тепловое поле геологических структур Беларуси // Литосфера. 2006. Т. 2(25). С. 111—127.
3. *Протасеня Д. Г.* О некоторых вопросах гидро- и термодинамики Припятского грабена // Материалы конференции молодых ученых АН БССР. Минск, 1962. С. 193—199.
4. *Протасеня Д. Г.* Некоторые закономерности геотермии глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1962. Т. 6. № 1. С. 49—52.
5. *Зуй В. И.* Температура квазинейтрального слоя и геотермические аномалии Оршанской впадины // Литосфера. 2004. № 1(20). С. 156—159.
6. *Урбан Г. И., Левашкевич В. Г., Зуй В. И., Беляшов А. В.* Особенности геотемпературного поля Жлобинской седловины // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43, № 3. С. 104—107.
7. *Поляк Б. Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах Земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
8. *Жук М. С., Канора М. С.* Гидрогеотермические условия осадочного чехла восточной зоны Белорусской антеклизы // Сейсмологические и геотермические исследования на западе СССР. Мн., 1993. С. 165—177.

С. И. Гримус¹, А. В. Халецкий²

¹ПО «Белоруснефть», ²БелНИПИнефть

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРИСТОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДСОЛЕВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ОСТАШКОВИЧСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Проблема изучения пространственных закономерностей емкостных свойств карбонатных коллекторов Припятского прогиба достаточно широко и многосторонне освещается в отечественных публикациях. Для практических целей (подсчета запасов нефти, геолого-гидродинамического моделирования процесса разработки месторождения) необходимо знание не только общих закономерностей распространения физических свойств пород-коллекторов в пределах региона, но и на площади отдельных его структурных элементов.

Распространение коллекторских свойств карбонатных пород контролируется структурно-фациальными и литогенетическими факторами. В целом по Припятскому прогибу наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность в распределении емкостных свойств пород-коллекторов.

Наилучшие емкостные свойства пород-коллекторов отмечаются в северной, западной и южной частях в пределах структур второго порядка, а породы с несколько худшими коллекторскими свойствами развиты в депрессионных зонах и центральной структурно-тектонической зоне [1]. Установлено, что по мере удаления от тектонического нарушения удельная емкость коллекторов возрастает; увеличение продолжается до 1—2 км, после чего начинается значительное уменьшение рассматриваемых параметров пород [2]. Также отмечено, что на локальном уровне распределение емкостных свойств коллекторов носит волнообразный характер, отражающий направление слабых морских течений и незначительную дифференциацию дна бассейна. Малоамплитудные сбросы, амплитуда которых не превышает значений порядка 100—150 м, не оказывают влияние на распределение коллекторов [3].

В вертикальном разрезе, как правило, поры и каверны распределены спорадически по мощности коллектора. Емкостные характеристики коллектора определяются двумя методами: прямым (исследование керна) и косвенным (геофизические исследования скважин).

В разрезе Осташковичского месторождения в подсолевых отложениях выявлено три нефтяных залежи — воронежская, семилукская и саргаевская. Нефтеемещающими породами залежей служат типичные для Припятского прогиба доломиты и слабоглинистые известняки. Тип пород коллектора порово-каверново-трещинный, и саргаевского горизонтов — каверново-порово-трещинный.

Из 44-х скважин, вскрывших подсолевые отложения Осташковичского месторождения, в 17-ти (скв. 3, 6, 7, 9, 11, 14, 20, 35, 48, 64, 72, 74, 87, 93, 206, 207, 224) был отобран керн, по которому изучались физические свойства коллекторов. Детальность проведенных работ позволяет с высокой степенью достоверности судить о емкостных характеристиках коллектора в разрезе каждой отдельно взятой скважины. Эти данные являются основой для установления пространственных закономерностей в распределении коллекторских свойств горных пород.

По разрезу каждой из скважин от кровли воронежского до подошвы саргаевского горизонта нами построены графики распределения значений открытой пористости. Анализ показал, что для воронежского и саргаевского горизонтов отсутствуют какие либо закономерности в распределении пористости по разрезу; для семилукского горизонта прослеживается явная тенденция к увеличению значений к кровле горизонта. Такие вариации пористости в пределах семилукского горизонта можно объяснить различием в литологическом составе нижней и верхней пачки (нижняя представлена глинисто-карбонатными породами, верхняя — чистыми карбонатными породами без глинистой примеси).

Рассмотрим характер распространения открытой пористости коллектора по площади. Для этого на основе результатов интерпретации материалов ГИС подсолевой залежи Осташковичского месторождения проведена схематизация геологического разреза с выделением 25 слоев-коллекторов и 6 слоев-перемычек (слабопроницаемые слои). По каждому из слоев-коллекторов нами построены карты открытой пористости (рис.). Анализ и сравнение карт указывает на хаотичный характер распределения пористости в каждом из слоев.

Полученные результаты по распределению пористости позволяют оценить только самый общий характер неоднородности параметра как по разрезу, так и по площади и не отражают явных закономерностей. Поэтому, с достаточной для практических целей точностью, для подсчетов запасов нефти и моделирования истории разработки можно и необходимо оперировать средними значениями пористости как по отдельным слоям-коллекторам, так и по каждому горизонту в целом.

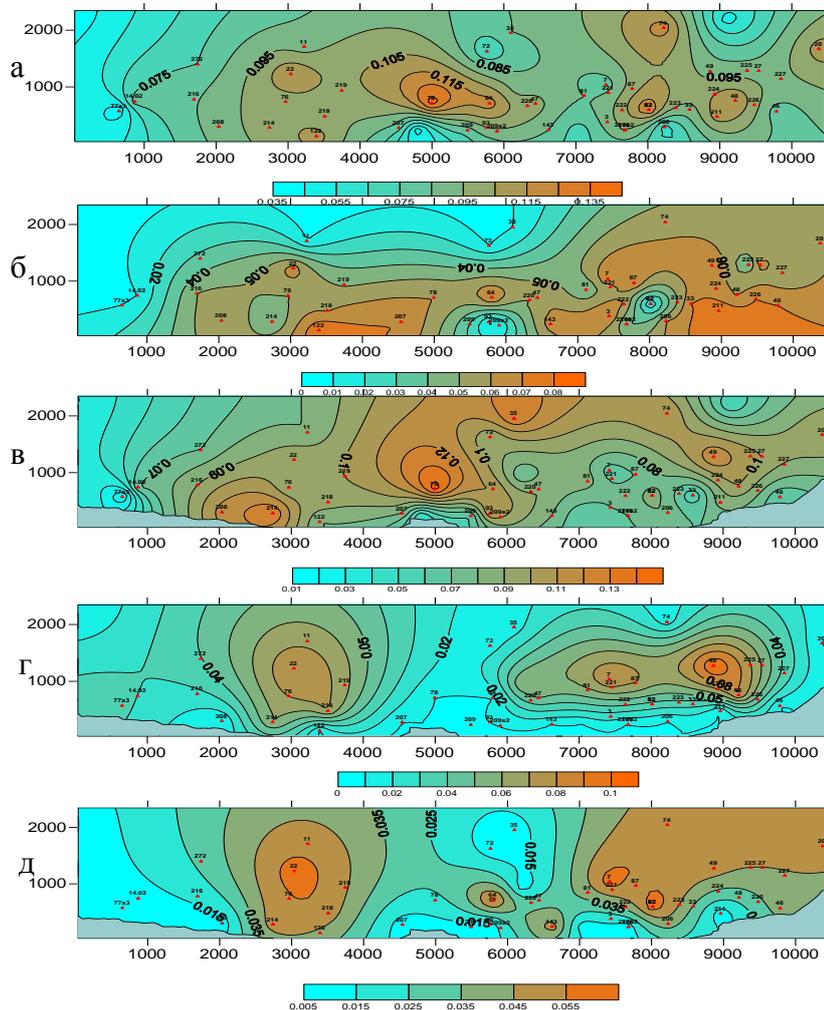


Рис. Карты открытой пористости: а — воронежский горизонт; б и в — семилюкский горизонт; г и д — саргаевский горизонт

Литература

1. Демидович Л. А. Формирование коллекторов нефтеносных комплексов Припятского прогиба. М.: Наука и техника, 1979. 160 с.
2. Богомо В. А., Слободянюк И. А. Условия формирования пород-коллекторов подсолевых отложений // Формирование и закономерности распространения пород-коллекторов девонских отложений Припятского прогиба. Мн.: БелНИГРИ, 1973.
3. Рынский М. А., Лобова Н. Л. Некоторые закономерности емкостных свойств карбонатных коллекторов подсолевых отложений в разломных зонах // Поиск и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь. Гомель: БелНИПИнефть, 1999. С. 98—02.

А. К. Карабанов

Институт природопользования НАН Беларуси

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

На территории Припятского прогиба неотектонические исследования стали проводиться только в последние десятилетия. Однако первые предположения о возможных проявлениях наиболее молодых тектонических движений земной коры в этом регионе относятся еще ко второй половине XIX в. Так, тектоническую предопределенность крупных форм рельефа и влияние тектонических движений на формирование гидросети отмечали А. П. Карпинский, А. П. Павлов, Д. Н. Анучин, Б. Л. Личков, Г. Ф. Мирчинк. Связь отдельных форм рельефа и рисунка гидросети тер-

ритории Припятского прогиба с особенностями неотектонических движений была показана в работах З. А. Горелика [3]. Проблемы новейшей тектоники и истории геологического развития Припятского прогиба в кайнозое отражены в публикациях Л. Ф. Ажгиревич, Р. Е. Айзберга, Р. Г. Гарецкого, В. Н. Губина, В. С. Конищева, Э. А. Левкова, А. В. Матвеева и др. [1,4,5].

В 1970—1980-х гг. были выполнены комплексные исследования современной геодинамики территории Припятского прогиба, базировавшиеся на сопоставлении результатов высокоточных геодезических измерений скоростей современных (главным образом вертикальных) движений земной коры с данными детальных геофизических и геохимических исследований (глубинное сейсмическое зондирование, вертикальное сейсмическое профилирование, измерение вариаций силы тяжести, гелиометрическое опробование грунтовых вод и др.). Повторное нивелирование повышенной точности выполнялось организациями ГУГК СССР в период с 1974 по 1987 гг., всего было сделано до 10—12 циклов повторного нивелирования по четырем региональным и нескольким десяткам локальных профилей, располагавшихся на расстоянии 5—10 км друг от друга. Основным результатом этих работ стало выявление общей картины современного геодинамического режима территории Припятского прогиба, обнаружение связанных с разломами очагов разуплотнения (повышенной трещиноватости) пород низов платформенного чехла (на глубине 2—4 км, зоны Речицкого и Червонослободского разломов) и фундамента (на глубинах от 8 до 33 км), а также признаков достаточно высокой современной активности большинства крупных разрывных нарушений [7].

Таким образом к началу 1990-х гг. было доказано, что на территории Припятского прогиба в новейшее время происходили разнонаправленные тектонические движения, движения по разломам приводили к появлению эрозионных врезов, контролировали размещение эоловых и других аккумуляций, гляциодислокаций, отторженцев, краевых конечно-моренных гряд, формирование террасированных поверхностей водно-ледниковых и аллювиальных равнин, образование карстовых полостей. В пределах Припятского прогиба было выделено и охарактеризовано свыше 300 локальных неотектонических поднятий с амплитудой от 5 до 20—30 м.

В последние годы был сделан новый шаг в изучении новейшей тектоники и геодинамики рассматриваемого региона, выполнено неотектоническое районирование запада Восточно-Европейского кратона и показано, что в новейшее время произошла перестройка структурного плана, сопровождавшаяся инверсией Припятского прогиба и формированием в его пределах неотектонической Припятской ступени [2].

В результате тектонической перестройки началось формирование одной из крупнейших неотектонических структур Центрально-Европейского сектора Евразийской литосферной плиты — Балтийско-Белорусской синеклизы, которая на территории Беларуси представлена Литовско-Эстонской моноклиной. В свою очередь Литовско-Эстонская моноклина осложнена рядом новейших структур более низкого ранга, к числу которых относятся Березинский структурный залив и Припятская ступень.

Припятская ступень относится к структурам регионального уровня. Она расположена в наиболее приподнятой южной части Литовско-Эстонской моноклины, тяготеющей к зоне сочленения этой моноклины с Польско-Подольским поднятием, Ровенской седловиной и Украинской антеклизой. Наложена на более древние палеозойские структурные формы (Подляско-Брестскую впадину, Полесскую седловину и западную часть Припятского палеорифта). Соответствует области наиболее значительного (до 150—170 м и более) неотектонического поднятия в пределах Беларуси. В состав Припятской ступени входит ряд субрегиональных неотектонических структур: Червоноозерский и Дрогичинский структурные носы, Лельчицкий выступ, а также многочисленные локальные структуры. Припятская ступень отчетливо выделяется по подошве четвертичных отложений в виде высоко приподнятой области с пологим уклоном с юга на север. На площади Припятской ступени бурогольная формация позднего олигоцена-среднего миоцена образует две основных площади: на востоке Подляско-Брестской впадины и на западе Припятского прогиба. Мощность бурогольной формации в пределах Припятского прогиба достигает 122 м. Эти площади соответствуют остаточным (появившимся после регрессии харьковского моря) заболачивающимся озерам, руслам и поймам рек, торфяным болотам. Накопление названных отложений в основном было связано с активизацией карбонатного и соляного карста, которая произошла на фоне общего поднятия Припятской ступени в позднем олигоцене — среднем миоцене. По данным А. В. Матвеева и Л. Ф. Ажгиревич (Матвеев и др., 1984) на отдельных участках в пределах Припятского прогиба в начальный этап накопления формации (поздний олигоцен-нижний миоцен) наблюдалось локальное прогибание с амплитудой до 30 м в северо-западной части Припятской впадины (Красная Слобода), до 30 м — в западной (Малишев, Житковичи), до 50 м — в юго-западной (Глушковичи). Наибольшие амплитуды колебательных движений были свойственны зоне Южно-Припятского разлома. В конце периода формирования бурогольной формации (средний миоцен) погружение (до 30 м) испытывала северная прибортовая часть Припятской впадины (Любань, Слуцк), зона ее сочленения с Полесской седловиной (Красная Слобода), и территория, примыкающая к северному и южному бортам Житковичского горста (Червоное озеро, Житковичи, Бринев).

Области накопления глинисто-алевритовой формации (конец среднего миоцена — ранний плейстоцен) на территории Припятской ступени в основном наследуют понижения, сформировавшиеся на более раннем позднеолигоцен-среднемиоценовом этапе. В это время площадь седиментации значительно расширяется и смещается к северу и северо-востоку, хотя мощность отложений редко превышает 20—25 м (максимальные значения — до 50 м). Глинисто-алевритовая формация накапливалась в обширных пресноводных водоемах и характеризует обстановку общего тектонического погружения территории Припятской ступени в позднем миоцене — раннем плейстоцене. Наибольшие мощности и соответствующие им амплитуды неотектонического опускания на отдельных участках рассматриваемой структуры в период накопления глинисто-алевритовой формации (поздний миоцен — ранний плейстоцен) достигают 50 м и более (Червонослободско-Малодушинская, Шестовичско-Сколодинская, Наровлянско-Ельская ступени палеозойского Припятского прогиба). Для территории Припятской ступени в целом характерна весьма небольшая (поряд-

ка 20—30 м, редко более) мощность отложений ледниковой формации среднего-позднего плейстоцена, что в несколько раз меньше этого показателя на северо-западе Беларуси.

Изложенное свидетельствует, что вплоть до среднего плейстоцена Припятской ступени в ее современном виде не существовало, поскольку в период накопления буроугольной и глинисто-алевритовой формаций область основной седиментации в целом еще наследовала допозднеолигоценовые структуры. Обособление Припятской ступени и ее поднятие над смежными участками Литовско-Эстонской моноклинали скорее всего относится ко времени накопления ледниковой формации (средний — поздний плейстоцен). В пределах Припятской ступени выделены более мелкие структуры: Дрогичинский и Червоноозерский структурные носы, Лельчицкий выступ, а также десятки локальных форм, связанных с развитием соляных структур

В восточной части территории палеозойского Припятского прогиба в новейшее время сформировался неотектонический Березинский структурный залив, который характеризуется меньшими относительно смежных участков Припятской ступени значениями амплитуд неотектонического поднятия (менее 100 м). В пределах рассматриваемого залива также широко распространены небольшие малоамплитудные структуры, наследующие соляные поднятия.

В пределах как Припятской ступени, так и Березинского структурного залива установлены неотектонические ступени более низкого ранга, в общих чертах наследующие структуры более глубоких горизонтов платформенного чехла. Особенно отчетливо такая унаследованность проявляется в пределах Шестовичско-Сколодинской и Наровлянско-Ельской тектонических ступеней в южной части палеозойского Припятского прогиба. Неотектонические ступени прослеживаются по подошве олигоценовых, неогеновых и четвертичных отложений и ограничены флексуроподобными уступами, сформировавшимися над разломами. Ширина ступеней изменяется от 6—8 до 50—60 км, амплитуда смещений по подошве олигоцена достигает 15—25 м. Ступени имеют вид погребенных куэст, площадки которых наклонены к югу в сторону Южно-Припятского краевого разлома. В наиболее опущенных южных частях ступеней отмечается увеличение мощности морских нижнеолигоценовых образований, что говорит о заложении рассматриваемых структур в течение последних фаз существования харьковского бассейна. Мощность терригенных отложений буроугольной и глинистоалевритовой формаций позднего олигоцена — раннего плейстоцена, напротив, в пределах отдельных ступеней (количество таких ступеней не менее пяти) почти не меняется, зато все ступени четко отражаются в распределении мощностей среднеплейстоценовых отложений ледниковой формации, причем разница мощности четвертичных отложений в опущенных и поднятых частях каждой ступени заметно больше, чем этот же показатель у раннеолигоценовых аккумуляций. Следовательно, основная фаза формирования рассматриваемых локальных структур приходится на средний плейстоцен.

Исследованиями З. А. Горелика, Э. А. Левкова, А. В. Матвеева и др. на многочисленных примерах было показано, что подавляющее большинство неотектонических структур проявилось в строении отложений ледниковой формации, динамике и структуре плейстоценовых ледниковых покровов, формировании гидрографической сети и характерных черт рельефа. При этом формы рельефа (морфоструктуры) собственно тектонического происхождения (тектонические уступы, ступени, локальные поднятия и опускания) встречаются реже, чем формы, имеющее в целом иное, — аккумулятивное или эрозионное экзогенное происхождение, но обнаруживающие связь с элементами неотектонического структурного плана.

К первой, наиболее распространенной группе форм рельефа тектонического происхождения относятся многие локальные поднятия, обособленные на фоне выравненного рельефа Белорусского Полесья. Вторую группу тектоногенных форм рельефа представляют малоамплитудные неотектонические ступени, наследующие аналогичные палеозойские формы (Шестовичско-Сколодинскую, Наровлянско-Ельскую ступени), а также примыкающие к Южно-Припятскому и Южно-Днепровскому разломам. В некоторых местах уступы таких ступеней образуют борта речных долин. Так, северный борт долины Припяти на значительном протяжении представляет собой уступ сформировавшейся главным образом в среднем плейстоцене неотектонической ступени, наследующей палеозойскую Шестовичско-Сколодинскую ступень.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проекты Х06МС-035, Х08Р-206).

Литература

1. *Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Карабанов А. К., Палиенко В. П., Шляупа А. И.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // *Геотектоника*. 1999, №5. С.3—14.
2. *Геология Беларуси* / Под ред. А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Мн: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.
3. *Горелик З. А.* О времени и причинах формирования Полесской низменности // *Докл. АН БССР*. 1965. Т. 9, № 2. С.101—104.
4. *Матвеев А. В.* О влиянии неотектонических движений на характер антропогенного осадконакопления на территории Припятской впадины // *Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии*. Мн, 1979. С. 128—135.
5. *Матвеев А. В., Абраменко Н. Н., Левков Э. А., Костко А. А.* Неотектоника территории Припятского прогиба. Мн., 1980. 106 с.
6. *Матвеев А. В., Левков Э. А., Ажгиревич Л. Ф.* и др. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья. Мн, 1984. 134 с.
7. *Сидоров В. А., Богдасарова М. В., Атанесян С. В.* и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность М.: Наука, 1989. 200 с.
8. *Тектоника запада Восточно-Европейской платформы* / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн.: Наука и техника, 1990. 168 с.

А. К. Карабанов, Т. Б. Рылова, И. Е. Савченко

Институт природопользования НАН Беларуси

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

На территории Припятского прогиба мощность четвертичных отложений составляет в среднем 20—60 м, в глубоких ложбинах возрастает до 150—190 и более метров. Основная часть разреза представлена песчаными отложениями: преимущественно водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными. Конечно-моренные образования приурочены к ограниченным площадям в северной и южной частях Припятского прогиба. В толще четвертичных отложений территории юго-востока Беларуси, где расположен Припятский прогиб, выделяются следующие стратиграфические подразделения: гомельский, брестский, наревский, беловежский, березинский, александрийский, припятский, муравинский, поозерский и голоценовый горизонты [1].

Гомельский горизонт включает два подгоризонта: вселюбский и ельнинский. Отложения вселюбского подгоризонта изучены в нескольких разрезах Речицкого Поднепровья, их мощность не превышает 1 м, представлены в основном глинами сизовато- и буровато-серыми, неслоистыми. Ельнинский подгоризонт изучен только палеокарпологическим методом по разрезу скв. 7173 у д. Букча, где представлен отложениями торфянистого сапропелита на гл. 28,0—38,5 м [2].

Брестский горизонт включает два подгоризонта: варяжский и ружанский. Отложения горизонта представлены глинами, суглинками, супесью, алевроитом, песком, общей мощностью до 30 м. В Припятском прогибе известны только отложения ружанского подгоризонта, изученные Т. В. Якубовской по разрезу Букча в Лельчицком районе [3].

Наревский горизонт. Наревский ледник покрывал северную, центральную и частично южную части территории республики. Нет единой точки зрения относительно границы его распространения. В пределах Припятского прогиба морена наревского оледенения сохранилась в основном в ложбинах ледникового выпахивания и размыва, где мощность ледниковых и водноледниковых отложений достигает 10 м и более (максимальная мощность до 78 м в Сожской ледниковой ложбине). Морена наревского возраста отличается повышенной глинистостью, небольшим количеством обломков кристаллических пород и сравнительно высоким содержанием монтмориллонита. На территории Припятского прогиба вещественный состав древнейшей морены детально изучен во многих стратотипических разрезах Речицкого Приднепровья. Эта зеленовато-серая морена вскрыта по днищу Ведричской ледниковой ложбины, где она перекрыта озерными и озерно-аллювиальными осадками со спорово-пыльцевыми комплексами и диатомовой флорой, характерными для беловежского межледниковья [4, 5].

Беловежский горизонт. На территории Припятского прогиба широко распространены и хорошо изучены комплексом палеоботанических методов отложения беловежского межледникового горизонта. Этот горизонт подразделен на три подгоризонта: борковский, нижнинский и могилевский. Борковский и могилевский соответствуют теплым интервалам, а нижнинский — разделяющему их холодному. Мощность отложений довольно значительная, около 20 м, в бассейнах Днепра и Припяти достигает 36 м [6]. На территории Припятского прогиба находятся парастратотипические разрезы горизонта — скв. 13 Б и 55 Б у д. Красная Дуброва Гомельской обл. [4, 5]. Отложения борковского подгоризонта подразделены на 8 региональных пыльцевых зон (bl 1 – bl 8 R PAZ), нижнинского — на 3 (nz 1 — nz 3 PAZ), могилевского — на 5 (mg 1 — mg 5 R PAZ) [7, 8, 9].

Березинский горизонт. К березинскому ледниковому горизонту принадлежит сложный комплекс собственно ледниковых, водно-ледниковых и перигляциальных отложений. Основное место в этом комплексе занимают моренные породы. Морена березинского оледенения в плейстоценовой толще установлена почти повсеместно не только по ее позиции в опорных стратиграфических разрезах под отложениями александрийского межледниковья, но и по четким критериям микропетрографической корреляции. Березинский ледник покрывал почти всю территорию Беларуси, за исключением самой южной части Припятского прогиба. Мощность березинских отложений в прогибе обычно не превышает 20 м. Толща отложений неоднородная, включает валунные супеси, суглинки и глины серого или буровато-серого цвета, разнородные пески, супеси, песчано-гравийный материал. Ледниковые отложения березинского возраста во многих случаях, как и наревские, обогащены монтмориллонитом.

Александрийский горизонт. В Припятском прогибе широко распространены отложения этого межледниковья, их мощность здесь достигает 10—16 м. Александрийские отложения представлены аллювиальными, озерными и болотными образованиями: песками разной зернистости, супесями, суглинками, глинами, часто гумусированными, мергелями, гиттиями, торфом.

По данным палинологического анализа межледниковые александрийские отложения территории Беларуси подразделены на 5 региональных пыльцевых зон (alk1—alk5 R PAZ), которые соответствуют определенным фазам развития растительности [7].

Припятский горизонт по объему отвечает двум подгоризонтам: нижнему (днепровскому) и верхнему (сожскому). Оба подгоризонта соответствуют ледниковым отложениям в ранге крупных стадий. Двучленное строение морены обязано своим происхождением двум стадиям оледенения: днепровской и сожской на территории Беларуси [1]. Отложения, разделяющие эти два моренных подгоризонта, имеют исключительно ледниково-рецессионный характер. До сих пор неизвестны какие-либо разрезы с содержанием органических остатков, которые могли бы указывать на потепление интерстадиального типа. Межледниковые образования в этом сложно построенном комплексе также не

обнаружены. Вероятно, названные стадии следует рассматривать как довольно значительные подвижки края единого ледника, обусловленные периодическими изменениями климата в рамках одного хроностратиграфического интервала. Отложения днепровского подгоризонта на территории Беларуси распространены практически повсеместно. На юге Беларуси днепровская морена и связанные с ней водно-ледниковые отложения образуют первую от поверхности ледниковую толщу. Преобладающие мощности днепровской морены 10—18 м. Основная часть ледникового комплекса отложений днепровского подгоризонта представлена валунными супесями. Встречаются также валунные суглинки и глины. Граница распространения ледниковых отложений сожского подгоризонта проводится примерно через населенные пункты Каменец, Ивацевичи, Ганцевичи, Любань, Бобруйск, Рогачев, Костюковичи, Климовичи [6].

Муравинский горизонт. Отложения муравинского межледникового горизонта широко распространены на территории Припятского прогиба, где не перекрываются мореной, а залегают под водно-ледниковыми, перигляциальными, озерными, аллювиальными и другими образованиями. Муравинские отложения представлены озерными песками, супесями, суглинками, глинами, гиттиями, мергелями, аллювиальными песками, супесями, а также болотными образованиями (торфом). Мощность муравинских отложений сравнительно невелика и в среднем составляет 2—5 м, достигая иногда 17—20 м. По палинологическим данным выполнено биостратиграфическое подразделение отложений муравинского горизонта на 9 региональных пыльцевых зон (mг 1—mг 9 PAZ) [8].

Поозерский горизонт. В поозерское время ледник покрывал лишь северную часть Беларуси. В Припятском прогибе поозерские отложения распространены повсеместно и представлены главным образом озерно-аллювиальными образованиями и аллювием вторых надпойменных террас. В это время началось накопление лессовидных отложений, которые имеют широкое распространение в пределах Мозырской возвышенности (мощность свыше 10 м).

Проблема стратиграфического расчленения четвертичных отложений остается актуальной и в настоящее время. Совершенно очевидно, что из-за недостатка фактического материала наименее изученными как в геологическом отношении, так и в палеонтологическом, являются гомельский и брестский горизонты. По некоторым вопросам, касающимся числа ледниковых и межледниковых горизонтов, их объема, стратиграфической позиции, корреляции и т.д. среди исследователей нет единой точки зрения. Так, по А. Ф. Санько и др. [3], древнейший наревский ледниковый горизонт разделен на три подгоризонта, соответствующих двум самостоятельным оледенениям — новогрудскому и ясельдинскому, разделенным корчевским межледниковьем. Однако, согласно исследованиям С. Д. Астаповой, по микропетрографическим показателям древнейшая морена, залегающая ниже осадков беловежского межледниковья на территории Припятского прогиба [10] и Березовского страторайона, относится к наревскому оледенению, т.е. беловежскому межледниковью предшествовало только одно — наревское оледенение, а не ясельдинское и новогрудское. Выделение межледникового корчевского подгоризонта в составе наревского горизонта также необосновано. Состав палинофлоры, сукцессия пыльцевых зон и особенности пыльцевых диаграмм разреза Корчево сопоставимы с таковыми могилевского подгоризонта беловежского горизонта, что позволяет сделать вывод о формировании межледниковой толщи разреза Корчево в могилевское время [11 и др.].

Нет единого мнения у геологов и палеонтологов по вопросу о том, являются ли самостоятельными межледниковьями борковское и могилевское или это лишь два оптимума одного сложного беловежского межледникового интервала. Выделению самостоятельного нижнинского ледникового горизонта, однако, препятствует отсутствие морены в интервале, разделяющем рассматриваемые подгоризонты.

Что касается припятского горизонта, то следует отметить, что некоторые исследователи [12 и др.] до настоящего времени считают самостоятельными днепровское и сожское оледенения, разделенные шкловским межледниковьем. Однако одновозрастность шкловских и беловежских отложений давно доказана исследованиями многих специалистов [4, 5, 13 и др.], а днепровский и сожский горизонты объединены в один — припятский [1].

Несомненно, белорусскими геологами и палеонтологами достигнуты большие успехи в разработке стратиграфии четвертичных отложений Беларуси, основанные на изучении и обобщении большого фактического материала, детальном исследовании опорных разрезов, ключевых участков и страторайонов геологическими, геоморфологическими, биостратиграфическими и другими методами. Однако, еще остается ряд вопросов, требующих уточнения и дальнейшего детального изучения.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект X08MC-035).

Литература

1. Якубовская Т. В., Назаров В. И. Стратиграфическая схема отложений эоплейстоцена Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 1993. Т.37, № 4. С. 100—104.
2. Санько А. Ф., Величкевич Ф. Ю., Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К., Матвеев А. В., Карабанов А. К., Мотузко А. Н., Илькевич Г. И. // Літасфера. Т. 22, № 1. 2005. С. 146—156.
3. Махнач Н. А., Рылова Т. Б. Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн., 1986. С. 56—75.
4. Хурсевич Г. К., Логинова Л. П. Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн., 1986. С. 76—142.
5. Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Мн., 1990.
6. Рылова Т. Б. Биостратиграфическое расчленение беловежского и александрийского межледниковых горизонтов плейстоцена на территории Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 1998. Т. 42., №4. С. 114—117.
7. Палеогеография кайнозоя (под ред. А. В. Матвеева), Мн. 2002.
8. Рылова Т. Б., Савченко И. Е. Реконструкция палеотемператур беловежского и могилевского межледниковий Беларуси // Доклады НАН Беларуси, 2004. С. 87—91.

9. Астапова С. Д. Минералогия и геохимия морен Ведричской палеогеографической арены // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн., 1986. С. 17—30.
10. Рылова Т. Б. О возрасте и стратиграфическом положении межледниковых отложений разреза Корчево // Доклады НАН Беларуси. 2006. Т. 50, № 3. С. 97—101.
11. Еловичева Я. К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Мн, 1979.
12. Величкевич Ф. Ю., Санько А. Ф., Рылова Т. Б., Назаров В. И., Хурсевич Г. К., Литвинюк Г. И. Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4., №6. С. 75—87.
13. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

С. А. Юдаев

Белорусский государственный университет

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГИПСОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ БРИНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В ходе предварительной разведки в 1996—2000 гг. Белорусской геолого-разведочной экспедицией крупного Бриневского месторождения гипса, расположенного в Петриковском районе Гомельской области, были пробурены 39 скважин глубиной 204—531 м, в которых был выполнен комплекс геофизических исследований. Кроме проведенных исследований, осуществлено химическое опробование продуктивных пластов гипса и ангидрита, изучен петрографический состав сульфатных образований и определена мощность продуктивных пластов гипса.

Во время разведочных (буровых) работ отбор керн рыхлых мезо-кайнозойских отложений не производился до кровли турнейских отложений карбона. Ниже, по отложениям турнейского яруса карбона, полесской свиты и вмещающим породам гипсоносной толщи, фактический выход керн составил 57 %, по пластам гипса — 88 %.

Несмотря на незначительные технико-технологические недостатки при бурении скважин (№22, 25, 36), благодаря хорошему выходу керн по гипсовым горизонтам и сопоставлению с близлежащими скважинами, проведена уверенная корреляция всех гипсовых горизонтов по всем скважинам, дана комплексная прогнозная оценка с учетом подсчитанных запасов полезных ископаемых.

В фаменской гипсоносной толще верхнедевонского возраста Бриневского месторождения выявлены четыре основных гипсовых горизонта. Вследствие значительной маломощности и невыдержанности по простиранию, подчиненное значение имеют I и II гипсовые горизонты месторождения.

Самый верхний, I гипсовый горизонт, стратиграфически соответствующий шатилковским слоям оресского горизонта, не имеет широкого распространения и вскрыт лишь девятью скважинами на глубинах от 197 до 394 м. В строении горизонта участвуют один, два (I а и I б, сверху вниз), а в скважине 43 — три гипсовых пласта. Характерной особенностью этого, не имеющего практического значения, горизонта является широкое развитие не только пластовых, но и прожилковых гипсовых тел, представляющих интерес для изучения разных морфогенетических типов гипса и природы трещиноватости пород Бриневского месторождения. II гипсовый горизонт, залегающий в 15—60 м ниже I горизонта и стратиграфически соответствующий найдовским слоям оресского горизонта, распространен более широко: он вскрыт 30 скважинами на глубинах от 157 до 522 м. Горизонт представлен двумя (II а и II б) пластами гипса, разделенными пачкой карбонатно-глинистых пород мощностью от 8 до 26 м. Пласт II а в большинстве разрезов более мощный, чем пласт II б (мощность первого достигает 18,2 м, второго — не более 4,2 м).

Основную промышленную ценность представляют наиболее выдержанные по мощности и качеству два нижних (III и IV) горизонта в виде пластообразных залежей, осложненных многочисленными дизъюнктивными нарушениями. III гипсовый горизонт вскрыт 38 скважинами на глубинах от 149,3 до 470,2 м, и стратиграфически соответствует залесским слоям лебедянского горизонта. IV гипсово-ангидритовый горизонт вскрыт 33 скважинами на глубинах от 188,5 до 496,3 м и соответствует боричевским слоям лебедянского горизонта.

Мощность продуктивных пластов колеблется от 2—3 до 26,4 м. Они характеризуются высоким содержанием гипса (63,85—93,86 % по скважинам и 81,84—89,56 % по подсчетным блокам). Объемная масса гипсовой породы составляет 2,28—2,40 г/см³ (средняя 2,29 г/см³), пористость 0,01—0,31 %, естественная влажность 0,011—0,324 %, водопоглощение 0,011—0,261 %, сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 71,87—191,9 кгс/см², водонасыщенном — 88,27—178,8 кгс/см².

Ангидритовые породы характеризуются следующими физико-химическими свойствами: объемная масса 2,39—2,80 г/см³ (средняя 2,53 г/см³), пористость 0,042—0,235 %, естественная влажность 0,003—0,179 %, водопоглощение 0,003—0,180 %, сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 93,98—401,47 кгс/см², в водопоглощенном — 138,80—391,28 кгс/см². Они приурочены к IV горизонту в виде мощных пластов, гнезд, прожилков, которые входят в состав первично-седиментационных сульфатно-карбонатных пород (мергели, глины, известняки и доломиты).

Запасы полезного ископаемого в III и IV горизонтах (до глубины 300 м от земной поверхности) составляют: гипса по категории С₁—177,1 млн т, С₂—163,4 млн т, ангидрита по категории С₁—96,2 млн т, С₂—41,45 млн т. Подсчет запасов гипса и ангидрита на месторождении выполнен в соответствии с временными кондициями, разработанными БелГОРХИМПРОМом в 1994 г.

Сравнительный анализ мощностей залегания, качества, кондиций гипса и контуров распространения всех основных гипсоносных горизонтов Бриневского месторождения показывает, что самым ценным в промышленном отношении является III гипсовый горизонт. В пределах месторождения он имеет почти повсеместное площадное распространение.

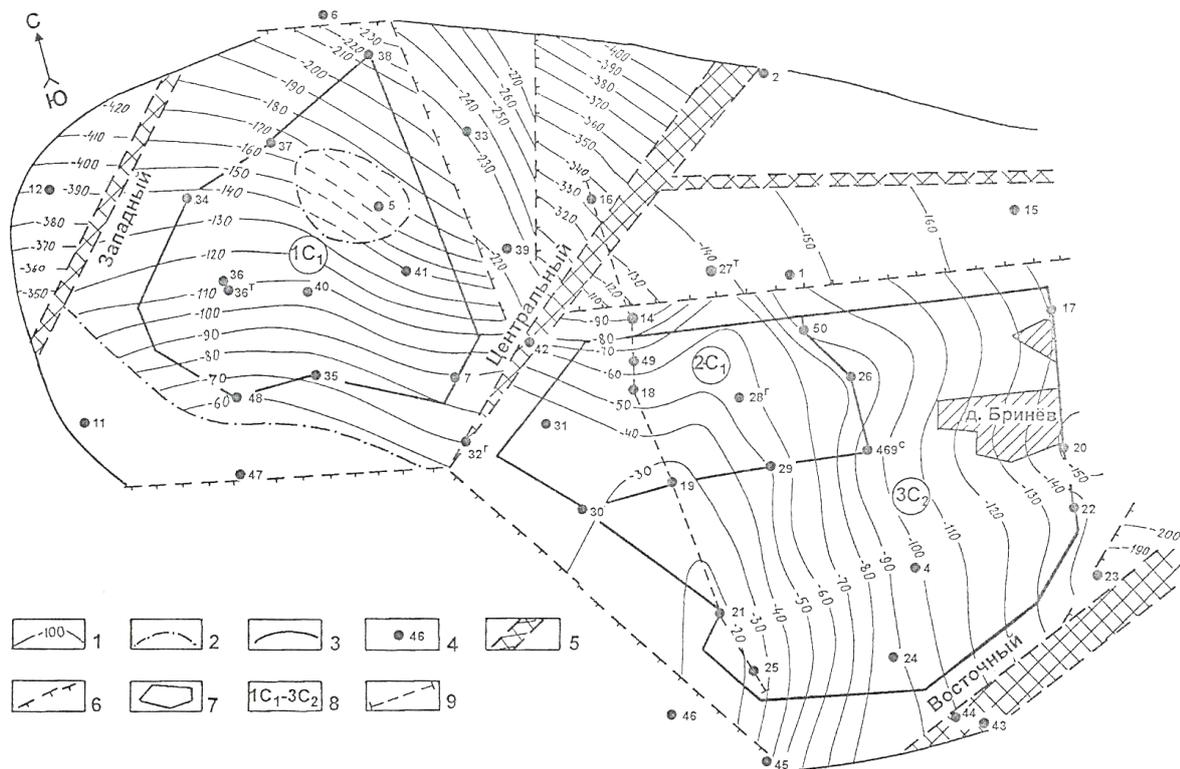


Рис. Структурная карта кровли 3 — гипсового горизонта Бринёвского месторождения (по В. Д. Кожину): 1 — изогипсы кровли 3 — го гипсового горизонта; 2 — граница распространения 3 — го гипсового горизонта; 3 — граница Бринёвского месторождения; 4 — поисковые и разведочные скважины; 5 — разломы с амплитудой более 100 м; 6 — малоамплитудные разломы (менее 100 м); 7 — контуры блоков подсчёта запасов гипса категорий С₁ и С₂; 8 — номера блоков подсчёта запасов; 9 — линия геологического разреза.

По кровле III гипсового горизонта месторождение представляет собой тектонический блок субширотного простираения, разбитый многочисленными субвертикальными макро – и микротрещинами в результате разломной и гипсовой тектоники. Залегает в 9,2—15,2 м ниже второго гипсового горизонта, а в местах его отсутствия на 30,2—40,4 м ниже первого гипсового горизонта. В составе кровли преобладает доломит и ангидритово- гипсово-мергельная порода.

Подошва III горизонта, находящаяся на 11,9—26,5 м выше IV горизонта (скв.11,69 с) осложнена многочисленными дизъюнктивными деформациями, где до IV горизонта ангидритовые глинисто-карбонатные прослои с прослойками мелко-среднезернистого плотного песчаника образуют своеобразный седиментационный цикл.

Мощность третьего гипсового горизонта составляет от 1,2—22,8 м (СКВ. 9) и залегает он на глубине 149,3—470,2 м почти горизонтально, несколько погружаясь в северо-восточном направлении. Угол погружения горизонта в северном направлении составляет 0°50' — 3°, в восточном — 3°45', выполаживаясь в северо-восточном направлении до 2°54' и далее до 0°50'. Абсолютные отметки подошвы горизонта изменяются от 105 до 108 м (скв.4,7,469 с), в сводовой части структуры до 310 м (скв. 69 с) на ее северо-восточном крыле.

Гипсовый горизонт имеет довольно сложное строение, состоит из пачек многочисленных гипсовых прослоев, объединяемых в один мощный продуктивный пласт гипса. Относительно простое строение пласт гипса имеет только лишь в центральной части месторождения (скв.1, 4, 5), где мощность последнего составляет 2,1—8,0 м. Незначительные прослои мощностью 0,6 м мергеля и доломита встречены в западной части месторождения.

В восточном простираении пласт гипса расщепляется на две пачки (III а и III б) с увеличением расстояния между ними в этом направлении от 0,6 (скв. 9) до 8,1 м (скв. 10) и 23,7 м (скв. 29 с), т.е. расчлененные пачки гипса в указанных скважинах практически являются самостоятельными гипсовыми пластами. В восточной части месторождения в скважине 10 пласт III а залегает на глубине 394,0 м, а в скважине 69 с — на глубине 392,4 м, мощность его соответственно составляет 15,5 и 15,9 м. В результате наличия в пласте III а нескольких прослоев доломита и мергеля мощностью 0,9—1,9 м он отличается сложным строением. Междупластие пластов III а и III б сложено трещиноватости, сильно брекчированными мергелями и доломитами. В свою очередь, пласт III б в восточной части месторождения залегает на глубинах от 421,9 м (скв.10) до 433,1 м (скв. 69 с). Его мощность в скважине 10 составляет 14,3 м, в скважине 69 с — 11,4 м. Пласт осложнен прослоями доломита мощностью 0,7—3,6 м. Прослои доломита находятся в верхней части пласта, а нижняя часть пласта мощностью 11,4—12,2 м является довольно однородной по петрогра-

фо-минералогическому составу, несмотря на наличие нескольких разновидностей гипса (сахаровидный, волокнистый, розетковидно-пластинчатый).

Качество гипса основного III горизонта отвечает 1 и 2 сортам, реже 3, еще реже 4 сорту. Горизонт отсутствует в скважинах 5 и 11, мощность его резко уменьшается в скважинах 4, 22, 23, 24, 26, 50, 409 с, где отмечаются доломитово — известняковые окремненные брекчии наполнения, как над горизонтом, так и в составе самого горизонта.

Вследствие сложных гидрогеологических условий месторождения, гипсовые горизонты находятся в зоне активного и замедленного водообмена. Дренаруемость горных пород уменьшается с глубиной, т.к. в разрезе гипсоносной толщи преобладают водоупорные мергели, глины и доломиты. Несмотря на низкую водообильность и дебиты гипсоносных толщ, часто отмечаются явления карста и кавернозность мергельно-доломитовых пород, где часть каверн выполнена ангидритом и мелоподобным гипсом, а карстовые трещины залечены волокнисто-шестоватым гипсом. Если реакция $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ обратима, то эти явления происходили неоднократно. Таким образом, процессы подземного выщелачивания, наряду с гипсовой тектоникой (пучением), играют огромную роль в формировании гипсоносных толщ Бриневского месторождения.

Литература

1. *Высоцкий Э. А., Махнач А. А., Петрова Н. С., Хомич П. З., Дашкевич В. П., Кожин В. Д., Кручек С. А., Гулис Л. Ф., Юдаев С. А.* Геологическое строение и условия формирования Бриневского месторождения гипса // Природные ресурсы. Мн.: 2001, №4. С.22—34.
2. *Зингерман А. Я.* Геологическое строение Бриневского месторождения гипса. (Белорусская ССР) // Сб. Геология твердых полезных ископаемых БССР. Мн.: БелНИГРИ, 1979. С.157—162.
3. *Кожин В. Д.* Геологическая записка к технико-экономическому обоснованию проекта временных кондиций для подсчета запасов гипса Бриневского месторождения Петриковского района Гомельской области. Слуцк, 2000.
4. *Махнач А. А.* Геохимическая оценка механизма превращения ангидрита в гипс / А.А.Махнач // Докл. АН БССР. 1999. Т.43, №2. С.90—93.
5. *Махнач А. А.* Катагенез и подземные воды. Мн.: 1989.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Я. К. Еловичева

Белорусский государственный университет

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРИ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ

Результаты комплексных (палеонтологических и геохронологических) исследований, проведенных в рамках Международного проекта ИНТАС 01—0675 по изучению стратотипических и опорных разрезов среднего (Колодежный Ров, Нижнинский Ров) и позднего (Мурава, Богатыревичи, Понемунь, Румловка) плейстоцена Беларуси (2002—2006 гг.) [1], обосновывают палинологически возраст изученных древнеозерных толщ следующим образом:

- Колодежный Ров — александрийский межледниковый с двумя оптимумами;
- Нижнинский Ров — днепровский позднеледниковый, шкловский межледниковый с тремя оптимумами, сожский раннеледниковый;
- Мурава — сожский позднеледниковый, муравинский межледниковый с двумя оптимумами, поозерский раннеледниковый;
- Богатыревичи — муравинский межледниковый с одним оптимумом, поозерский раннеледниковый;
- Понемунь — муравинский межледниковый с двумя оптимумами, поозерский раннеледниковый;
- Румловка — муравинский межледниковый с двумя оптимумами.

Таблица 1

Результаты датирования древнеозерных отложений плейстоцена Беларуси

Геологические разрезы	Относительный возраст	Абсолютный возраст			
	(палинолог. анализ)	Изот. ярус	Тыс. лет	С.-Петербург, Ганновер	Другие организации
Мурава	муравинское межледниковье	5	70/80—110	91 000 ± 6 000 лет LU—5210U (I-й вариант) 102 600 ± 11 900 лет LU—5210U (II-й вариант)	—
Побережье (Мурава)	муравинское межледниковье	5	70/80—110	—	105 000 ± 10 000 лет TLM—437
Богатыревичи	муравинское межледниковье	5	70/80—110	между >255 000 и 10 400 ± 1600 лет (2—11 и. я.)	—
Орляки	муравинское межледниковье	5	70/80—110	—	104 000 ± 8 000 лет TLM—363
Понемунь	муравинское межледниковье	5	70/80—110	—	—
Румловка	муравинское межледниковье	5	70/80—110	—	—
Нижнинский Ров	шкловское межледниковье	7	125—180	>170 000 лет (от 7 и. я. и древнее)	162 000 ± 15 000 лет (KTL-2M/65)
Нижнинский Ров	днепровское позднеледниковье	8	180—240	—	216 000 ± 18 000 лет (KTL—1M/65)
Колодежный Ров	александрийское межледниковье	11	340—380	между >208 600 ± 16 600 лет и >154 400 ± 9 600 лет (8 и 7 и. я.)	—
Принеманская (Жидовщизна)	сервечское оледенение (морена)	16	550—600	—	610 000 лет TЛ ЛУ

Данные абсолютного датирования древнеозерных отложений из лабораторий в Санкт-Петербурге и Ганновере, а также других учреждений подтвердили их возраст в отношении выше указанных разрезов (табл. 1). Как видно, наибольшая сходимость результатов относительного и абсолютного датирования отложений плейстоцена Беларуси оказывается в отношении отложений муравинского (5 и. я.) и шкловского (7 и. я.) межледниковий. Возраст последних убедительно свидетельствует об их накоплении в интервале 105/120—180 тыс. лет и даже при трехкратной погрешности метода абсолютного датирования эта величина не отвечает возрасту (480—550 тыс. лет) беловежского межледниковья для 15 и. я., которое идентифицируют со шкловским. В то же время александрийские межледниковые отложения в Колодежном Рву с одной стороны все же древнее шкловских, хотя и имеют приповерхностное залегание в рельефе и омоложенные датировки. Менее объяснимо залегание александрийских образований в разрезе Принеманская (Жидовщизна) на нижнеплейстоценовой (сервечской?) морене с возрастом в 610 тыс. лет. С учетом уже нескольких ранее имевшихся абсолютных дат для разновозрастных отложений плейстоцена региона в настоящее время с еще большей уверенностью можно утверждать, что все проведенные радиометрические исследования древнеозерных образований в регионе совпадают с относительным их возрастом по материалам палинологических исследований и способствуют правильному пониманию хронологии природных событий в плейстоцене и перспектив

ности разработанной нами в 2001 г. подробной стратиграфической схемы, в которой выделенные горизонты по серии континентальных осадочных толщ отвечают известным изотопным ярусам из единой толщи океанических осадков.

Таблица 2

Стратиграфические схемы плейстоцена Западной и Восточной Европы

Ярусы	Стратиграфические схемы Западной Европы (Никифорова и др., 1984 г.)	Межрегиональная схема Восточно-Европейской равнины (1982 г.)	Региональная схема Беларуси (Еловичева, 2001—2009 гг.)	Региональная схема Беларуси (Санько и др., 2005 г.)			
1	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоценовый			
2—5a—d	Вюрм—1, 1/2, 2	Висла—1, 2, 3	Валдайский	Поозерский			
5-e	Рисс—Вюрм	Эм	Микулинский	Муравинский			
6	Рисс—2	Заале	Варта	Сожский	Припятский	Сожский	
7	Рисс—1—2		Треене	Шкловский		Шкловский	Днепровский
8	Рисс—1		Дренте	Днепровский		Днепровский	
9	Миндель—Рисс	Гольштейн	Лихвинский	Смоленский	Александрийский	Александрийский	
10				Яхнинский			
11				Александрийский			
12	Миндель—1—3	Эльстер	Окский (Березинский)	Еселевский	Березинский	Березинский	
13				Ишкольдский			
14				Березинский			
15	Гюнц-Миндель	Кроммер	Кроммер—5	Беловежский (Колкотовский)	Беловежский	Беловежский	Могилевский
16			Кроммер—4	Дзукыйский (Донской)	Сервечский		Нижнинский
17			Кроммер—3	Ильинский	Корчевский		Борковский
18			Кроммер—2	Покровский	Наревский	Наревский	
19			Кроммер—1	Михайловский (Петропавловский)	Брестский	Брестский	Ружанский Варяжский
20—22	Гюнц—1—2	Менап	Морозовский (Ильичевский)	Сморгонская и Дворецкая свиты	Гомельский	Ельнинский Вселюбский	
23	Дунай—Гюнц	Ваалий	Ногайский				

Таблица 3

Корреляция стратиграфических схем плейстоцена Беларуси, Польши и Украины (по Я. К. Еловичевой)

Ярусы и горизонты	Беларусь	Польша	Украина
1—igl	Голоценовый	Голоцен	Голоцен
2—5a—d—gl	Поозерский	Висла	Валдайский
5-e—igl	Муравинский	Эм	Прилуцкий
6—gl	Сожский	Варта	Тясминский
7—igl	Шкловский	Любава	Кайдацкий
8—gl	Днепровский	Одра	Днепровский
9—igl	Смоленский	Збуйно	Потягайловский
10—gl	Оледенение 5	Ливец	Орельский
11—igl	Александрийский	Мазовше	Завадовский 2
12—gl	Оледенение 4	Брок	Завадовский 1/2
13—igl	Ишкольдский	Мронгово	Завадовский 1
14—gl	Березинский	Сан—2	Тилигульский
15—igl	Беловежский	Фердинандув	Лубенский
16—gl	Сервечский	Сан—1	Сульский
17—igl	Корчевский	Малополье	Мартоношский
18—gl	Наревский*	Нида	Приазовский
19—36	Брестский	Подлясье/Августов	Широкинский
		Нарев*	Ильичевский

*наревские оледенения в Беларуси и Польше разновозрастны.

К сожалению, предлагаемый специалистам другой вариант стратиграфической схемы плейстоцена Беларуси [2] не сохранил значимости предыдущей схемы МСК 1982 г. (табл. 2). В виду ограничения ныне полевых исследований он приблизил ее к весьма упрощенному варианту существовавших еще до середины прошлого века представлений о четырех оледенениях в альпийской и северо-европейской шкалах Западной Европы в течение 1 млн лет (гюнц = менап = наревский, миндель = эльстер = березинский, четвертичной геологии в будущем, опровергая те за

слуги в усложнении стратиграфии, хронологии, палеогеографии и корреляции плейстоцена, которые уже проведены на основе качественного палинологического материала и в полной мере сопоставимы с прогрессивными разработками зарубежных ученых.

Предложенная в такой схеме упрощенность понимания эволюции природной среды Беларуси на протяжении плейстоцена на фоне уже имеющихся к настоящему времени детальных разработок по стратиграфии отложений этого времени на территории Польши, Украины, России и других стран (табл. 3) является практическим отражением снижения уровня научных исследований плейстоценовой толщи региона авторами данной схемы за последние 30 лет, она препятствует прогрессу в развитии палеонтологии и четвертичной геологии в будущем, опровергая те заслуги в усложнении стратиграфии, хронологии, палеогеографии и корреляции плейстоцена, которые уже проведены на основе качественного палинологического материала и в полной мере сопоставимы с прогрессивными разработками зарубежных ученых (рисс = заале = припятский, вюрм = висла = поозерский) с тремя межледниковьями (гюнц—миндель = кромер = беловежский, миндель—рисс = голштейн = александрийский, рисс—вюрм = эем = муравинский) в Европе.

Литература

1. Еловичева Я. К. Хронология и палеоклиматология средне- и верхнеплейстоценовых отложений между Западной Европой и Сибирью на основе методов абсолютного датирования и палеонтологического анализа // Отчет о научно-исследовательской работе по Международному проекту ИНТАС 01-0675 (2002–2006 гг.). (заключительный) (палино-логическая часть). Мн.: БГУ, 2006. 70 с.
2. Санько А. Ф., Величевич Ф. Ю., Рылова Т. Б., Хурсевич Г. К., Матвеев А. В., Карабанов А. К., Мотузко А. Н., Илькевич Г. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси // Літасфера, 2005. № 1 (22). С. 146—156.

Д. Л. Иванов

Белорусский государственный университет

ФАУНА МИКРОМАМАЛИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ «ПЕСКИ» – ЭКЗОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Накопленный за последние годы ископаемый микротерриологический и герпетологический материал дает возможность рассматривать экологические группировки животных как довольно устойчивые в пространстве и во времени природные образования. В свою очередь это позволяет характеристики сообществ животных применять для целей стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений на территории Беларуси. Примером для таких выводов могут служить комплексы мелких млекопитающих и герпетофауны с территории нижнего течения р. Зельвянки, известные как местонахождения Пески 1—5. Разновозрастные фауны из одного и того же региона различаются между собой не только набором видов, но и соотношением видов в структуре фаун. Учитывая, что изменения в фаунах происходили на одной территории, можно утверждать, что причиной таких изменений была эволюция экотопов, которые составляли ландшафты нижнего течения р. Зельвянки на протяжении голоцена. Это дает возможность говорить об устойчивости фаунистических образований и их преемственности в развитии во времени.

История развития и строения долины Зельвянки, как и многих других речных долин Балтийского бассейна, и притоков Немана в частности, в первую очередь определялась подпруживанием во время поозерского оледенения. Для палеофаунистических целей изучался участок долины у д. Пески Мостовского района, который соответствует зоне прорыва Песковской гляциодислокации краевых комплексов Неманского ледникового потока. На этом участке река прорезает поверхность равнины с отметками около 116—117 м и достигает глубины вреза 10—11 м. Здесь долина реки имеет локальное сужение до 100—200 м и только ниже зоны прорыва и до впадения в Неман, где река выходит в пределы Верхне-Неманской низины, ее долина расширяется до 2,5—3 км. Надпойменные позднеледниковые террасы на рассматриваемом участке выражены локально, а их аллювий, вследствие быстрого вреза реки, лишен старичных фаций. Аллювиальные отложения имеют три уровня: низкий (современный до 1—1,5 м), средний (2—3 м) и высокий (3,5—4,5 м), формирование которых проходило на протяжении голоцена, охватывая практически все его этапы. Из аллювиальных отложений были отмыты остатки фауны мелких млекопитающих и остатки герпетофауны. Большинство разрезов с остатками палеофауны связаны с отложениями высокого уровня поймы. В разрезе аллювия террасы этого уровня прослеживается закономерное уменьшение размеров обломочного материала от подошвы к кровле. Базальный горизонт залегает в основании голоценовой аллювиальной свиты, зачастую он находится ниже уреза воды, а в ряде случаев обнажается только в очень сухое лето. Обычно он представлен гравийно-галечным материалом с окатышами глины. Непосредственно на нем лежат грубые разнозернистые пески русловых фаций с косою неправильно-линзовидной слоистостью, которые сменяются вверх по разрезу мелкими русловыми песками со слоистостью ряби течения. Аллювиальные фации поймы верхнего уровня, как правило, перекрываются эоловыми, иногда склоновыми образованиями, суммарная мощность которых колеблется от 1 до 2,5 м.

Микротерриофауна из местонахождения Пески 4 содержит следующие виды — *Sorex araneus* L. — 3 (количество определяемых остатков), *Apodemus* sp. — 1, *Apodemus flavicollis* Melch. — 11, *Arvicola terrestris* L. — 23, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 10, *Lemmus sibiricus* Kerr. — 1, *Dicrostonyx torquatus* Pall. — 1, *Microtus* sp. — 25, *M. oeconomus*

Pall. — 3, *M. agrestis* L. — 2, *M. arvalis* Pall. — 1, *M. gregalis* Pall., — 1. Совместно с остатками микромаммалий были обнаружены ископаемые остатки герпетофауны принадлежащие *Bufo bufo* (L.), *Rana lessonae* Camerano, *Rana (temporaria)* sp., *Rana* sp.

Близкая по видовому составу фауна известна из местонахождения Пески 5, в структуре которой содержались виды — *Talpa europaea* L. — 1 (количество определимых остатков), *Castor fiber* L. — 1, *Apodemus* sp. — 1, *A. flavicollis* Melch. — 2, *Arvicola terrestris* L. — 22, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 17, *Microtus* sp. — 43, *M. oeconomus* Pall. — 2, *M. agrestis* L. — 3, *M. gregalis* Pall. — 1. Сходство обеих фаун состоит в том, что в их составе в виде реликтов еще присутствуют виды, характерные для фаун периода оледенения — *Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx torquatus* Pall., *Microtus gregalis* Pall. В тоже время в фаунах не содержатся виды широколиственных лесов. Это были фауны заключительных стадий предбореального периода голоцена.

Обобщенный видовой состав фаун микромаммалий местонахождений Пески 4 и 5 имеет следующий вид — *Talpa europaea* L. — 1, *Sorex araneus* L. — 3, *Castor fiber* L. — 1, *Apodemus* sp. — 2, *Apodemus flavicollis* Melch. — 13, *Arvicola terrestris* L. — 45, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 27, *Lemmus sibiricus* Kerr. — 1, *Dicrostonyx torquatus* Pall. — 1, *Microtus* sp. — 68, *M. oeconomus* Pall. — 5, *M. agrestis* L. — 5, *M. arvalis* Pall. — 1, *M. gregalis* Pall. — 2; Для фаун конца пребореала характерно 2 % видов реликтов ледникового периода, преобладание интразональных (до 70 %) видов и около 28 % видов таежных ландшафтов. Характерно также соотношение в фаунах представителей родов *Arvicola* (26 %), *Clethrionomys* (15 %) и *Apodemus* (9 %). Около 45 % составляют представители рода *Microtus*. Эти показатели свидетельствуют о том, что леса на территории устья Зельвянки занимали только около ¼ части всех площадей. При этом леса были таежного облика.

Дальнейшая преемственность в развитии микротериокомплексов голоцена наблюдалась в бореальном периоде раннего голоцена. В течение этого этапа продолжается формирование долины Зельвянки и накопление руслового аллювия высокой поймы в притеррасной части. Остатки микротериофауны и амфибий были обнаружены из местонахождения Пески 2 в нижней части крупнозернистых песков и в верхней части гравийно-галечно-валунного горизонта, в притеррасной части высокой поймы у тылового шва на глубине 3,2 — 3,3 м. Фауна микромаммалий представлена следующими видами животных: *Sorex araneus* — 1, *Arvicola terrestris* L. — 37, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 37, *Microtus* sp. — 39, *M. oeconomus* Pall. — 6, *M. agrestis* L. — 2, *M. arvalis* Pall. — 5, *Cervus elaphus* L. — 1. Остеологический материал по герпетофауне имеет следующий вид: *Bufo bufo* L. — 1, *Bufo calamita* (Laur.) — 1; *Bufo* sp. — 3; *Rana ridibunda* Pall. — 3, *R. lessonae* Camerano — 2, *R. arvalis* Nilson. — 3, *Rana temporaria* sp. — 2, *R. temporaria* (L.) — 12, *Rana* sp. — 37, *Anura* indet. — 41. Особенностью фауны является тот факт, что в ней отсутствуют реликты ледникового периода. Соотношение представителей родов *Arvicola* (29 %), *Clethrionomys* (29 %) и *Microtus* (41 %) свидетельствует, что площадь лесов в устьевой части Зельвянки увеличивается до 1/3 от всей площади долины реки. Заметно богаче становится герпетофауна. Лесные экотопы были представлены таежной растительностью. Около 70 % территории были заняты болотами, лугами, кустарниками и разреженными лесами. Эта обстановка была характерна для начальных этапов бореального периода голоцена.

Дальнейшее обогащение и усложнение структуры лесных зооценозов отмечается в конце бореального периода (на рубеже бореального — атлантического периодов) голоцена. В это время заканчивается формирование русловых генераций высоких пойм Зельвянки, представленных гравийно-галечным материалом и грубыми разнозернистыми песками. В среднем голоцене они сменяются мелкими русловыми песками с косой и диагональной слоистостью. С концом бореального — началом атлантического периодов связано накопление наиболее ранних генераций аллювия средней поймы. С этими геологическими образованиями связаны захоронения ископаемой фауны мелких млекопитающих из местонахождений Пески 1 и 3. Фауна мелких млекопитающих из указанных местонахождений имеет сходный видовой состав. Она представлена следующими видами — *Sorex minutus* L. — 1, *Apodemus* sp. — 2, *Apodemus flavicollis* Melch. — 9, *Arvicola terrestris* L. — 51, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 71, *Microtus* sp. — 59, *M. oeconomus* Pall. — 8, *M. Agrestis* L. — 7, *M. arvalis* Pall. — 3, *M. subterraneus* Sel.-Long. — 2, *Lutra lutra* L. — 1, *Cervus elaphus* L. — 5. Кроме остатков млекопитающих были собраны остатки амфибий — *Bufo bufo* (L.) — 2, *Rana lessonae* Camerano — 1, *Rana (temporaria)* sp. — 2, *Rana* sp. — 1, *Anura* indet. — 3. В структуре отмеченной фауны появились представители широколиственных лесов — *M. subterraneus* Sel.-Long. Они редки в составе фауны, но указывают на то, что начала меняется структура лесов в долине Зельвянки. Соотношение между представителями родов *Arvicola* (23 %), *Clethrionomys* (32 %), *Apodemus* (6 %) и *Microtus* (35 %) свидетельствует, что площадь лесов в устьевой части Зельвянки увеличивается почти до 40 % от всей площади долины. Одновременно сокращаются площади заболоченных пойменных лугов и редкостойных лесов. В лесах появляются участки смешанных хвойно-широколиственных лесов.

Анализ рассмотренных материалов позволяет утверждать, что выборки ископаемых фаун отражают структуру экотопов в ландшафтах исследуемых территорий. Наличие тех или иных экотопов устанавливается присутствием определенных видов и родов животных. Так, для территории долины низовий Зельвянки индикаторными видами могут быть представители родов *Arvicola*, *Clethrionomys*, *Apodemus* и *Microtus*, в сочетании с реликтовыми и новыми видами для фауны микромаммалий (таблица).

В достоверности выдвинутых положений можно убедиться, если сравнить фауну микромаммалий конца бореального периода из местонахождения Зельва (Холстово) в верховьях долины Зельвянки. Фауна млекопитающих включала следующие виды: *Erinaceus aff. europaeus* L. — 1, *Soricidae* gen. — 1, *Sorex* sp. — 1, *Sorex minutus* L. — 2, *S. araneus* L. — 8, *Sciurus vulgaris* L. — 1, *A. flavicollis* Melch. — 26, *Arvicola terrestris* L. — 8, *Clethrionomys glareolus* Schreb. — 417, *Microtus* sp. — 94; *M. agrestis* L. — 15, *M. cf. subterraneus* Sel.-Long. — 4, *Martes martes* L. — 1. Соотношение между представителями родов *Arvicola* (1 %), *Clethrionomys* (72 %), *Apodemus* (6 %) и *Microtus* (20 %) указы-

ваит на значительную облесенность (около 80 %) долины реки в приводораздельной части. Заболоченные луга занимали всего 1 % территории, а кустарники, суходольные луга и разреженные леса были распространены на 1/5 части территории долины.

Таблица

Изменение структуры фауны мелких млекопитающих и экотопов на территории низовой долины Зельвянки

Виды (%) и геологический возраст	Местонахождения		
	Пески 4—5	Пески 2	Пески 1, 3
Реликты ледникового времени	2	—	—
<i>Arvicola s.l.</i>	26	29	23
<i>Clethrionomys s.l.</i>	15	29	32
<i>Apodemus s.l.</i>	9	—	6
<i>Microtus s.l.</i>	45	41	35
Новые виды широколиственных лесов	—	—	1
Геологический возраст	РВ-2	ВО-1	ВО-2

М. Е. Комаровский

Белорусский государственный университет

СВЯЗЬ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН С ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ СУБЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛОЖА НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

На территории Северной Беларуси, покрывавшейся в плейстоцене покровными материковыми оледенениями, широко развиты разного рода ложбины в поверхности коренных пород, обусловленные воздействием ледников и их талых вод. Среди таких переуглублений более часто встречаются экзарационные и экзарационно-эрозионные палеоложбины. Возникновение тех и других связано с деятельностью активных ледников и субгляциальных потоков подпруженных вод.

Основу системы палеоврезов субчетвертичного рельефа составляют ложбины экзарации, ложбины экзарации и размыва и субгляциальные водно-эрозионные ложбины. Такие врезы обнаружены в макроронированиях — Видзовском и Полоцко-Чашникском, служащих гляциодепрессиями. В пределах макроронирования подобные палеоложбины тяготеют к северным, центральным и южным районам их днища.

Крупнейшими ложбинами экзарации являются Браславская, Полоцкая, Ушачская, Шумилинская, Сенненская. К типу экзарационно-эрозионных относятся Поставская, Видзовская, Глубокская, Лепельская, Чашникская, Селявская палеоложбины. Указанные ложбины обычно вытянуты в суб- и меридиональном направлении. В плане они, имеют прямолинейную или слабо извилистую форму, нередко характеризуются веерообразной упорядоченностью. Протяженность их достигает 24 — 44 км, ширина не более 2 км. Их днища наклонены к югу, глубина изменяется от 52 до 157 м. В поперечном сечении они U-образные с крутыми бортами и широким полого-вогнутым неровным дном, на котором встречаются скалистые выступы, поднятия и узкие V-образные туннельные долины. Относительный врез долин может вдвое превышать глубину корытообразной формы. Их борта сложены девонскими песчаниками, днища иногда заглубляются до прочных карбонатных и терригенно-карбонатных пород. На корытообразных участках дно выстлано основной мореной березинского возраста с гляциодинамическими текстурами, в туннельных долинах — песками и песчано-гравийно-галечными отложениями фации субгляциальных потоков березинского, либо сожского оледенений. Древние ископаемые ложбины проступают на современной поверхности в виде ложбин и котловин с озерами, нередко перегороженных различными грядами и холмами.

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины развиты в Видзовском региональном понижении (Верхнедвинская и Воропаевская палеоложбины) и местами — по днищу крупных Поставской, Чашникской, Лепельской и Видзовской ложбин экзарации и размыва. Это узкие (до 300 м), большей частью короткие (до 5—7 км), «меандрирующие», либо разветвленные в плане ложбины с прогляциальными конусами выноса, дельтами, камами и озами на конце. Протягиваются они в суб- и меридиональном направлениях, обычно против уклона поверхности понижений до внешней их границы. Склоны ложбин крутые, днище неровное. Ложбины заполнены хорошо промытыми грубообломочными фациями субгляциальных потоков, мелкими песками и сверху перекрыты основной мореной. Среди водно-эрозионных ложбин различаются туннельные долины, сформированные субгляциальным потоком в результате меандрирования, и туннельные каналы, прорезанные однократным спуском подпруженных вод. В современном рельефе Поозерья в качестве наиболее типичных могут быть названы Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская, Тухинская туннельные долины и Карпинский, Березовский, Белый, Дегтяревский, Забелинский туннельные каналы. Территориально палеоложбины распределены неравномерно. На обширных площадях субчетвертичной поверхности у южной границы и на востоке Белорусского Поозерья эти формы отсутствуют или являются большой редкостью, тогда как в других районах они развиты широко. Такая картина может, на первый взгляд, говорить о том, что в размещении палеоложбин отсутствуют какие-либо закономерности. Однако при сопоставлении особенностей их локализации со строением ледникового субстрата выявляются отчетливые взаимосвязи.

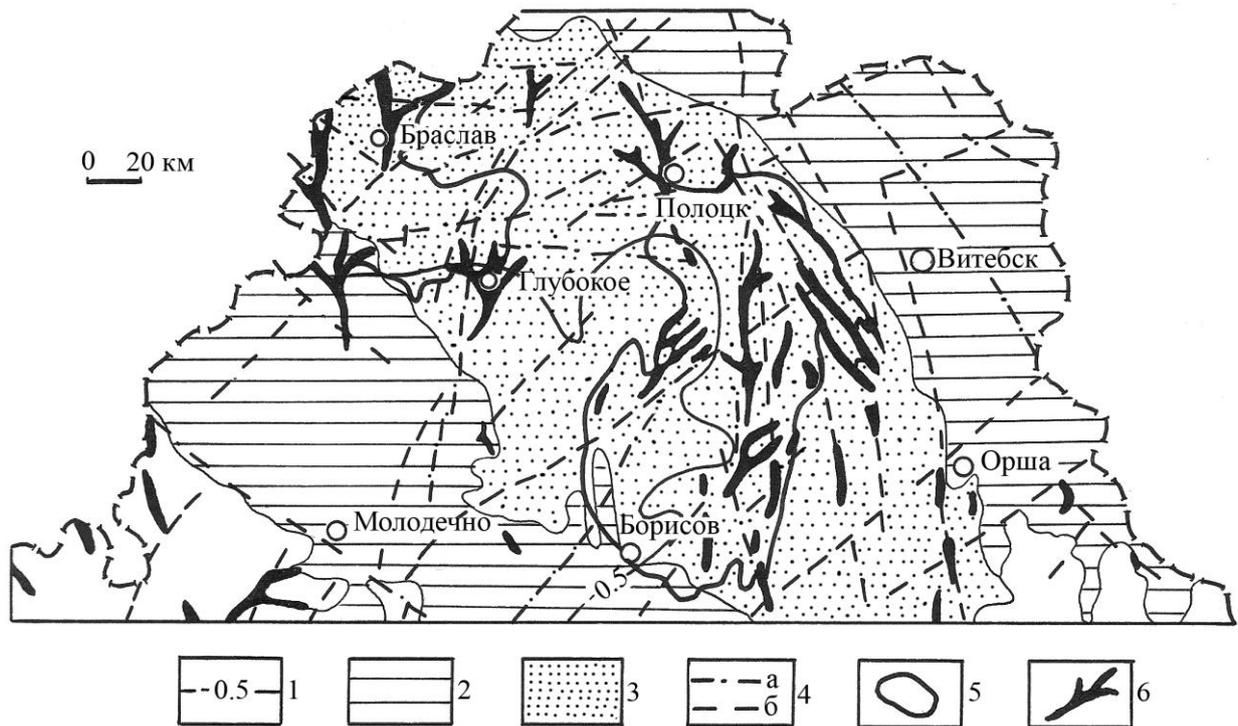


Рис. Соотношение глубинных разломов и площадей развития девонских песчаных отложений с палеоложбинами: 1 — изогипса поверхности кристаллического фундамента, 2 — площади развития нижнепалеозойских и девонских известняков и доломитов, 3 — поля распространения девонских песков и песчаников, 4 — глубинные разломы мантийного заложения (а) и коровые глубинные разломы (б), 5 — макропонижения, 6 — палеоложбины.

Прежде всего устанавливается, что районы развития палеоложбин совпадают с площадями относительно неглубокого залегания фундамента и других пород скальных пород проявляется в Центральном и Западном Поозерье. Палеоложбины размещены здесь в пределах Вилейского погребённого выступа Белорусской антеклизы, Приоршанской моноклинали и Латвийской седловины. В этих районах кристаллический фундамент залегает на глубинах от — 0,35 до — 1,6 км и покрыт осадочным чехлом. На поведение описываемых форм сказывается неглубокое расположение скальных пород нижнего палеозоя и среднего девона. Основные площади развития скального типа. Тяготение палеоложбин к участкам неглубокого залегания палеоврезов приходится на участки моноклинали залегания скальных пород карбонатного комплекса девона, которые перекрыты маломощными рыхлыми терригенными песками и песчаниками. В южной части Белорусского Поозерья наблюдается заметное совпадение окончаний палеоложбин с границей выклинивания девонских песчаных отложений.

Ледниковые ложбины проявляют тенденцию располагаться в макропонижениях субчетвертичного рельефа: Видзовском и Полоцко-Чашникском. Палеоложбины тесно связаны с наиболее низкими участками этих понижений, а также с их дистальными (южными, юго-западными и юго-восточными) окраинами. В прилегающих районах они встречаются гораздо реже. Здесь ложбины местами непосредственно совпадают с древними погребёнными долинами систем Палео-Днепра и Вилии.

Важной особенностью является приуроченность части палеоврезов к глубинным разломам, которые проникают в осадочный чехол. По комплексу геолого-геофизических и ландшафтных признаков достаточно отчетливо в платформенном чехле проступают Чашникский, Бешенковичский, Западно- и Восточно-Селявский, Хольневичский, Ошмянский, Полоцкий, Воложинский, Ивацевичский разломы. Палеоложбины тяготеют к участкам разуплотнённого сильно трещиноватого субстрата, существующих вдоль разломов и узлах их пересечения. На рисунке видно, что названные участки у Воложинского, Ивацевичского, Чашникского, Бешенковичского разломов определяют расположение в субчетвертичной поверхности палеоложбин субмеридионального, юго-западного и юго-восточного простираения: Поставской, Глубокской, Чашникской, Селявской, Сенненской, Шумилинской и др. Поверхность коренных пород в узлах пересечения названных разломов и субширотной Полоцкой полосы нарушений прорезают Видзовская, Браславская, Новополюцкая, Полоцкая и более мелкие палеоложбины.

Многообразие взглядов на возникновение палеоложбин в субчетвертичной поверхности Белорусского Поозерья можно свести к трем группам. Сторонники первой из них считают, что древние врезы являются древними речными долинами и ледник плавно спускался на их дно и только выполаживал крутые склоны и заполнял их мореной [1]. Согласно второй точке зрения ложбины возникают за счет ледникового выпаживания, выдавливания пород, эрозии талых вод и комбинацией этих процессов [2, 3]. Третья группа объясняет появление ложбин экзарационным воздействием ледников на своё ложе, но не исключает в ряде случаев переуглубление и изменение древних речных долин [4].

Сейчас доказано, что создание речных долин глубиной в 99—195 м. в неогеновое и брестское время на ровной с небольшим наклоном к юго-западу поверхности пород девона маловероятно. Как установил Г. И. Горецкий [2], у долин Пра-Днепра, Пра-Нёмана и их притоков глубина меньшая (до 40—50 м). К тому же факты указывают на то, что обособление в субчетвертичной поверхности Видзовского и Полоцко-Чашникского макроразнообразий и палеоложбин на их дне произошло в четвертичный период и предопределено в значительной степени общими ледниковыми процессами.

Вероятность этого предположения подтверждается следующими геологическими данными.

Макроразнообразия расположены в пределах низменных субмеридиональных Рижско-Видзовской и Чудско-Полоцко-Чашникской систем макроразнообразий, служившими динамическими осями основных ледниковых потоков материковых оледенений. А. Н. Маккавеев [5], изучавший территорию Рижско-Елгавской низины и Рижского залива, пришёл к выводу, что поверхность коренных пород здесь наиболее сильно подверглась ледниковой экзарации и за четвертичный период снизилась на 80—100 м.

В отличие от неотектонических структур, выражающихся в субчетвертичной поверхности в виде пологих прогибов (или поднятий) с более молодыми неоген-нижнечетвертичными отложениями в центральной части и более древними породами в прибортовых участках, у Видзовского, Полоцко-Чашникского макроразнообразий моноклиналильные в целом условия залегания толщи девона, отсутствуют коры выветривания, неогеновые и нижнеплейстоценовые породы.

Понижения котловинообразные, переуглублены прежде всего участки днища вдоль оси и у дистальных склонов. Врез рассматриваемых котловин составляет в среднем 30—35 м, а на переуглубленных участках достигает 150—182 м. На территории понижений наблюдается уменьшение мощности терригенной песчано-глинистой толщи девона по направлению к их центру и дистальным склонам, пропорционально увеличению вреза.

В залегании дочетвертичных и четвертичных образований, приуроченных к котловинам и ложбинам, широко представлены случаи эрозионного (стратиграфического) несогласия. Это явление регистрируется по ограниченному распространению в ложбинах наревских и березинских отложений и линз беловежских и александрийских торфяников, выпадению их из разреза на большей части котловин, залеганию здесь на экзарационной поверхности древних девонских пород более молодых припятских и поозёрских морен, флювиогляциальных и лимногляциальных слоёв.

Следовательно, ведущее место в возникновении палеоложбин необходимо отвести второму способу — экзарационной деятельности древнейших ледниковых покровов и субгляциальной водно-ледниковой эрозии.

В условиях покровных оледенений ледниковый субстрат активно взаимодействует с наступающим ледником в зоне контакта. Проникавшие на территорию Белорусского Поозерья ледниковые покровы оказывались на субстрате разного геологического строения. На востоке области жесткие породы в ложе ледника в основном выдерживали ледниковую нагрузку, проявлялось незначительное экзарационное снижение субчетвертичной поверхности. На площади западного и центрального районов Белорусского Поозерья сложились более благоприятные условия для экзарационной деятельности. Здесь широко развиты девонские пески и песчаники с прослоями пластичных глин и алевролитов, неглубоко залегают породы скального типа с моноклиналильным уклоном навстречу леднику. Ледниковому разрушению и удалению подвергались верхние слои девонских пород мощностью в 40—60 м.

В итоге дифференцированного проявления площадной и избирательной экзарации в северном регионе Беларуси уже первыми ледниками были созданы макроразнообразия и обособились субмеридионально ориентированные разобщенные поднятия и выступы. В местах зон разуплотненных отложений вдоль разломов и в узлах их пересечения, у возвышений и вдоль палеодолин одновременно шло линейное выпахивание пород и зарождение экзарационных ложбин.

Создание субгляциальных водно-эрозионных ложбин шло следующим путем. В основании ледниковых лопастей, занимавших макроразнообразия, возникали талые воды, где, они накапливались в песчаниках в понижениях субстрата. Формированию субгляциальных озёр способствовали: выклинивание девонских песчаников, уклоны ложа навстречу движению ледника, низкая гидравлическая проводимость субстрата; многолетняя мерзлота мощностью около 5—200 м вдоль края ледника. В условиях прерывистого хода отступления активной краевой зоны ледника с осцилляциями, как только отступающий ледниковый край достигал районов талого субстрата и субгляциальных бассейнов подпруженных вод в основании ледника, огромные объёмы подпруженных талых ледниковых вод были внезапно мобилизованы и выброшены в краевую зону ледника. Процесс водной разгрузки сопровождался интенсивным размывом в ложе узких V-образных туннельных долин и каналов. Эродированный песчаный материал был вынесен к югу и переотложен как флювиогляциальные конусы выноса, озо-камовые цепи, массивы и дельты на дистальных продолжениях туннельных ложбин.

Литература

1. Эберхардс Г. Я. К вопросу о ледниковом переформировании древних погребённых врезов // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 45—50.
2. Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых облатей (на примере Белорусского Понеманья). Мн.: Наука и техника, 1980. 288 с.
3. Левков Э. А. Гляциотектоника. Мн.: Наука и техника, 1980. 280 с.
4. Матвеев А. В. О генезисе поверхности ложа антропогенного покрова // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 19—23.
5. Маккавеев А. Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Европейской части СССР // Геоморфология. 1975. 2. С. 44—50.

А. Н. Мотузко, А. Д. Писаненко, В. Н. Воробьев

Белорусский государственный университет

**МОРФОЛОГИЯ ЗУБНОЙ СИСТЕМЫ МАМОНТОВ (*MAMMUTHUS PRIMIGENIUS* (BLUM.))
ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ НА ул. МАШИНОСТРОИТЕЛЕЙ (г. МИНСК)**

В июле 2008 г. строителями при закладке котлована под фундамент торгового центра по ул. Машиностроителей, 27 было обнаружено захоронение остатков мамонтов (*Mammuthus primigenius* (Blum.)). Новое местонахождение в г. Минске в районе ул. Машиностроителей уникально с той точки зрения, что в захоронении удалось раскопать остатки 19 особей мамонтов. Морфологическое строение зубов свидетельствует, что в геологических отложениях захоронены остатки животных разного индивидуального возраста. 10 % остатков принадлежит детенышам в возрасте от 2 до 5 лет, 16 % всех особей имели возраст от 6 до 9 лет, 32 % животных были в возрасте от 10 до 20 лет, 16 % от всех животных находились в возрасте 20–35 лет. Старые животные, возраст которых был в пределах 35–50 лет, составляли 26 % от общего числа всех особей. Отмеченное процентное соотношение животных разного возраста, возможно, характеризует структуру погибшего стада мамонтов, в котором доминировала старая самка в возрасте 50 лет. Три других животных имели возраст в пределах 35–45 лет, одно животное было 30-летним. Еще три животных находились в репродуктивном возрасте от 25 до 30 лет. Основная масса животных только входила в репродуктивный возраст (10–15 лет). Детеныши имели разный возраст — от 2 до 9 лет. Причина гибели стада неясна. Влияние человека на гибель животных не выявляется. С одной стороны, на костях нет расколов, насечек, рисунков, которые характерны для костного материала из археологических стоянок. А с другой стороны, в захоронении присутствуют все кости посткраниального скелета, что не характерно для мест охоты древнего человека, когда с охоты приносились наиболее продуктивные части туш вместе с костями и оставлялись на месте охоты все наименее ценные пищевые отходы.

По образцу ребер мамонтов была получена по ^{14}C абсолютная дата: IGS—1370—20167, 72 ± 330 yr BP, которая соответствует 23400—21200 годам календарного возраста. Абсолютная дата указывает на то, что мамонты обитали на территории нынешнего Минска в период наступания поозерского ледника.

Мамонты относятся к отряду хоботных (Proboscidea), к семейству слоновых (Elephantidae). Они представляли ветвь степных слонов, которые отделились от основного ствола развития около 280 тысяч лет назад. Ареал рода *Mammuthus* занимал северную часть Евразии и Северной Америки. В таком большом ареале происходили миграции животных, что приводило к эволюции мамонтов. Особенно быстро менялась морфология зубной системы животных, что используется в стратиграфических и палеогеографических целях.

Ископаемый материал представлен 10 бивнями и 31 предкоренными и коренными зубами. Весь материал находится на хранении в Зоологическом музее биологического факультета Белгосунiversитета. Измерения морфологических показателей выполнены по общепринятой методике и изложены в таблицах 1 и 2.

Промеры дают возможность установить изменения параметров зубов в онтогенезе мамонтов. Для территории Беларуси это делается впервые, т.к. массовых захоронений остатков *Mammuthus primigenius* (Blum.) не было. Как указывают данные таблицы, с возрастом животных размеры каждой последующей смены зубов увеличиваются. Увеличение происходит не только абсолютных величин, но и отдельных параметров зубов. Так, с возрастом жевательная поверхность зубов становится более узкой. У мамонят ширина зуба достигает 70 % от длины, у молодых животных этот показатель снижается до 50 %, а у старых — до 40 %. Высота зуба относительно длины растет до функционирования первого коренного зуба с 60 % у детенышей до 90 % у молодых мамонтов и опять снижается у старых особей до 60 %.

Таким образом, гипсодонтность зубов в онтогенезе колеблется. Приблизительно до 15 лет мамонты стирание зубов компенсировали за счет увеличения гипсодонтности. После этого срока длительность функционирования второго и третьего коренных зубов происходила за счет увеличения количества пластин на жевательной поверхности и увеличения длины коронки зуба. Число пластин на жевательной поверхности зубов прогрессивно росло с 6–7 у молодых животных до 20–22 пластин у взрослых животных. При этом частота пластин на 10 см длины почти не менялась на протяжении функционирования коренных зубов. Она оставалась в пределах 10–12 пластин на верхних зубах, и в пределах 8–10 — на нижних, т.е. жевательная поверхность на верхних коренных зубах имела несколько более прочную поверхность для перетирания пищи, чем на нижних зубах. Важным признаком в процессе измельчения пищи и длительности функционирования зубов была толщина эмали. У мамонтов времени поозерского оледенения толщина эмали постепенно увеличивалась с 1,0–1,3 мм на P^3 и P_3 до 2,0–2,2 — на последних коренных зубах.

Сравнение параметров зубов исследуемых мамонтов с таковыми из стоянки Юровичи, абсолютный возраст которой равен по ^{14}C 26470 ± 420 , ЛУ—125, свидетельствует о том, что более древние мамонты из Юровичей были несколько крупнее. Так, длина M_2 юровичского мамонта равнялась 305–310 мм, а количество пластин, составлявших зубы, — 23, в то время как у исследуемых животных аналогичные показатели для второго нижнего коренного зуба равнялись соответственно 170–200 мм и 16–19 пластин. Аналогичная тенденция наблюдается и для зубов детенышей P_3 юровичского мамонтенка достигал в длину 70,5 мм, в ширину — 42 мм и имел 8 пластин на жевательной поверхности. Мамонята в минском стаде имели соответствующие размеры аналогичного зуба — 42 мм, 28 мм и 7 пластин в структуре зуба. Кроме этого, юровичские мамонты имели сравнительно низкую частоту пластин на жевательной поверхности — 7,5 для M_2 , в то время как у исследуемых животных этот показатель был равен 9–10. Толщина эмали на зубах практически идентична у животных обеих популяций.

Таблица 1.

Промеры зубов мамонтов из местонахождения ул. Машиностроителей в г. Минске

Промеры (мм), индексы (%)	Смена зубов				
	$P_{3^{**}}$ $P_{3^{**}}$	P_4 P_4	M_1 M_1	M_2 M_2	M_3 M_3
Длина коронки	$\frac{45}{42}$	$\frac{105-117}{-}$	$\frac{145-150}{140}$	$\frac{-}{170-200}$	$\frac{220-260}{205}$
Ширина коронки	$\frac{31}{28}$	$\frac{57-62}{-}$	$\frac{68-76}{62}$	$\frac{81-82}{71-77}$	$\frac{81-102}{74-77}$
Высота коронки	$\frac{-}{22}$	$\frac{41-92}{-}$	$\frac{120-132}{94-111}$	$\frac{115-120}{116-130}$	$\frac{132-160}{-}$
Число пластин	$\frac{6?}{7}$	$\frac{11-13}{-}$	$\frac{17}{14-15}$	$\frac{17-18}{16-19}$	$\frac{20-22}{19-20}$
Частота пластин на 10 см	$\frac{-}{-}$	$\frac{5-6^{***}}{-}$	$\frac{10-12}{9-10}$	$\frac{11-12}{9-10}$	$\frac{10-12}{8-10}$
Толщина эмали	$\frac{1,0}{1,3}$	$\frac{1,2-1,5}{-}$	$\frac{1,2-1,6}{1,4-1,7}$	$\frac{1,6-1,7}{1,5-1,7}$	$\frac{1,6-2,2}{1,8-2,0}$
Индекс гипсодонтности (3 : 1)	$\frac{-}{52}$	$\frac{39-77}{-}$	$\frac{83-88}{67-74}$	$\frac{-}{65-68}$	$\frac{60-61}{-}$
Индекс ширины (2 : 1)	$\frac{69}{67}$	$\frac{53-54}{-}$	$\frac{47-51}{44}$	$\frac{-}{38-42}$	$\frac{37-39}{36-37}$
Индекс ширины к высоте (2 : 3)	$\frac{-}{127}$	$\frac{67-139}{-}$	$\frac{57-58}{56-66}$	$\frac{68-70}{59-61}$	$\frac{61-64}{-}$

* — зубы верхней челюсти;

** — зубы нижней челюсти;

*** — частота на 5 см

Характер изменения гипсодонтности на зубах также совпадает. Идентичным является и уменьшение ширины жевательной поверхности в онтогенезе. Отмеченные показатели в морфологии зубов мамонтов были характерны для мамонтов позднего типа - *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа. Ранние мамонты, возраст которых находился в пределах 200—130 тысяч лет назад, имели другие параметры зубов. Так, для M_3 *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа, была характерна длина зуба 240—260 мм, ширина — 75—104 мм, гипсодонтность коронки — 42—51 %, частоту пластин — 6—8, и толщину эмали на зубах — 2,0—2,9 мм.

Отмеченные особенности дают основание отметить, что с течением времени мамонты изменяли морфологию зубной системы. Происходили медленные эволюционные процессы, которые указывали, что мамонты становились более мелкими, зубы у них были более гипсодонтными и узкими. У них в структуре зуба увеличивалась плотность пластин, что было связано с питанием в основном жесткой травянистой растительностью. Эмаль при этом становится заметно тоньше. Эти показатели могут быть использованы при идентификации остатков мамонтов с других регионов Беларуси для установления относительного возраста геологических отложений, в которых были найдены останки коренных зубов мамонтов.

Имеющиеся в коллекции бивни, которые по своим функциям исполняли роль верхних резцов (I^3), также принадлежали животным разного возраста. Их морфометрические характеристики даны в таблице 2.

Таблица 2

Промеры бивней (I^3) *Mammuthus primigenius* (Blum.) из местонахождения Машиностроителей в г. Минске

Промеры (см), индексы (%)	Машиностроителей			Юровичи		
	молодые	взрослые	старые	молодые	взрослые	старые
Длина бивня по кривой линии	40,0—44,0	56,0—61,0	170,0—175,0	50,0	107,0—117,0	203,0
Длина бивня по прямой линии	36,0—39,0	52,0—54,0	100,0	43,0	84,0—87,0	126,0
Окружность бивня в альвеолярной части	12,0—18,0	17,0—18,0	38,0—39,0	—	34,0	40,0
Окружность бивня в средней части	11,0—14,5	14,0—15,0	31,0—32,0	19,0	29,0	35,0
Индекс изогнутости бивня (2 : 1)	89,0—90,0	88,0—93,0	57,0—59,0	86,0	72,0—81,0	62,0

Исследователи считают, что бивни мамонты использовали для добычи пищи. Бивни применялись особенно в зимний период, при большой толщине снежного покрова, для разгребания снега. От этих действий на бивнях с внутренней стороны оставались потертости разных размеров. На имеющихся бивнях у мамонят потертости имели размеры 24×14 мм, а у взрослых животных 82×32 мм. В процессе жизни бивни росли в длину. При этом, окружность бивня в средней части оставалась почти постоянной длительное время. Только у старых животных резко увеличивается толщина бивня. Такая же тенденция наблюдается в характере изогнутости бивней. Продолжительное время бивни были почти прямые, и только к старости наблюдается сильная изогнутость бивней. Сравнивая параметры бивней мамонтов из местонахождения Машиностроителей с таковыми из местонахождения Юровичи, видно, что бивни юровичских мамонтов были больше по размерам. У них изгиб бивней был больше в молодом возрасте. Однако старые животные имели несколько менее изогнутые бивни.

Таким образом, сравнение размеров зубов и бивней дает возможность утверждать, что мамонты на территории Беларуси с течением времени становились меньше по размерам.

Д. Л. Творонович-Севрук

Белорусский государственный университет; seuruk@yandex.ru

ГЕОХИМИЯ Mn В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГУМИДНОГО ТИПА ЛИТОГЕНЕЗА

Гумидному типу литогенеза свойственно преобладание поступающих атмосферных осадков над испарением [1]. Геохимические процессы, протекающие на территориях запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) соответствуют данному определению и включают в себя как непосредственно выветривание горных пород, так перенос и аккумуляцию продуктов их разрушения как в конечных, так и промежуточных водоёмах стока.

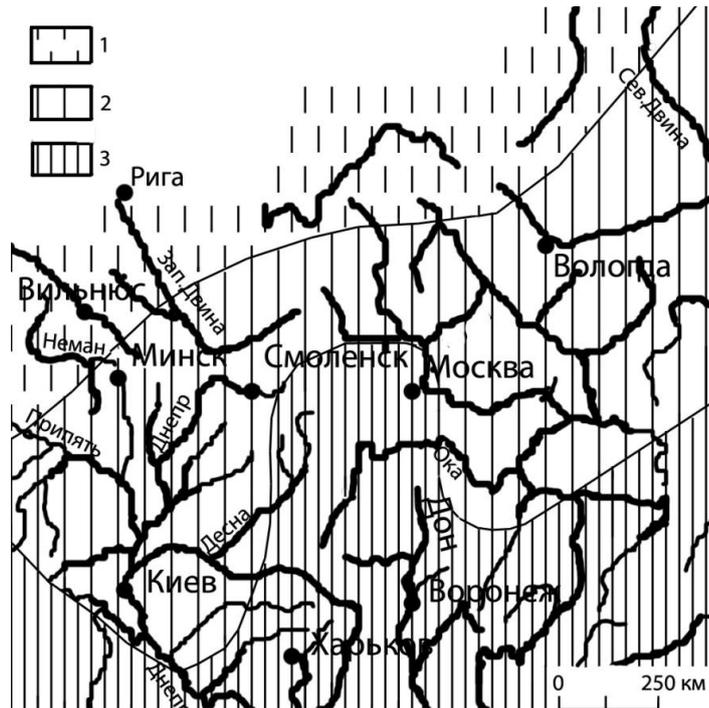


Рис. Распределение Mn в грубых взвесах рек зоны гумидного типа литогенеза запада ВЕП (мкг/л); 1 — менее 10, 2 — 10 — 30, 3 — более 30. (Составлено на основе сопоставления данных автора с материалами В. А. Кузнецова, Н. М. Страхова, Н. П. Чеботарёва, О. В. Лукашёва).

Во взвесах равнинных рек Восточно-Европейской платформы происходит увеличение концентраций Mn при уменьшении размерности частиц. Данное явление заметным образом проявляется на примере р. Днепр, а также других рек, протекающих в условиях гумидного типа литогенеза. Оно выражается в увеличении содержания Mn, микрокомпонента взвеси, в более чем в 1,9–5 раз, при переходе от крупнозернистой к тонкодисперсным составляющим взвесей [2]. Подобные зависимости также установлены на территории Беларуси как для аллювиальных, так и для моренных и флювиогляциальных отложений. Они проявляются в тяготении Mn к тонкодисперсной фракции отложений квартера (рис. 1) [3]. Количество марганца мигрирующего в речных водах зоны гумидного типа литогенеза во взвешенной форме изменяется от 98,4 до 60 %, тогда как в растворённой форме — от 1 до 40 % [2].

Концентрирование Mn в аллювиальных отложениях не всегда обусловлено его значительным поступлением из окружающих пород (рис.). Хорошим примером внутриконтинентального рудообразования являются реки и мелкие водотоки Балтийского щита, содержащие незначительные концентрации Mn. Так в русле р. Выг на протяжении 150 км отмечены рудные корки толщиной до 30 см, содержащие Mn до 12,16 %. Химический элемент вовлекается в миграцию из поздолистых почв и заболоченных пространств водосбора. Промежуточным водоёмом осаждения Mn на данной территории является оз. Пуннус-Ярви, в донных осадках которого происходит рудообразование, и концентрации химического элемента достигают 34 % [4]. Аналогичные примеры осаждения Mn на дне малых водотоков встречаются и на территории Беларуси. На рис. отображена зональность распределения Mn в составе грубых взвесей рек запада ВЕП. Наиболее оптимальные условия для концентрирования в промежуточных водоёмах стока складываются на северо-западных участках рассматриваемой территории, где содержание Mn в грубых взвесах менее

10 мкг/л. Подобное поведение Mn отмечено для площадей, характеризующихся высокими показателями заболоченности (более 35 %) [7].

Следует отметить геохимическое сродство территории Балтийского щита и верхней части осадочного чехла Беларуси, сложенных породами, привнесёнными из Фенноскандии. А также — развитие процессов заболачивания и оподзоливания в зоне гипергенеза [4—7], что вкупе с общим для них гумидным типом литогенеза свидетельствует о близости геохимии марганца в озёрных и аллювиальных отложениях указанных территорий.

Литература

1. Кузнецов В. А. Геохимия аллювиального литогенеза. Мн.: Наука и техника 1973, 280 с.
2. Страхов Н. М. Проблемы современного океанского литогенеза. М.: Наука. 1976, 290 с.
3. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 3, М.: изд-во академии наук СССР, 1962
4. Геохимические провинции покровных отложений БССР/ под ред. К. И. Лукашёва. Мн.: Наука и техника, 1969, 476 с.
5. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Высшая школа. 1961, 378 с.
6. Чеботарев Н. П. Учение о стоке. М.: Изд-во Московского университета, 1962. 406 с.
7. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 150 с.
8. Кузнецов В. А. Геохимия речных долин. Мн.: Наука и техника, 1986. 303 с.
9. Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах. Мн.: Наука и техника, 1984. 288 с.

А. А. Вашков

Белорусский государственный университет

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Городокская возвышенность расположена на северо-востоке Беларуси в Витебской области, практически полностью занимая территорию Городокского района. Возвышенность достаточно компактна, имеет овальные в плане очертания и вытянута с севера на юг. Высшая точка возвышенности с абсолютной высотой 263,7 м (г. Горватка) расположена у д. Загоряне. Городокская возвышенность, несмотря на более чем столетнюю историю изучения, до сих пор остается наименее изученной.

В средние века район Городка обретает важную стратегическую роль. Естественные формы рельефа возвышенности, такие как долина р. Горожанки и Езерищенская напорная гряда, послужили обоснованием постройки Озерищенского и Городокского замков в XIV—XV вв., которые впоследствии дали начало крупным поселениями региона — г. Городку и пос. Езерище. Однако в последующие века район находился на границе сначала Великого княжества Литовского, а затем Речи Посполитой.

Интерес к геологическому изучению возвышенности возник после присоединения Городокского края к Российской империи в 1772 г. Уже в 1773 г. Ф. Б. Шмидтом издаётся Генеральная карта Псковской и Могилевской губерний, а в 1787 г. Городокский край упоминается в «Путешественных записках от Санкт-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782 гг.» В. Зуева.

В XIX в. в связи с экономическим развитием Российской империи и становлением геологической науки проводятся первые исследования Городокской возвышенности. В 1810 г. П. Котловским произведено топографическое описание г. Невелия и его повета, в котором были охарактеризованы северные отроги возвышенности. В 1852 г. А. Безкорнилович описал территорию в статье «Витебская губерния», в этом же и последующих годах сведения о возвышенности будут упоминаться в работах Г. П. Гельмерсена (1880). В 1864 г. выходит «Краткий очерк рельефа Смоленской, Витебской и Могилевской губерний» И. Д. Дубицкого, где дано одно из первых описаний рельефа Городокских высот. В 1870 г. А. М. Сементовский издает сведения о гидрографии Витебской губернии, в частности по основным рр. Оболь, Овсянка и озерам Кашо, Черново, Берново. С этого момента к озерам края интерес начинает неуклонно расти. Более детальное изучение озер региона было предпринято в начале 90-х гг. XIX в. Д. Н. Анучиным (1895) и В. Лесневским (1904).

С созданием Геологического комитета (1882 г.) геологические работы обретают большую системность, нежели раньше. В это время началось проведение 10-верстной геологической съемки, которую в пределах Городокской возвышенности координировали П. Армашевский. А. Карпинским (1887) изучаются «кембро-силурийские» и другие отложения в Псковской и Витебской губерниях. Им же в 1894 г. была издана одна из первых работ, посвященная геодинамике региона. В 1890 г. П. Армашевским был опубликован «Предварительный отчет о геологических исследованиях», что проводились в пределах Смоленской и Витебской губерниях.

Важным этапом развития геологической изученности Городокской возвышенности стала постройка на её территории Петербургско-Одесской железной дороги в 1900—1902 гг. Изыскания под строительство дороги проходили в 1899—1901 гг. под руководством С. Н. Никитина и П. Армашевского. В ходе работ было открыто множество месторождений строительных материалов (карьеры у н. п. Лахи, Бычиха, Росляки, Радченки) и были проведены масштабные земляные работы. В это же время на территории возвышенности А. Б. Миссуна (1901 г.) занималась исследова-

нием конечных морен. Материалы по северным отрогам возвышенности публикуются в отчете К. Глинки о проведенных работах в Псковской губернии (1899 г.). Следует отметить также большую роль в сборе материалов по Городокскому краю сборника «Витебские губернские ведомости», в котором публиковались статьи географической направленности (1901 г.).

Во время Первой мировой войны исследования четвертичной толщи на территории Беларуси ведутся усиленными темпами для нужд фронта. Однако на территории Городокской возвышенности военные действия не велись, соответственно исследования были не столь интенсивными. Следует выделить исследования ледниковых форм рельефа А. Б. Миссуны (1915, 1916) и озер П. Ф. Домрачевым и А. Керманом.

После революции 1917 г. и военных действий 1918–1920 гг. Городокская возвышенность оказывается на территории БССР. В последующие годы ее изучение возобновляется работниками Геологического комитета (с 1933 г. — ВСЕГЕИ), которые продолжают изыскания по составлению 10-верстных геологических карт. А. М. Жирмунский (1927) занимается проблемами строения четвертичных толщ региона и подземными водами, Г. Ф. Мирчинк (1926) разрабатывает стратиграфию четвертичных отложений, решая вопросы о количестве оледенений в регионе. И. В. Даниловским было произведено исследование северо-востока возвышенности, в частности бассейна р. Ловать. В 1929 г. А. М. Жирмунским у г. Сураж впервые были описаны межледниковые муравинские отложения и породы усвячской свиты. В 1940 г. обобщающие работы по строению региона предпринимаются К. К. Марковым. Стоит отметить, что в 30-х годах XX в. начинается становление геологической науки в Беларуси, с образованием географического факультета БГУ и организацией Геологического института АН БССР. С этого времени изучением Городокского края стали заниматься преимущественно белорусские исследователи. В ходе Великой Отечественной войны работы по геологическому изучению рассматриваемой территории приостанавливаются, в это время Городокская возвышенность служила ареной боевых действий.

В послевоенные годы исследования Городокской возвышенности приобретают системный характер. В течение 1950–1960 гг. осуществлена среднемасштабная геологическая съемка территории. В ходе съёмки были выявлены основные особенности тектоники региона, установлены важнейшие черты стратиграфии дочетвертичных и четвертичных отложений и рельефа, выявлены некоторые закономерности локализации стройматериалов.

В научных публикациях того времени высказываются различные гипотезы о генезисе возвышенности. По мнению В. А. Дементьева [1], Невельско-Городокские высоты образованы благодаря выступу коренных пород. В. А. Дементьев отмечал, что высоты были сформированы в основном во время витебской фазы поозерского оледенения, но образование северных склонов возвышенности и Езерищенской гряды связывал с brasлавской стадией

Н. С. Чеботарева (1972) относила возвышенность к краевым ледниково-аккумулятивным макроформам. Она значительную роль в обособлении возвышенности придавала выступу коренных пород. С. А. Яковлев (1968), отмечая межлопастной генезис возвышенностей, расположенных севернее (Бежаницкой, Судомской и др.), указывал на возможность межлопастного происхождения Городокской возвышенности. Е. А. Ильин (1968) проводил границу поозерского ледника во время витебской фазы по линии Городок—Езерище и причислял возвышенность к краевым образованиям. На территории Городокской возвышенности ленточные глины исследовала Н. В. Зайцева (1969). П. И. Дорофеев (1963) изучил разрезы межледниковых толщ в районе Суража.

В 1970 г. изучение возвышенности проводили В. А. Исаченков и О. М. Татарников (1972). Они впервые составили гляциоморфологическую схему макроформы и указали на её явную межлопастную природу, обусловленную выступом дочетвертичных пород. В это же время О. П. Аболтиньшем был разработан механизм формирования межпоточковых форм рельефа [2]. Интересные данные были представлены А. А. Асеевым (1972), который полагал, что Городокская возвышенность является межлопастной, утверждал о том, что она перекрывалась льдами Ладожского ледникового потока во время оршанской стадии наступания поозерского ледникового покрова. Мнение о межлопастной природе возвышенности высказывали Д. Б. Малаховский (1972). Связь возвышенности с выступом девонских пород отмечал А. В. Матвеев [3]. В то же время Б. Н. Гурский полагал, что возвышенность была сформирована только во время brasлавской стадияльной подвижки ледникового покрова и имеет аккумулятивный генезис. Работы по межледниковым разрезам района Суража продолжили Ф. Ю. Великевич, Л. Н. Вознячук, Х. А. Арласанов и В. Б. Кадацкий (1975). Озера края изучались О. Ф. Якушко (1972) и др.

В 1980–90-х гг. XX в. детальное изучение Городокской возвышенности провел А. Ф. Санько [4]. Он установил более сложное, чем считалось ранее, строение возвышенности, подтвердил её межлопастную природу, выявил значительное участие пассивного льда при деградации ледникового покрова. А. Ф. Санько совместно с И. Л. Гуминским впервые попытались проанализировать особенности петрографического состава морен Городокской возвышенности. В это время начинается активное изучение валунного материала возвышенности, которое выполняли С. Д. Астапова и В. Ф. Винокуров [5]. Ими выделена Городокско-Витебская литопровинция, установлено большое влияние обломочного материала Ладожского ледникового покрова в составе валунного материала региона. Рельеф возвышенности подробно описал А. В. Матвеев [3].

Поиски строительных полезных ископаемых в пределах возвышенности проводили сотрудники БелНИГРИ, «Белгео» и др.

Таким образом, в изучении Городокской возвышенности можно выделить следующие основные этапы: 1-й — до 80-гг. 19 в, 2-й — 80-е гг. — 1941 г., 3-й — 1945 — 1960 гг., 4-й — 1960 — 1993 гг. и 5-й — с 1994 г. до настоящего времени. Для первого этапа были характерны отрывочные данные, исследования носили несистематический характер. В это время оставалась неясной картина геологического строения возвышенности. Второй этап характеризовался началом системного изучения возвышенности. На этом этапе проведена первичная геологическая съемка территории, постепенно шло накопление данных о структуре, рельефе и гидрографии. В третий, или послевоенный этап были

установлены основные особенности строения и условия формирования возвышенности. Была произведена средне-масштабная геологическая съемка территории. Четвертый этап ознаменовался комплексным изучением структуры района, в результате чего была установлена межлопастная природа и возраст возвышенности. Последний этап отмечается практической направленностью в изучении возвышенности, важное место отводится поиску строительных полезных ископаемых, природоохранным мероприятиям. В настоящее время актуальным является региональное изучение территории Городокской возвышенности, с тем, чтобы обобщить весь накопленный геологический материал, на новой методологической основе изучить гляциоструктуру и морфогенез макроформы в квартере для рационального использования заключенных в её недрах природных ресурсов.

Литература

1. Дементьев В. А. Развитие рельефа Белоруссии в вюрмскую эпоху // Геология и полезные ископаемые БССР. Мн., 1948. Сб. 2, С. 111—119.
2. Аболтиньи О. П. К вопросу о формировании островных возвышенностей // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972, С. 51—61.
3. Матвеев А. В. История формирования рельефа Беларуси. Мн.: Наука и техника, 1990. 215 с.
4. Санько А. Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Мн.: Наука и техника, 1987. 187 с.
5. Астапова С. Д., Винокуров В. Ф. Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусского Поозерья // Доклады НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 115—118.

Г. И. Литвинюк, Д. В. Василевич

Белорусский государственный педагогический университет им. М.Танка

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕМЕННЫХ ФЛОРАХ РЕЧИЦКОГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

В 1979—80 гг. лаборатория геологии и палеопотамологии антропогена Института геологических наук НАН Беларуси проводила изучение строения Ведричских сещей на территории Речицкого района в связи с крупномасштабной инженерно-геологической съемкой для целей мелиорации и опорного бурения. Результаты этих работ были опубликованы в сборнике, посвященном геологическому строению антропогеновой толщи Речицкого Приднепровья в 1986 г. При изучении скважин было выявлено сложное строение ложбин ледникового выпавивания, которые заполнены различными моренными и межледниковыми отложениями, содержащими органогенные остатки. Возраст межледниковых отложений был определен спорово-пыльцевым [1], диатомовым [2], палеокарпологическим [3] и остракодологическим [4] методами.

По результатам изучения были построены геологические разрезы Ведричских сещей, а также карта рельефа ложа антропогеновых отложений. Установлено, что строение отдельных участков ложбин неодинаково и осадки, заполняющие их, по палеоботаническим данным, состоят из трех разновозрастных органогенных толщ, разделенных песками, соответствующих сильному похолоданию. Нижняя толща сапропелитов (скв. 5 гл. 39,5—56,6 м) имеет беловежский возраст, верхняя толща сапропелитов (скв. 55 Б гл. 34,5—37,8 м) — предположительно лихвинский, а третья — самая верхняя (скв. 62 гл. 23,7—27,5 м) — муравинский.

Автору Ф. Ю. Величкевичем была передана дополнительная серия небольших по объему образцов, отобранных из скв. 5 (Чкалов) в интервале глубин 36,4—57,0 м. Каждый образец представлен монолитным куском породы мощностью до 10 см и отобран примерно из одного метра kernового материала. Глубины отбора и состав выявленной семенной флоры приведены в таблице. Перед обработкой порода предварительно замачивалась и кипятилась для ее лучшего разрушения и наименьшего повреждения ископаемых плодов и семян, т.к. карбонатные осадки являются не совсем благоприятной средой для сохранения растительных остатков и обычно содержат их незначительное количество. В целом выявлена небольшая флора ископаемых плодов и семян, которая, естественно, не имеет существенных отличий от ранее изученной флоры Т. В. Якубовской [3], но тем не менее имеет свои особенности. Общее количество выявленных видов составляет 38 форм, 14 из которых определены впервые. Большая часть выявленных видов отражает умеренную климатическую обстановку и встречается практически в каждой флоре.

Наиболее обильны остатки *Eleocharis palustris*, *Carex* двух видов, *Scirpus lacustris*, *Chenopodium* sp., *Rumex maritimus*, *Pinus* sp. и другие. О межледниковом облике флоры свидетельствует присутствие семян или их обломков следующих видов: *Stratiotes* sp., *Scirpus mucronatus*, *Alnus* cf. *incana*, *Tilia* sp., которые ранее в данной флоре не встречались. Наряду с уже установленными формами такими как *Salvinia natans*, *Najas marina*, *Radus* sp., полученная флора приобретает уже типично межледниковый облик.

Интересно также и распределение растительных остатков по разрезу. Нижняя часть отложений в интервале 43,9—57,0 м, соответствует начальному фазам межледниковья. Здесь нет теплолюбивых форм, а те, которые встречаются, представлены незначительным количеством остатков, чаще всего единичными экземплярами (*Najas marina*, *Scirpus lacustris*, *Alnus incana*). Оптимум межледниковья зафиксирован в интервале глубин 38,4—43,0 м. К данному интервалу приурочены все теплолюбивые формы, а количество семян других видов увеличивается в несколько раз, что косвенно указывает на более теплые климатические условия, существовавшие во время накопления данных отложений. Обращает на себя внимание и смена в осадконакоплении в интервале глубин 38,9—39,9 м. По внешнему

Таблица

Семенная флора скв. 5 (Чкалов)

№ обр., глуб., м Растение	24 56,7- 57,0	22 54,9- 55,0	21 53,9- 54,0	20 52,9- 53,0	19 51,9- 52,0	18 50,9- 51,0	17 49,9- 50,0	16 48,9- 49,0	15 47,9- 48,0	14 46,9- 47,0	13 45,9- 46,0	12 44,9- 45,0
Chara sp.												
Picea sp.												
Pinus sp.	+	1		1	2	1	5	4	3	5	+	12
Typha sp.								3	3	19		1
Potamogeton sp.												
Najas marina L.								+				
Alisma planta-goauatica L.							1					
Stratiotes sp.												
Scirpus lacustris L.					1	1	1	9	1	1	3	6
S cf sylvaticus L.							1	5	1	4		
S mucronatus L.												
Eleocharis e gr palustris (L.) Roem. et Schult.			2	2	1	+	18	27	20	24	12	86
Carex s/gen Vignea							3	7	2	1	2	6
Carex s/gen Carex			1	+			2			2	1	5
Betula alba L.		1	1					1			1	
Alnus cf incana L.												1
Urtica dioica L.					1			4	5	5		6
Urtica sp.												
Rumex maritimus L.		2	3	6	3	3		1	1	7	7	6
Polygonum sp.												
Chenopodium sp.		1	2	3	3	1	10	3	15	7	2	3
Stellaria palustris L.											1	1
Ranunculus sceleratoides L.		2							1	1		
Batrachium sp.												
Thalictrum cf lucidum L.												
Thalictrum sp.						1						
Comarum palustre L.												
Tilia sp.												
Viola sp.												
Myriophyllum spicatum L.								1				
M cf verticillatum L.											1	
Menyanthes trifoliata L.												
Lysimachia vulgaris L.						1						
Stachys sp.												
Lycopus europaeus L.											1	
Mentha arvensis L.						1		1		1		
Eupatorium cannabinum L.												
Cirsium palustre L.												
Chara sp.									2			+
Picea sp.			+									
Pinus sp.	1	16	16	14	14	2	+	53	3	5	16	15
Typha sp.	4	2	1	1	6		1	2	3		1	1
Potamogeton sp.						1	1	1			2	
Najas marina L.	+		+		+		+	1	+			+
Alisma planta-goauatica L.												
Stratiotes sp.			+	+								
Scirpus lacustris L.	2	13	17	31	25	5	4	95	6	9	10	19
S cf sylvaticus L.	3			1	1							1
S mucronatus L.					1							
Eleocharis e gr palustris (L.)Roem. et Schult.	20	109	129	155	148	18	6	208	30	30	63	85
Carex s/gen Vignea	3	12	12	25	19		1	28	3	2	3	4
Carex s/gen Carex	2	16	7	12	16		1	39	3	3	11	15
Betula alba L.	1			1	4			1			1	3
Alnus cf incana L.		3	+	1				7		2		9
Urtica dioica L.	3	6	5	5	10		1	14	3	2	4	6
Urtica sp.			2									
Rumex maritimus L.		3	6	2	1			6	1		3	3
Polygonum sp.						1						
Chenopodium sp.	1	9	7	8	9		2	6	2		5	12
Stellaria palustris L.												
Ranunculus sceleratoides L.				1	1				1		1	
Batrachium sp.									1			
Thalictrum cf lucidum L.				1				1				
Thalictrum sp.								1				
Comarum palustre L.											1	
Tilia sp.								+				

Продолжение таблицы

№ обр., глуб., м Растение	24 56,7- 57,0	22 54,9- 55,0	21 53,9- 54,0	20 52,9- 53,0	19 51,9- 52,0	18 50,9- 51,0	17 49,9- 50,0	16 48,9- 49,0	15 47,9- 48,0	14 46,9- 47,0	13 45,9- 46,0	12 44,9- 45,0
<i>Viola</i> sp.											+	+
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.								1		1		
<i>M</i> cf <i>verticillatum</i> L.												
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.		+	+	1				1				+
<i>Lysimachia vulgaris</i> L.			1	2	1							
<i>Stachys</i> sp.				1	1							
<i>Lycopus europaeus</i> L.		1										
<i>Mentha arvensis</i> L.									1			
<i>Eupatorium cannabinum</i> L.				1	1							
<i>Cirsium palustre</i> L.												1

*Примечание: + — обломки плодов и семян

облику порода та же, что и в соседних слоях, но в этих двух образцах при промывке встречена значительная примесь (до 30—40 % от объема породы) мелко-тонкозернистого белесого кварцевого песка. Флора в этом интервале практически отсутствует и состоит из нескольких видов, представленных единичными остатками. Обеднение флоры составляет примерно в два раза. После перерыва состав флоры быстро восстанавливается до прежнего уровня.

Верхняя часть отложений в интервале глубин 36,4—38,0 м отражает последующие постоптимальные фазы межледниковья, связанные с ухудшением климатической обстановки. Если сравнивать флору верхней и нижней частей разреза (до перерыва и после), то существенных различий в их составе нет, что свидетельствует о сходных климатических условиях, существовавших в это время. Подобный перерыв отмечается и палинологами, которые объясняют это оледенением на территории Северной Европы, предельная граница которого располагалась севернее Беларуси, что вызвало значительную обводненность территории, расположенной южнее. Подобный перерыв в осадконакоплении, но более значительный, характерен и для других разрезов беловежско-могилевского времени (Нижнинский Ров, Смолярка, скв. 3 — интервал 16,5—19,0 м, Ятвезь, скв. 6 — интервал 57,8—60,0 м и др.) [5, 6]. Такие перерывы в накоплении осадков позволяют более уверенно разделять беловежские и могилевские флоры, которые весьма близки по своему составу в силу незначительного похолодания.

Таким образом, в результате изучения семенной флоры скважины 5 удалось расчленить флороносную толщу на две части, которые соответствуют беловежскому и могилевскому межледниковьям, а также выявить 14 новых видов, которые придают выявленной флоре типично межледниковый облик.

Литература

1. Махнач Н. А., Рылова Т. Б. Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья (по материалам новых палинологических исследований) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Мн.: Наука и техника, 1986. С. 56—75.
2. Хурсевич Г. К., Логинова Л. П. Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Мн.: Наука и техника, 1986. С. 76—142.
3. Якубовская Т. В. Строение и возраст Ведричских сечей // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Мн.: Наука и техника, 1986. С. 142—158.
4. Зубович С. Ф. Первые данные об остракодах плейстоцена Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Мн.: Наука и техника, 1986. С. 158—164.
5. Величкевич Ф. Ю., Рылова Т. Б., Величкевич А. Ф. К стратиграфии плейстоцена юго-западной Беларуси // Тезисы Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М, 1994. С. 51.
6. Величкевич Ф. Ю., Хурсевич Г. К., Рылова Т. Б., Литвинюк Г. И. К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 3, № 4, С. 68—84.

В. В. Махнач

Белорусский государственный университет

ОСОБЕННОСТИ АРЕАЛОВ АММОНОИДЕЙ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Широтно-зональные и провинциальные особенности, определяющие распространение современных организмов, действовали и в прежние геологические времена. Однако распределение площадей суши и моря, отличалось от современного. Поэтому каждый этап геологической истории характеризовался своими биогеографическими чертами.

Широтная зональность и провинциальность с момента зарождения Земли и до наших времён определяется количеством солнечного тепла. В целом в фанерозойской истории Земли исследователи выделяют два климатических режима, тесно связанных с вулканической активностью и с трансгрессией или регрессией уровня Мирового океана. При усилении вулканической деятельности и трансгрессии моря возникал так называемый «оранжерейный режим», при уменьшении и регрессии моря — «ледниковый режим». Указанные палеоклиматические изменения вызывали три принципиально различные явления в жизни живых организмов: эволюцию отдельных групп (филогенез), форми-

рование новых таксонов, фаун, флор, биот (фауно-, флоро- и биотогенез) и историческое развитие сообществ (биоценогенез) [1]. Эти процессы в истории жизни на Земле изучаются в рамках палеобиогеографии, которая на основании геологических материалов устанавливает причины формирования дизъюнктивных (разорванных) ареалов вымерших организмов на протяжении разных геологических периодов.

Дизъюнктивные ареалы моллюсков класса *Cephalopoda* являются хорошим показателем для реконструкции палеогеографических условий.

Так, в девоне в составе головоногих моллюсков появились новые группы: аммоноидеи и наутилоидеи. Возникнув в раннедевонскую эпоху, аммоноидеи существовали до конца мелового периода (маастрихтского века), а затем полностью вымерли. За это время они испытали сложную эволюцию, достигнув в различных филогенетических стволах большого совершенства и процветания.

Самыми древними среди аммоноидей являются представители отряда *Anarcestida*, которые появились в середине раннего девона и закончили свое существование в конце позднедевонской эпохи. По-видимому, отряд *Anarcestida* был распространен по всей водной акватории. Об этом может свидетельствовать ареал в районе северо-востока Гондваны, на месте будущей Австралии. По имеющимся данным *Anarcestida* обитали в океанах Панталасса и Палеотетис, вдоль берегов Евразии и Гондваны. Палеоклиматические карты позволяют установить, что ареал анарцестид не выходил за пределы теплых поясов и занимал районы с тропическим, аридным и умеренным климатом.

В отложениях среднего девона Северной Америки, Австралии и Евразии отмечаются первые находки представителей отряда *Goniatitida*. Представители отрядов *Anarcestida* и *Goniatitida* встречаются в одних и тех же отложениях, что позволяет с высокой долей уверенности утверждать о сходности экологических условий. Весьма немногочисленные гониатитиды дали резкую вспышку в формообразовании [3]. *Goniatitida* обитали в океанах Панталасса, Палеотетисе и Уральском вдоль берегов Евразии и Гондваны. Ареалы отрядов *Anarcestida* и *Goniatitida* перекрывались на определенных территориях, что свидетельствует о сходной экологии представителей этих отрядов.

В позднем девоне эволюция аммоноидей сделала новый виток в истории: появляется новый отряд *Clymeniida*. Климении — сравнительно недолговечная группа. Они существовали в течение фаменского и начала турнейского веков и образовали только два подотряда. Климении сразу получили необычайно пышное развитие и в фаменское время были основной группой аммоноидей, превышая по таксономическому разнообразию не только агониатитов, но и гониатитов. В конце девонского периода большинство семейств и родов прекратило свое существование, и только два рода перешли в каменноугольный период, но и они вскоре вымерли. Ареал *Clymeniida* совпадал с ареалами представителей *Anarcestida* и *Goniatitida*. Однако, их ареал ограничивается только океаном Палеотетис.

В раннем карбоне доживают свой век последние представители *Clymeniida* и *Anarcestida*. Их ареал локализуется в районе океана Палеотетис, в тропических и аридных областях. Своё развитие получает отряд *Prolecanitida*, ареал которого распространяется на океаны Панталасса и Палеотетис. Аналогичное распространение получает и отряд *Goniatitida*. Эти отряды процветают в раннем карбоне. Однако ареалы аммоноидей отрядов *Prolecanitida* и *Goniatitida* были разорваны соединением Сибирской платформы с остальными территориями формирующейся Пангеи. Вероятно, тектонические процессы, разъединившие ареал аммоноидей, способствовали эволюционным процессам внутри отрядов. *Prolecanitida* — это обширный и длительно существовавший отряд. Он относится к числу наиболее изученных, хотя вопрос о его происхождении до сих пор остается не вполне ясным. По имеющимся данным первые его представители появились в самом начале каменноугольного периода.

В позднем карбоне оледенение охватывает большую часть Гондваны. Не сумев приспособиться к быстро меняющимся климатическим условиям, полностью вымирают представители отрядов *Anarcestida* и *Clymeniida*. В то же время как отряд *Goniatitida* получает широчайшее распространение. Судя по ареалу гониатитид уместно говорить о появлении «бореальных» видов. Ареал отряда *Prolecanitida* локализуется в районе тропических широт океана Палеотетис. Ареал *Goniatitida* значительно шире и распространяется не только на Палеотетис, но и охватывает океан Панталасса.

В раннепермское время аммоноидеи отрядов *Goniatitida* и *Prolecanitida* получают значительное распространение. Их ареалы охватывают океаны Панталасса, Палеотетис и Тетис. Появившиеся представители отряда *Ceratitida* обитают в океане Панталасса и по проливам распространяются в Палеотетисе. Аммонитиды в раннем карбоне занимают широкий спектр климатических условий от холодных до тропических.

В позднепермское время *Prolecanitida* распространены в аридных и умеренных районах океана Панталасса, а также в аридных районах Тетиса. *Ceratitida* значительно увеличивают свой ареал по сравнению с ранней пермью и занимают не только аридные и умеренные районы океана Панталасса, но и тропические и аридные зоны Палеотетиса. *Goniatitida* распространяются по всей акватории океана Панталасса и проникают даже в холодные области океана Тетис, однако, они обречены на вымирание.

В триасе замечается упадок отряда *Prolecanitida* (единственное семейство *Episagaceratidae*), а затем и полное вымирание представителей этой группы. Третье надсемейство — *Sagacerataseae*, отделившись в начале триаса от мелликогитид, сумело путем ранних онтогенетических преобразований изменить и улучшить свою организацию. Оно существовало до позднего триаса (конец карнийского века), а затем тоже полностью вымерло в позднетриасовую эпоху. Ареал этого отряда сильно сокращается и ограничивается территориями Панталасса, примыкающими к северо-западным районам Пангеи. Отряд *Ceratitida* распространяется на океан Тетис и Панталасса, получая максимальное распространение и огромное многообразие форм.

В ранней юре на северо-западе океана Тетис в тропической и паратропической области господствуют представители отрядов *Lyticeratida* и *Phylloceratida*. Ареалы были небольшими, в то время, как ареал отряда *Ammonitida* имел огромную площадь и вероятно аммонитиды были космополитами.

Поздний мел стал закатом в истории аммоноидей. Впервые ареалы аммоноидей разрываются и дробятся. Это объясняется теорией отеснённых реликтов А. Уоллеса, т. е. разрыв географического пространства распространения организмов связан с неблагоприятными условиями и вымиранием на значительной части прежде единого ареала. Отряд *Phylloceratida* не получил широкого распространения и обособился двумя ареалами в проливах между океаном Тетис и будущей Северной Атлантикой. Более широкое распространение получают *Lyticeratida* и *Ammonitida*. *Lyticeratida* занимают северное полушарие, в то время как *Ammonitida* распространены практически повсеместно.

История ареалов аммоноидей свидетельствует о постоянно нарастающей экологической экспансии этой группы, закончившейся захватом всех морских пространств.

Таким образом, классическая дарвиновская филогенетическая концепция, основанная на монофилетическом развитии таксонов, в палеобиогеографии аммоноидей прекрасно трансформируется в концепцию «центров происхождения», предложенную В. И. Вернадским. Если обобщить данные по ареалам в различные геологические периоды, то выделяется область формирующегося в девоне океана Палеотетис (в последующие время океан Тетис). В различные геологические эпохи этот центр стал эволюционной «кузницей» различных отрядов аммоноидей. Следует также отметить немаловажный центр, но относящийся не к центрам происхождения, а к эволюционным центрам — это океан Панталасса.

Биогеографический аспект ареалов аммоноидей объясняется на сегодняшний день климатическими, геологическими, биологическими факторами среды обитания.

Литература

1. Кафанов А. И., Кудряшов В. А. Морская биогеография. М. Изд-во «Наука», 2000. 176 с.
2. Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. Палеонтология. М.: Изд-во МГУ, 2006. 592 с.
3. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. в 15 т. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 359 с.

Мутахид Аль-Обайди

Белорусский государственный университет

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРНЫХ РЕГИОНОВ ИРАКА

Introduction: SRTM Digital Elevation Model data at 30 meter resolution (1 arc second) are available from an increasing number of Web and FTP downloading sites, with different types of post-processing and formatting. However, due to extensive processing and inherent errors, the "effective" resolution of the final data is approximately (45-75) meters depending on local topography and other factors. Preliminary accuracy assessments have shown that the data exceed their original specifications of less than (16) meters absolute vertical accuracy and (20) meters absolute horizontal accuracy. **The Principals to the 3D vision :** The purpose of maps is to model reality. In the Nature of Maps Robinson & Petchenik (1976) defined a map as a "graphic representation of the milieu." The use of the term milieu is interesting because it suggests much more than the flat, static maps we are familiar with. It presents a challenge to step beyond the comfortable reach of two dimensional (2D) representations to higher dimensions of visualization. To model reality most clearly, it certainly makes sense that we strive to map what we actually experience. What follows is a brief look at the addition of a third dimension (3D) to geographic visualization and geographic information systems (GIS). Van Driel (1989) recognized that the advantage of 3D lies in the way we see the information. It is estimated that 50 percent of the brain's neurons are involved in vision. It is believed that 3D displays stimulate more neurons: involving a larger portion of the brain in the problem solving process. With 2D contour maps, for example, the mind must first build a conceptual model of the relief before any analysis can be made. Considering the cartographic complexity of some terrain, 3D display, however, simulates spatial reality, thus allowing the viewer to more quickly recognize and understand changes in elevation. Geographic Visualization depends on psychological cues to create a natural 3D scene on a 2D computer monitor. The geographer might rely on such visual cues as simple perspective rules or the subtle change of color or texture with distance. Geographers employ computer algorithms that reasonably synthesize a terrain surface.

(DEM) Quality:

SRTM is the best available DEM data for most places on Earth. Until SRTM data was released, the 90 meter SRTM data represents a significant improvement. However, there are a number of problems and issues with the data that users must understand, and in some cases resolve, in order to use the data. The primary issues to be aware of DEM are 1) no-data or voids: tend to occur most often in areas of very high or very low relief 2) Random vertical "noise": may be

caused by variations in the tree canopy or human infrastructure. 3) Reflective surface elevations: areas containing trees, buildings, towers, poles are likely to contain elevation values that represent the tops of those features rather than the ground elevation, as they are the "first reflective surface" that the radar signal encounters. NASA's Jet Propulsion Lab (JPL) captured and performed the initial data processing to recover data in the voids using new methods and may better represent the average elevation of each 90 meter "cell" and these data were processed in one degree by one degree "cells". The edges of each cell are matched with the edges of adjacent cells to assure continuity and accuracy. Study Area and Research's materials: SRTM topography map can be shown on the following

We can work with just the Digital Elevation Model if we wish, but the real power of 3DEM is its ability to add an overlay or "skin" from a 2D image over the top of the terrain model as in Figure" B". Then, we must (batch) any (voids) in the 3D Model to generate an error free smooth 3D elevation scene, and then , we used the suitable projection method that matches the overlaid image without any deformation.

Produces a simple 3D view from a vertical perspective if we load a Digital Elevation Model (DEM) and turn on hill-shading. We can apply a bitmap layer as a texture map to the DEM for a 3D effect including advanced blending capabilities for raster layers. Each software may be used individually or together to achieve best results according to the research's purposes.

Working procedure:

All possible Simplified procedure is outlined here to show the general working steps in this research. After Downloading data from the SRTM ftp site as in (HGT) format which is similar to the GTOPO30 format, and with a Horizontal reference system (datum) is WGS84. We Made a contour map (Figure D) by choosing required options from the Global mapper , and Optionally, repeat these steps using different Levels and Limits .The result is one best final map limits and contour line intervals of 50- m. You can merge or hide this map in next Steps as required. The raw grid is inspected for voids, spikes then final map grid now is complete, and map(s) were made to specified levels and limits considering that above steps can be adapted to the specific site(s).The Next step is overlaying the photograph and the map over the DEM according to the following overlay technique. Overlay Technique :

3DEM works with two layers: the elevation model and one overlay image. As such, it does not have the ability of Global Mapper to add multiple data layers. By using 3DEM and Global Mapper together you can have the best of both programs. As explained, Global Mapper can be used to produce overlays that incorporate multiple geospatial data layers, or even save a screen capture of a Global Mapper image to use it as an overlay in 3DEM. 3DEM can use images from many sources: screen captures, Digital Ortho Photos, USGS Digital Raster Graphics, GeoTiff files, TerraServer images, etc. The art is to be able to register the overlay image so that it exactly lines up with the underlying DEM. To achieve that, 3DEM has a geo-referencing dialog box. The user places two crosshair markers on the overlay image, entering the latitude and longitude of the two points (generally a point in the upper left and one in the lower right of the overlay). The easiest way to get the coordinates for the reference points is to open the overlay source first in Global Mapper. Global Mapper gives a read out of the cursor's latitude/longitude coordinates as you move it around the screen. (In the Global Mapper configuration dialog, choose to display latitude/longitude in decimal degrees, the system used by 3DEM.) In Global Mapper, a third layer of topographic base map ((Figures D) was overlaid also as a layer, and by changing the opacity for each layer in a certain way and by using both art and skill in changing the lighting degree we can produce the best 3D visual effect but after many trials before approaching the best results of the 3D map but it can be always modified according to our demands by hiding or showing layers or even by modifying opacities and/or by changing the shaded relief colors for the best results in the out coming visual effects

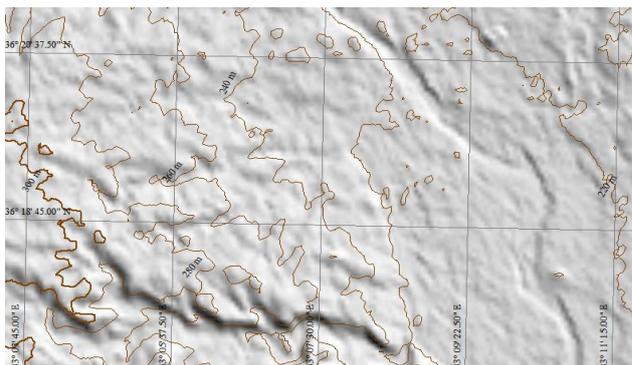


Figure C — Contour over

Conclusion:

The introduction of 3D graphics into architecture, engineering, and has fostered new expectations in those fields. There certainly appears a need for visualization in nearly every subfield of geography and GIS applications as well. It could prove a very persuasive tool in the hands of city planners, urban designers, and traffic engineers. Possibly even, they could use it to bring abstract project variables like visual impact analysis into the cost-benefit equation. The potential is definitely there to do lot more than interesting perspective views of remotely sensed data. Of course, there are some problems in the transition

from 2D to 3D that must still be addressed. Cartographically, such as, how to label a feature that is to be looked at many different of angles?

Any 3D GIS seems has proven to be well suited to Educational purposes and to GIS academic applications as well as to practical applications such as studies of petroleum reservoir, Dam reservoir, and characterization or Urban planning modeling. Still, perpetual improvements in hardware and software technology will ensure that a 3D GIS becomes easier to implement and finds some unique uses elsewhere in the discipline.

DEM Map



Figure D — Contour & Topographic map over DEM

References

1. *Ebi N., Lauterbach B., Anheier W.* An image-analysis system for automatic data-acquisition from colored scanned maps // *Machine Vision and Applications*, 1994. P 148—164
2. *Greenlee D.* Raster and vector processing for scanned line work // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1987. P. 1383—1387.
3. *Moore I., Grayson R., and Ladson A.* Digital terrain modeling: a review of hydrological, geo morphological and biological applications // *Hydrological Processes*, 1991. P 3—30
4. *Alhamamy A. D.* Remotely sensed shuttles Radar Digital Elevation Model (DEM) // For producing GIS 3D visual map. University of Mosul, 2008.
5. *Musavi M., Shirvaikar M., Ramanathan E., and Nekove A.* A vision based method to automate map processing. *Pattern Recognition*, 1988. P 319—326.
6. *Raper Jonathan.* Three Dimensional Applications in Geographic Information Systems. Philadelphia, 1989.
7. *Soille P., Ansoult M.* Automated basin Delineation from digital elevation models using Mathematical morphology // *Signal Processing*, 1990. P. 171—182

В. И. Михайлов

Белорусский национальный технический университет

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОМОЩЬЮ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Современные вертикальные движения земной коры (СВДЗК) оказывают влияние на формирование ландшафта и имеют большое значение для строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений на территории Беларуси. Игнорирование их интенсивности и направленности во времени может привести к негативным последствиям: разрушению зданий и промышленных объектов, затоплению рудников, экологическим катастрофам, прекращению функционирования мелиоративных систем и т. п. [1].

Наиболее эффективный и непосредственный способ изучения СВДЗК — повторное высокоточное нивелирование. Интервалы времени между периодическими нивелировками должны быть в среднем 10—15 лет. Однако в последние десятилетия, в связи созданием геодинимических полигонов и изыскательских площадок для поиска безопасного варианта размещения объектов атомной и теплоэнергетики, непродолжительные высокоточные геодезические измерения стали выполняться в их пределах с более короткими (2—3 года) интервалами времени.

Один из них — Солигорский промрайон, территория которого до недавнего времени считалась вообще асейсмичной, а в 1978 и в 1983 гг. произошло два землетрясения силой до 4-х баллов. Кроме этого, обнаружены местные сейсмические явления (до 30 в год), вызванные, вероятно, техногенной деятельностью, оказывающие существенное влияние на изменение геодинимического режима данной территории. В связи с отражением на космических снимках (КС) большого количества линеаментов, возможно получение дополнительной информации об особенностях структурно-неотектонического плана района и связанных с ним проявлений местной сейсмичности. Базовой моделью структурных элементов служит схема неотектоники, построенная по данным индикационного дешифрирования КС [2]. На схеме выделены тектонические блоки и разграничивающие их глубинные разломы значительной активности. Схема неотектонического строения в комплексе с результатами геолого-геофизических исследований может быть использована для прогнозирования относительно высокочастотных и местных сейсмических явлений. В настоящее время в пределах выявленных разломов создан экспериментальный полигон, где на основе GPS-технологий

проводятся геодезические наблюдения за современными вертикальными движениями как тектонического, так и антропогенного происхождения.

Другой регион расположен на Северо-западе Беларуси. Здесь выделяется зона резкого изменения скоростей современных вертикальных движений (до 8 мм в год). Она простирается по линии Солигорск — Княгинин — Браслав. По данным Ж. П. Хотько [3], эта зона захватывает разные геоструктурные элементы и совпадает с границей разновозрастной складчатости докембрия. Она отражает особенности внутренней структуры кристаллического фундамента. В этом районе располагается Плещеницкий геодинамический полигон.

В 1976—1978 гг. сотрудниками кафедры инженерной геодезии БПИ (ныне БНТУ) по заданию института геофизики и геохимии АН БССР выполнено высокоточное нивелирование по фундаментальным реперам, заложенным по линии Плещеницы — Княгинин — Поставы. Обнадеживающих результатов получено не было. Так, репер «Плещеницы» четыре цикла подряд характеризовался близкими значениями превышений, что вполне закономерно, а на пятом — его знак поменялся на противоположный. Причиной, возможно, могла быть неустойчивость грунтовых реперов, накопление систематических погрешностей полевых измерений и их обработки, наличие в определяемых значениях СВДЗК нерегулярных и закономерных компонент, затрудняющих достоверную оценку тренда тектонического происхождения.

Отмеченные недостатки могут быть устранены, если высокоточное нивелирование производить цифровым нивелиром DNA 03. Производительность нивелирования увеличивается на 50 % по сравнению с обычным нивелиром. Средняя квадратическая погрешность определения превышений на 1 км двойного хода $\pm 0,3$ мм. Ошибки наблюдателя абсолютно исключаются. Все процессы полностью автоматизированы. Этот нивелир хорошо зарекомендовал себя на Гродненской геотехнической системе «Азот» [4]. В настоящее время кафедра прикладной геодезии Полоцкого университета выполняет таким нивелиром высокоточные геодезические измерения в районе Плещеницкого полигона.

В Островецком районе, где выбрана изыскательская площадка под строительство Белорусской АЭС, современные тектонические движения достигают + 6 мм в год [3]. 15 декабря 1909 г. здесь произошло землетрясение с интенсивностью около 7 баллов [5]. Принимая во внимание эти обстоятельства, необходимо в пределах будущей площадки АЭС создать сеть фундаментальных реперов и разработать программу высокоточных геодезических измерений с применением новейших технологий типа цифрового нивелира DNA 03, спутниковых GPS-измерений и других аналогичных приборов. Повторные нивелирования с частыми интервалами необходимы при выборе площадки под строительство объекта, во время его возведения и должны регулярно выполняться в период эксплуатации сооружения. Построенные по таким данным карты СВДЗК будут реально отражать современные вертикальные движения тектонического происхождения.

Литература

1. Михайлов В. И. Анализ карт современных вертикальных движений земной коры Беларуси для целей строительства и эксплуатации инженерных сооружений // Бюллетень Белорусской горной академии. Мн., 2001. № 1 (5). С.50—53.
2. Михайлов В. И., Тешкевич И. А., Боборыкин А. М. Изучение местных сейсмических явлений по картам и аэрокосмическим снимкам // Геодезия и аэрофотосъемка. Известия вузов Мн., 1991. № 5. С. 108—118.
3. Хотько Ж. П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Мн.: Наука и техника, 1974. 91 с.
4. Михайлов В. И., Скребков Г. В., Тимошенко С. А. Опыт применения цифрового нивелира DNA 03 при измерении осадочных деформаций производственных объектов ОАО «Гродно Азот» // Материалы 6-й научно-технической конференции «Наука — образованию, производству, экономике». Мн., 2008. № 2. С. 50.
5. Авотиня Н. Я., Боборыкин А. М., Емельянов А. П., Сильдвээ Э. Х. Каталог исторических землетрясений Беларуси и Прибалтики // Сейсмологический бюллетень сейсмических станций «Минск» (Плещеницы) и «Нарочь» за 1983 г. Мн., 1988. С. 116—137.

Д. Л. Творонович-Севрук

Белорусский государственный университет; seuruk@yandex.ru

ГЕОХИМИЯ Ni В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Продукты выветривания, высвобождающиеся при разрушении горных пород, многократно переотлагаются и взаимодействуют с аллювиальными отложениями зоны гипергенеза при миграции по речным системам. Ещё В. А. Кузнецов отмечал в своих трудах [1] роль аллювиальных отложений при изучении поведения химических элементов в отложениях платформенного чехла Беларуси и смежных территорий.

Никель мигрирует в водах рек запада ВЕП как во взвешенной так и в растворённой форме. Распределение Ni в составе грубых взвесей рек запада ВЕП отражено на рис. Концентрации элемента увеличиваются с севера на юг. Данное обстоятельство объясняется активизацией процессов выветривания на территории распространения гумидного типа литогенеза.

Рост мутности также приводит к увеличению концентраций Ni. В водах рек Черноморского бассейна доля элемента мигрирующего в растворённом виде достигает 70—80% [2]. Однако по оценкам Н. М. Страхова, Ni в ряде рек запада ВЕП переносится преимущественно во взвешенном состоянии [3]. Данное кажущееся противоречие разрешается при дифференцированном подходе к определению пространственно-временной динамики такого

показателя как «мутность». Оценивая которую следует учитывать то, что само содержимое взвесей, а именно — соотношение терригенного и органического материала в самом влекомом субстрате для крупных и мелких водотоков, весьма неоднородно. Подобная закономерность хорошо проявляется на примере фоновых территорий Беларуси. Так, во взвесах р. Птичь, протекающей в центральной геохимической провинции Беларуси, доля минеральной составляющей значительно больше органической. Тогда как во впадающих в упомянутую реку мелких водотоках, дренирующих болотные массивы, количество органической части в 1,5—3 раза превышает содержание минеральной. При определении геохимии Ni в аллювиальных отложениях запада ВЕП необходимо также учитывать и фактор сезонного изменения стока. В зимнее время года в реках увеличивается роль питания за счёт грунтовых вод, происходит снижение количества материала, поступающего за счёт плоскостного смыва. Вовлечение Ni в состав взвесей в зимний период осуществляется преимущественно за счёт перемыва аллювиальных отложений речной долины и взаимодействия с органическим веществом донных осадков. Следует отметить, что образование льда на поверхности воды также приводит к увеличению доли тонкодисперсных частиц, во взвеси. В период половодья растёт поступление осадочного материала с прилегающих территорий, что повышает количество частиц крупной размерности в составе взвеси.

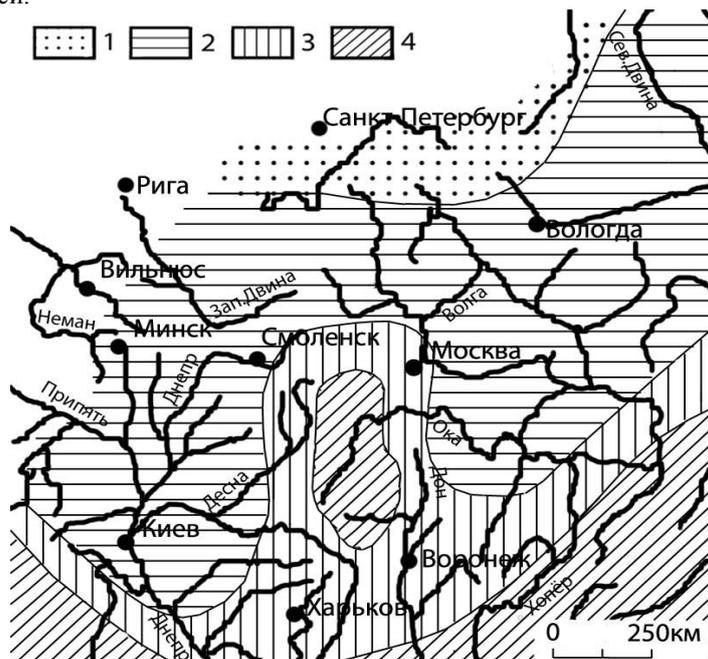


Рис. Распределение Ni (мкг/л) в грубых взвесах рек запада ВЕП и прилегающих территорий, где: 1 — менее 2; 2 — 2; 3 — 2 — 5; 4 — более 5. (Составлено на основе сопоставления данных автора с материалами В. А. Кузнецова, Н. М. Страхова, Н. П. Чеботарёва и О. В. Лукашёва).

Литература

1. Кузнецов В. А. Геохимия аллювиального литогенеза. Мн.: Наука и техника 1973. 280 с.
2. Страхов Н. М. Проблемы современного океанского литогенеза. М.: Наука. 1976. 290 с.
3. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1962
4. Геохимические провинции покровных отложений БССР / Под ред. К. И. Лукашёва. Мн.: Наука и техника, 1969. 476 с.
5. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов, М.: Высшая школа, 1961. 378 с.
6. Чеботарев Н. П. Учение о стоке. М.: Изд-во Московского университета, 1962. 406 с.
7. Краткий справочник по геохимии, М.: Недра, 1990. 150 с.
8. Кузнецов В. А. Геохимия речных долин, Мн.: Наука и техника, 1986. 303 с.
9. Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах.. Мн.: Наука и техника, 1984. 288 с.

И. А. Тяшкевич, А. Р. Понтус

Научно-производственное республиканское унитарное предприятие «Космоаэрогеология»

НЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАДИОНУКЛИДНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ СОЛИГОРСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА

В научно-производственном республиканском унитарном предприятии «Космоаэрогеология» разработана методика выявления так называемых энергоактивных зон литосферы, оказывающих определяющее воздействие на самые различные процессы: от образования месторождений полезных ископаемых, формирования аномальных геофизиче-

ских и геохимических полей до воздействия на физико-химические характеристики ландшафта и условия проживания населения. Была разработана технология специализированной обработки космических многозональных изображений, позволяющая оперативно и достоверно фиксировать энергоактивные объекты литосферы на обработанных снимках.

Одним из важнейших результатов выполненных исследований явилось установление эффекта избирательной аккумуляции энергоактивными зонами радиоактивных осадков. Эффект был зафиксирован после проведения работ на полигонах, подверженных загрязнению (Воложинский, Солигорский и др.). При этом обрабатывались космические изображения, снятые за 8 лет до Чернобыльской аварии. Выявленные при обработке энергоактивные зоны (как в региональном, так и в локальном масштабах) и ореалы позднейшего распространения радионуклидов показали корреляционную зависимость от 80 до 90 %.

Практическим следствием установленного эффекта явилась разработанная нами методика прогнозирования радиационной обстановки, которая может сложиться при возможных авариях на близрасположенных АЭС, в частности Игналинской, возможность составлять карты неблагоприятных для проживания человека и ведения сельского хозяйства территорий, поскольку энергоактивные зоны литосферы по данным отечественных и зарубежных ученых, оказывают негативное воздействие на биосферу.

Анализ литературных источников показывает, что над активными структурными формами локализуются облачные аномалии — следствие интенсивного перемещения теплового потока и флюидов в зонах повышенной проницаемости земной коры. Процессы эманирования воздействуют на атмосферные условия, формируя облачный покров над новейшими структурами.

Этими причинами возможно частичное объяснение характера распределения загрязнения в связи с аварией на Чернобыльской АЭС. С другой стороны, над высокоамплитудными разломами, разделяющими различные тела пород фундамента и платформенного чехла и активизирующимися на новейшем этапе тектогенеза, особенно в позднечетвертичное время, формируются аномалии магнитного и гравитационного полей. Последнее влечет выпадение над этими участками большого объема крупных частиц, в данном случае выбросов продуктов, содержащихся в радиоактивном облаке после аварии на Чернобыльской АЭС. Фактический материал, на основании которого сделаны эти выводы, имеется на территории Воложинского, Солигорского, Новогрудского районов Беларуси.

Наиболее загрязненными радионуклидами в результате аварии на Чернобыльской АЭС в Минской области являются Воложинский и Солигорский районы. Для установления закономерностей радионуклидного загрязнения территорий этих районов нами выполнен комплекс исследований для изучения новейшей тектоники, включающий построение серии тематических карт: геоморфологической, явного остаточного рельефа, базисной поверхности и скрытого остаточного рельефа, ландшафтно-техногенной, структурного дешифрирования разномасштабных и ретроспективных аэрокосмоснимков. Кроме того, собран и проинтерпретирован геолого-геофизический, геохимический и гидрометеорологический материал, который позволил получить новые данные по геодинамическим закономерностям радионуклидного загрязнения.

В пределах Солигорского района РНТЦ «Экомир» АН РБ и ПО «Аэрогеология» в 1990 г. была выполнена детальная площадная гамма-съемка комплексом «Макфар—2», в результате чего были построены в масштабе 1:100 000 карты плотности загрязнения местности цезием-137 в $\text{Ки}/\text{км}^2$, распределения калия-40 в процентах и мощности экспозиционной дозы в $\text{мкР}/\text{час}$.

Территория Солигорского района существенно подверглась радионуклидному загрязнению. Максимальная плотность загрязнения местности цезием-137 в $\text{Ки}/\text{км}^2$ отмечается в районе д.д. Гаврильчицы, Гоцк, Хоростов, Пузичи и колеблется от 0,5 до 6 $\text{Ки}/\text{км}^2$. Мощность экспозиционной дозы загрязнения составляет от 20 до 90 $\text{мкР}/\text{час}$. В целом по степени загрязнения Солигорского района выделяются три зоны: юго-западная — наиболее загрязненная; центральная — наименее загрязненная и северная или непосредственного промрайона, имеющая незначительные по уровню загрязнения площади.

На карте плотности загрязнения цезием-137 Солигорского промрайона выделены мозаичные участки с уровнем загрязнения до 0,5 $\text{Ки}/\text{км}^2$. Отмечены определенные геодинамические закономерности. Прежде всего, Южная тектоническая зона является южной границей загрязнения. Сопоставление карт тектоники, неотектоники и плотности загрязнения цезием-137 показывает определенные корреляционные связи. В юго-западной части Солигорского промрайона (д. Боровая) уровень загрязнения достигает 5 $\text{Ки}/\text{км}^2$. анализ геофизических полей, карт тектоники и неотектоники указывает на то, что это «пятно» находится над мощным консолидированным Рожанским блоком фундамента и платформенного чехла, тяготеющим к Полесской седловине.

Карта мощности экспозиционной дозы в $\text{мкР}/\text{час}$ имеет те же закономерности площадного загрязнения, что и по цезием-137. Южная незагрязненная часть Солигорского промрайона имеет фон 10–15 $\text{мкР}/\text{час}$, причем изолиния 20 $\text{мкР}/\text{час}$ латерально увязывается с Южной тектонической зоной. На территории шахтных полей РУП ПО «Беларуськалий» общий радиационный фон составляет 20–25 $\text{мкР}/\text{час}$, что несущественно превышает допустимый уровень. Максимальный уровень загрязнения отмечен в районе д. Боровая до 80 $\text{мкР}/\text{час}$.

Особый интерес вызывает сравнительный анализ уровня площадей загрязнения по калию-40 Солигорского и Воложинского районов. В Солигорском районе наиболее загрязнена территория промрайона. Здесь ведется добыча, переработка, обогащение калийных руд, вызывающая некоторые выбросы в геологическую среду. Тем не менее здесь отмечено единственное пятно площадью около 2 км^2 с уровнем загрязнения по калию-40 свыше 3 %, что составляет около 1 % от общей площади района, и незначительных пятен с уровнем загрязнения от 2 до 3 %, составляющих около 0,9 % площади промрайона. Территория же Воложинского района имеет более высокий уровень загрязнения свыше 3 % и около 40 % территории от 2 до 3 %. Поэтому утверждение некоторых авторов о том, что за-

грязнение Солигорского промрайона калием-40 связано с деятельностью ПО «Беларуськалий» не доказано фактическим материалом по другим районам.

Динамическая модель радионуклидного загрязнения базируется на эндогенных и экзогенных процессах. Как уже указывалось, аномальные участки геофизических полей и, прежде всего гравитационного, вызывает выпадение над ними большого количества осадков вместе с различного рода радионуклидами. То же происходит и над активными на новейшем этапе тектогенеза разломными структурами. Поэтому над данными элементами тектоники будет отмечаться более медленное падение уровня радионуклидного загрязнения по сравнению с соседними территориями. Кроме того, в наиболее аномальных зонах, особенно в узлах пересечения разломов, возможно и увеличение уровня радионуклидного загрязнения за счет переноса и переотложения радионуклидов за счет вихрей (1993 г.) или пожаров (1995 г.) из Чернобыльской зоны жесткого контроля.

В локальном плане интенсивное хозяйственное освоение территорий, загрязненных радионуклидами, может привести к резкому усилению миграции и, соответственно, расширению загрязненных площадей. Кроме того, за счет плоскостного смыва в нижних частях склонов, в ложбинах и замкнутых понижениях может произойти относительное повышение радиоактивности. Для изучения миграции радионуклидов информативной является карта явного остаточного рельефа, в пределах которых можно прогнозировать увеличение уровня загрязнения. В речных долинах отмечается более высокий уровень падения радионуклидного загрязнения.

Д. Л. Творонович-Севрук, О. В. Лукашёв

Белорусский государственный университет; seuruk@yandex.ru, oleg_lukashev@yahoo.com

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ Fe В ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАСЕЙНОВ РЕК ЧЁРНОГО И БАЛТИЙСКОГО МОРЕЙ

На территории Республики Беларусь находятся реки, сток которых осуществляется преимущественно в Чёрное и Балтийское моря. Покровные отложения, располагающиеся в пределах данных бассейнов, различаются по заболоченности, расчленённости водосборов, геоморфологии, а также — геологическому строению подстилающих пород (см. рис.). Так реки, относящиеся к Балтийскому бассейну, протекают по территории с заболоченностью 20 и более 35 %, тогда, как впадающие в Чёрное море — менее 20 %. По показателям расчленённости площадей водосборов северные территории, напротив, уступают южным, см. рис.

Республика Беларусь расположена на водоразделе между бассейнами Чёрного и Балтийского морей. Аллювиальные отложения занимают до 25 % её территории, которые включают в себя древние и современные осадки, образованные в различных фациальных условиях аллювиального литогенеза [1—3]. Состав аллювиальных отложений определяется в значительной мере геологией размываемых пород квартала моренного, флювиогляциального, озёрного и озёрно-ледникового генезиса. На отдельных участках рек сказывается влияние выходов дочетвертичных отложений: докембрийских изверженных пород, например, в верховьях правых притоков р. Припяти (рис.); девонских изверженных пород в верхнем течении р. Западной Двины и некоторых её притоков (р. Сарьянка); известняков девона и меловых отложений в верхнем и среднем течении р. Днепр; неогеновых песчаников в нижнем течении р. Днепра и т. д., что приводит к увеличению содержания элементов группы железа — Fe, Mn, Cr, Ni и Co по сравнению с фоновыми значениями более чем в 2—3 раза [3—8]. Специфической особенностью аллювиальных процессов бассейнов является их взаимосвязь с заболачиваемостью долин, подтоком грунтовых и глубинных вод и неоднократным перемывом осадочного материала.

Фациальная обстановка современного аллювиального литогенеза характеризуется преимущественным развитием руслового (58,6—71,3 %), пойменного (23,5—35,8 %) и незначительным — старичного (5,2—8,2 %) аллювия [1—3]. Для покровных отложений бассейна р. Припяти в целом характерно пониженное содержание элементов группы железа: Mn — менее 98 мг/кг, Ni — менее 5 мг/кг, Cr — менее 22 мг/кг. Концентрации Mn, Co, Ni и Cr в профиле поймы р. Припять возрастают в ряду прирусловой вал — прирусловая пойма — внутренняя пойма, а также в разрезе поймы в связи с наличием органического вещества [1—3]. В аллювии р. Днепр вниз по течению по направлению с севера на юг наблюдается уменьшение концентраций Fe, Mn и Cr. Породы, слагающие русло р. Днепр представлены преимущественно песчаными, реже супесчаными и песчано-галечными образованиями. Для отложений притоков Днепра присуща чётко выраженная связь с породами бассейна эрозии, а также сказывается влияние размываемых лёссовых и моренных образований. Аллювиальный литогенез сопровождается образованием гипергенных минералов элементов группы железа [3—8].

Распределение элементов группы железа в старичных осадках определяется характером состава пород, размываемых реками, положением старичного водоёма в пойме и его связью с действующим руслом, стадией развития старичного водоёма (начальная, озёрная, зарастания и погребённой старицы), степенью развития растительности и животных организмов. Mn, Ni, Co и Cr в аллювиальном литогенезе тесно взаимосвязаны с Fe. Гидрооксиды Fe — наиболее распространённые новообразования, представлены порошковатыми и плёночными налётами, корками, студёнистыми сгустками, примазками на обломках, конкреционными стяжениями, ортзандами и ортштейновыми горизонтами, болот-

ными рудами, псевдоморфозами по корням растений; сложены гидрогетитом, коллоидными гидрооксидами, лимонитом и др. [2–7]. Гидрооксиды Mn обычно образуют смеси с оксидами Fe. Иногда отмечаются самостоятельные выделения псиломелана в виде примазок и порошковатых сгустов. Фосфаты чаще встречаются в старицах, на заболоченных поймах и на I надпойменных террасах; реже в русловом аллювии (рр. Припять, Горынь, Птичь и др.); они представлены порошковатыми, плёночными и комковатыми образованиями вивианита, бераунита и керчинита. Сульфиды Fe встречаются редко. Пирит и марказит отмечены главным образом в старичных, реже пойменных осадках. Возможно присутствие гидротроилита и мельниковита. Mn присутствует в составе почв в качестве терригенной примеси в глинисто-железистых и глинистых минералах тонкодисперсных фракций [2–7].

Содержание элементов группы железа в покровных отложениях квартала уменьшается с севера на юг и накладывается на границы оледенений. Одновременно происходит увеличение концентраций Mn, Co, Ni и Cr в пределах бассейнов рр. Неман, Западная Двина, северных и центральных фрагментов долин Днепра, Сожа, Друти.



Рис. Схема распределения расчленённости и заболоченности территорий водосборов бассейнов Чёрного и Балтийского морей. 1 — $V = 1,0$; 2 — $V = 1,5$; 3 — участок размытия и переотложения пород Украинского кристаллического щита [3–13].

Литература

1. Кузнецов В. А. Геохимия аллювиального литогенеза. Мн.: Наука и техника, 1973. 280 с.
2. Геохимические провинции покровных отложений БССР / Под ред. К. И. Лукашёва. Мн.: Наука и техника, 1969. 476 с.
3. Кузнецов В. А. Геохимия речных долин. Мн.: Наука и техника, 1986. 303 с.
4. Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах. Мн.: Наука и техника, 1984. 288 с.
5. Бордон В. Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1977. 216 с.
6. Дромашко С. Г. Минералогия и геохимия флювиогляциальных отложений Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1981. 248 с.
7. Лукашев К. И., Астапова С. Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Мн.: Наука и техника, 1971. 196 с.
8. Лукашёв О. В., Седых К. С., Творонович-Севрук Д. Л., Осмоловская И. Г. Распределение микроэлементов в тонкодисперсной фракции антропогенных отложений Беларуси // Современные проблемы геохимии: Материалы республиканской научной конференции, посвящённой 95-летию академика К. И. Лукашёва. Мн.: Изд-во ИГН НАН Беларуси 2002. 256 с.
9. Бордон В. Е., Ольховская Е. Т., Аношко Я. И., Михайлов Н. Д. Краткий справочник по геохимии Беларуси. Мн.: Изд-во ИГН НАН Беларуси 1995. 108 с.
10. Страхов Н. М. Проблемы современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976, 290 с.
11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во академии наук СССР, 1962.
12. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов, М.: Недра, 1961. 378 с.
13. Чеботарев Н. П. Учение о стоке. М.: Изд-во Московского университета, 1962. 406 с.

НОВЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А. Ф. Данилова¹, В. Н. Кузьмин², С. И. Кононович², Ю. Н. Чиберкус², О.Ю. Терешина²

¹ОАО «Белгорхимпром», ²ГНПО «НПЦ НАН Беларуси по биоресурсам»

РЕЗУЛЬТАТЫ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕПЕРАХ КРАСНОСЛОБОДСКОГО РУДНИКА.

В последние годы все более актуальными становятся исследования геодинамических процессов, протекающих в верхней части земной коры и имеющих как естественную, так и техногенную природу. Интерес к исследованиям современных сдвижений и деформаций во многом обусловлен тем, что безопасное ведение человеком хозяйственно-экономической деятельности в земной поверхности возможно только при получении целостной картины о процессах происходящих в недрах Земли и на ее поверхности. Эти сложные многофакторные процессы имеют как естественную, так и техногенную природу, причем в последнее время все большее значение приобретает техногенный фактор, который приводит к негативным изменениям геодинамической и экологической обстановки. Одним из эффективных способов получения геодинамической информации является комплексный геомеханический мониторинг земной поверхности на основе оптимизированной сети геодинамических полигонов.

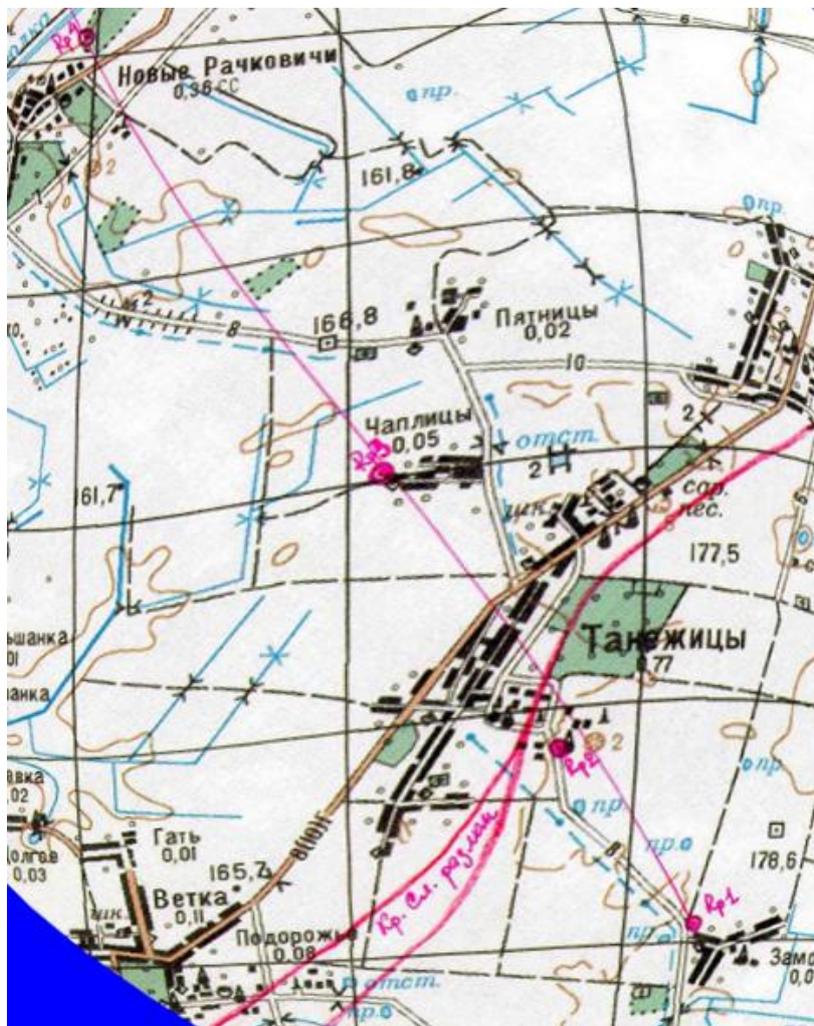


Рис. Схема расположения геодинамических реперов

Первым шагом по созданию геомеханического мониторинга над современными геодинамически активными зонами Старобинского месторождения калийных солей стало создание в 2005 году стационарной сети, расположенной в зонах тектонических разломов Краснослободского рудника. Стационарные геодинамической репера сети включают четыре пункта, расположенных в линию, перпендикулярную Краснослободскому разлому. Репер номер 1 находится на северо-западной окраине д. Замошье, репер номер 2 — на колхозном дворе д. Танежицы, практически у самого разлома, репер номер 3 — на северо-западной окраине д. Чаплицы, репер номер 4 — на северо-востоке д. Новые Рачковичи (см. рис.). Расстояние между крайними реперами составило 9275,3 метра.

Начиная с 2005 года, регулярно два раза в год проводились спутниковые геодезические наблюдения одновременно на всех 4 пунктах сети. GPS-наблюдения выполнялись сетевым методом. Режим измерений использовался — “Статика”. Длина эпохи наблюдений устанавливалась равной 30 секунд, выбиралась исходя из рекомендаций фирмы изготовителя GPS — оборудования и технических возможностей оборудования. Угол возвышения спутников, с которых принимались сигналы (угол осечки), устанавливался равным 10 градусам. С целью исключения искажений вносимых расположением фазового центра GPS — антенны на каждый пункт сети всякий раз устанавливался один и тот же GPS- приемник и ориентировался он всегда в одном и том же направлении.

Программа каждой из ежегодных серий спутниковых наблюдений (GPS- измерений) состояла из нескольких двоекных, равных по времени сеансов наблюдений. Между сеансами наблюдений выполнялась повторная установка и центрирование антенны. При этом изменении ее высоты, по сравнению с предыдущим сеансом, составляло не менее чем на 10 см. Длительность одного сеанса наблюдений составляла не менее 3 часов. По истечении заданного времени наблюдения, повторно измерялась высота инструмента, производилась запись данных наблюдений.

В качестве опорного репера был выбран репер 1. Предполагалось, что этот репер неподвижен и все изменения местоположений остальных трех реперов фиксируются относительно него. При последующей постобработке GPS — наблюдений выбирались фиксированные геоцентрические WGS 84 координаты первого репера, полученные в режиме Singlepoint solution в первой серии наблюдений. Во всех последующих сериях наблюдений координаты первого репера оставались неизменными и от него вычислялись всевозможные базовых линий и координаты остальных трех реперов в геоцентрической системе координат 4.

Для каждой серии наблюдений, после этапа вычислений WGS 84-координат реперов, Уравнивание выполнялось программном модуле *Adjustment* программного обеспечения Leica Geosystems, использовались стандартные параметры для оценки наличия грубых ошибок в наблюдениях.

Для сопоставления и анализа результатов наблюдений использовались уравненные координаты WGS 84 — координаты реперов, для визуализации результатов измерений была построена проекция Меркатора с центром на репере 1 (координаты репера 0,0). Параметры проекции приведены ниже:

Transverse Mercator projection set
Name of projection set: 1=00
False east: 0,0000 m
False north: 0,0000 m
Latitude of origin: 52 53 12.3868 N
Central meridian: 27 19 59.6995 E
Scale: 1.0 000 000 000
Zone width: 4 10

Ретроспективный анализ четырехлетних GPS наблюдений на стационарных пунктах геодинамической сети в зонах тектонических разломов Краснослободского рудника показал достаточную сходимость наблюдений и подтвердили возможность оперативной оценки местоположения пунктов геодинамической сети на миллиметровом уровне точности, что практически труднодостижимо при проведении наблюдений традиционными способами. Дисперсии измеренных координат геодинамических реперов значительно меньше паспортных точностных характеристик используемых GPS — систем и носят, по предварительным данным, случайный характер.

Таким образом, на протяжении всех серий геодинамических наблюдений не выявлено значимых изменений относительного местоположения геодинамических реперов, превосходящих допустимые погрешности измерительных систем.

М. А. Журавков¹, В. Н. Кузьмин², С. И. Кононович²

¹Белорусский государственный университет, ²ГНПО «НПЦ НАН Беларуси по биоресурсам»

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СТОХАСТИЧЕСКИХ СЕТЯХ

Геодинамические процессы проявляются в структурных изменениях земной поверхности. Количественные характеристики этих изменений отражаются в вертикальных и горизонтальных движениях опорных точек. Набор опорных точек образуют мониторинговую сеть для наблюдений за относительными плановыми и высотными координатами ее узлов. Если опорные точки жестко закреплены на местности, то они образуют детерминированную сеть реперов. Классический пример — государственная геодезическая сеть с геодезическими пунктами разного класса. В

стохастических сетях узлы жестко не фиксируются. Проводить мониторинговые исследования деформаций земной поверхности на основе таких сетей возможно лишь при определенных условиях. Во-первых, необходимо определить необходимую точность исследований или параметр точности. Минимально возможная погрешность связана с точностью прибора и методик, выбранных для измерений. Второй параметр связан с выбором масштаба изменений или точностью описания изучаемых движений или объектов. Если параметр масштаба δ_s больше параметра точности измерений δ , то выбор положения опорных точек может быть не фиксированным, а изменяться в рамках различий указанных параметров $|\delta_s - \delta|$, где $|\dots|$ — выбранная мера оценки изменений. Поскольку сами измерения, а также выбор места их производства — процесс стохастический, то при больших значениях $|\delta_s - \delta|$ можно позволить в ходе повторных измерений достаточно позиционировать прибор с погрешностью не превосходящей $|\delta_s - \delta|$. Оценка изменений проводится по средним значениям с оценкой возможных вариаций.

Современные методы дистанционного зондирования используют принцип разномасштабности произведенных измерений отражательной способности объектов и изучаемых процессов для формирования мультиспектральных изображений. Устанавливаемые на космических платформах приборы с оптической точки зрения являются сканерами предметной плоскости. Приемники оптического излучения получают информацию от отдельных точек земной поверхности, а с учетом конструктивных особенностей от площадок конечных размеров. Эти точки являются опорными для формирования изображения. Сеть этих опорных точек по определению — стохастическая. Наиболее явно это проявляется при сравнении разновременных изображений на одну и ту же территорию. Современные системы обработки мультиспектральных данных (ERDAS, ENVI и др.) предлагают модули сравнения разновременных изображений для выявления произошедших изменений. Это и есть мониторинг процессов, происходящих на заданной территории, с использованием стохастической сети наблюдений.

Для изучения изменений формы подстилающей поверхности и связанных с ней геодинамических процессов, в настоящее время используются две технологии дистанционного зондирования, использующие в своей основе стохастические сети опорных точек. В оптической области спектра — лазерные дальнометры, устанавливаемые на авиационных платформах, например, Leica ALS50. Они имеют высокую разрешающую способность и по плановой, и по высотной составляющим, которая зависит как от высоты, так и скорости движения платформы. Лазерные дальнометры, совмещенные со сканерами изображения, GPS-приборами и инерционными датчиками положения, являются наиболее эффективными средствами мониторинга подстилающих земных поверхностей, начиная с сантиметровых масштабов. Однако высокие затраты на эксплуатацию авиационных носителей ограничивают их широкое использование на постоянной основе.

В радиодиапазоне используются радары с изменяемой апертурой (SAR). Разрешающая способность этих устройств изменяется, начиная от нескольких сантиметров, и зависит как от диапазона используемых радаром частот, так и класса летательных средств, на которых они установлены. Наиболее эффективный вариант использования радаров по сравнению с оптическими дальнометрами — космические платформы-носители. Современные космические системы (TerraSAR-X) имеют разрешающую способность по плановой составляющей от одного метра, а по высотной составляющей от трех сантиметров без учета фазовой компоненты.

Следует отметить, что использование указанных технологий не возможно без специализированной компьютерной обработки получаемых данных. Компьютерная обработка предполагает в этом случае предварительный анализ данных и последующую генерацию новых с учетом имеющихся в наличии аппроксимационных моделей.

Наземный мониторинг на стохастических сетях стал возможен после внедрения технологий космической навигации и разработки быстрого кинематического метода для получения пространственных координат. Наиболее эффективен такой мониторинг при использовании подвижных средств, на которых установлены GPS-приемники.

Принцип проведения измерений достаточно прост. В процессе движения измеряется пространственное положение приемника с максимальным пространственным разрешением. По полученным результатам проводится мультимасштабный анализ данных. В результате анализа выделяются наиболее значимые (детерминированные) пространственные частоты, которые в дальнейшем используются в ходе сравнений. В ходе анализа отбрасываются те высокие частоты, которые связаны со стохастическими вариациями меньшими выбранной пространственной точности δ . Последующие измерения проводятся по траекториям движения близким ($L < \delta$) к первоначальной, а обработка проводится аналогичным образом. Критерии сравнения по значимым частотам выбираются в зависимости от задач, поставленных перед мониторинговыми исследованиями.

На территории Старобинского месторождения калийных солей стохастический геодинамический мониторинг не только возможен, но и может быть достаточно эффективен. Базовая GPS-станция ПО «Беларуськалий» позволяет использовать быстрый кинематический метод измерений, а развитая дорожная сеть обеспечить пространственный охват территории исследования. Наиболее интересный процесс мониторинга — просадки в районе подземных выработок. Средства передвижения — автомобили с заданными производственными маршрутами следования.

Средства мультимасштабного анализа, к сожалению, не входят в фирменное программное обеспечение GPS-измерений, однако его выполнение может быть сделано после адаптации программных средств независимых производителей.

Таким образом, геодезический мониторинг на стохастических сетях является достаточно дешевым и быстрым средством изучения геодинамических процессов в определенном, заданном масштабе. Следует отметить, что в организационном плане он очень прост и может быть внедрен на уровне любого предприятия.

В. Г. Мархвида

Белорусский национальный технический университет

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ДИФРАКЦИОННО-ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ ДИСТАНЦИОННЫМ ЗОНДИРОВАНИЕМ

Определение смещений и деформаций зданий и сооружений на подрабатываемых территориях, наблюдения за состоянием солеотвалов, а также любых объектов с большим количеством определяемых точек рационально выполнять фотограмметрическим методом, используя фототеодолит или другие съёмочные приборы. Фотограмметрия в состоянии дать информацию о форме, размерах, положении объекта в пространстве и его изменениях. При этом диапазон исследований в размерах не ограничен: от микромира до космоса. Цифровая фотография и компьютерная обработка способствуют дальнейшему развитию фотограмметрии.

Фотограмметрический способ позволяет в два момента зафиксировать неограниченное количество смещаемых точек, однако на практике применяют единичные марки, что связано с обработкой фотограмм на стереокомпараторе. Такая обработка основана на законах геометрической оптики и не может существенно повысить точность измерений. А во многих случаях практики точность фотограмметрических измерений недостаточна.

Предлагается метод дифракционно-фотограмметрического дистанционного зондирования (ДФДЗ), в котором значительное повышение точности происходит за счёт перехода от дискретных к статистическим структурам. Последние представляют собой дифракционные марки, от законов геометрической оптики к волновой теории света, по которой изображение фотографируемых предметов в плоскости фотограммы есть продукт преобразования волнового поля объективом камеры. Некоторая совокупность элементарных источников света создаётся дифракционной маркой, представляющей собой систему мелких пятен. На этапе получения интерференционной картины существует тесная связь между ДФДЗ и методом спекл-интерференции, особенно методом спеклов в белом свете (МСБС). Поэтому многие методики, применяемые в области спекл-интерферометрии, могут быть трансформированы для ДФДЗ. Получаемые при восстановлении фотограммы интерференционные полосы (см. рис.) характерны для двухлучевой интерференции, причём период этих полос зависит от величины смещения изображения марки и геометрии съёмки и восстановления фотограммы.

Фотографирование деформируемого объекта с нанесенными или прикреплёнными дифракционными марками осуществляют обычным фотограмметрическим способом при двойной экспозиции до и после смещения объекта. Полученная фотограмма помещается в пучок лазерного излучения. Смещение объекта по двум осям определяют по результатам измерения интерференционной картины, полученной при прохождении когерентного излучения через изображения дифракционных марок.

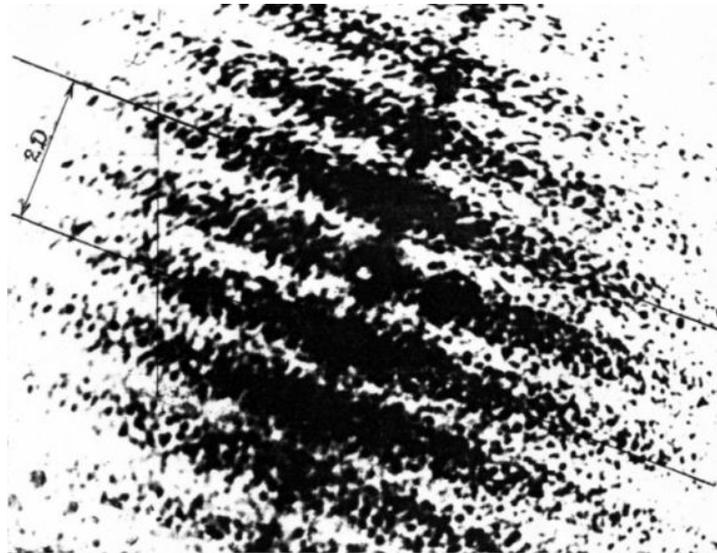


Рис. Интерференционная картина от дифракционной марки

ДФДЗ упрощает фотограмметрическое определение смещений и деформаций тем, что при обычном этапе съёмки, этап измерения снимков менее трудоёмок и не требует наличия высокоточного измерительного фотограмметрического оборудования, а используется лишь лазер. Процесс измерения интерференционной картины достаточно прост и может быть выполнен с помощью обычной металлической линейки, причём требуемая точность не велика $\approx 0,5$ мм.

Рассматриваемое зондирование позволяет определять смещения и деформации объектов любых размеров, осуществлять испытания мостовых переходов [1], диагностику монтажа и эксплуатации крупногабаритного технологического оборудования.

ДФДЗ применимо для исследования смещений и деформаций солеотвалов, террикоников, перемещения естественных объектов, таких как сели, снежные и каменные оползни, лавины, ледники [2]. «Дифракционную марку» в этом случае создаёт излучение, отражённое от различных включений и образований перемещающейся среды, например, валунов, горных пород и т. п. Интервал между кадрами съёмки выбирается из условия, чтобы характерные движущиеся образования, которые отразятся на фотограмме, за время экспозиции сместились на несколько своих размеров. Масштаб съёмки определяется условиями видимости этих образований на фотоматериале.

Для получения информации по записанной на фотограмме площади необходимо последовательно в лазерный луч вводить все её участки. При большой площади сканирования такой процесс автоматизируется [3]. Скорость обработки фотограммы может быть повышена за счёт применения матричных процессоров, при использовании которых точность системы обработки в автоматическом режиме адекватна точности визуальной обработки. Автоматизация считывания информации при различных технических решениях облегчает и ускоряет процесс обработки фотограммы, обеспечивая достаточно высокую точность определения смещений и деформаций.

Литература

1. *Markhvida V. G.* Diffraction-photogrammetric measurement method of bridge element displacement // Spie proceedings volume 2946—29. Scottsdale, Arizona, 1996.
2. *Мархвида В. Г., Блинков Г. Н., Фомин Н. А.* Спекл-диагностика перемещений и деформаций естественных и искусственных объектов // Голография в промышленности и научных исследованиях. Гродно, ГДТ. 1989.
3. *Мархвида В. Г.* Дифракционно-фотограмметрический метод определения деформаций конструкций сооружений // Вест. БГПА. № 1. 2002. С. 16—18.

А. С. Позняк

Белорусский национальный технический университет

О РЕКУЛЬТИВАЦИИ НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ МЕТОДАМИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛАНИРОВКИ

Проблема научно обоснованной экологической реабилитации нарушенных земель (выработанных торфяных месторождений, открытых карьеров по добыче строительных материалов и других территорий с измененным рельефом) в полном объеме пока не решена и, в большинстве случаев, выполняется методами вертикальной планировки. Задачами вертикальной планировки решаются вопросы обеспечения минимума и баланса объемов земляных масс в выемках и насыпях, соблюдения необходимых уклонов сглаживающей поверхности, максимального сохранения плодородного слоя, гидрогеологические, эстетические и др. В настоящей статье предлагается метод автоматизированного проектирования выборочной вертикальной планировки незастроенных участков, апробация которого выполнена на различных мелиорируемых участках со сложным рельефом общей площадью около 700 га.

Программное обеспечение автоматизированного проектирования выборочной вертикальной планировки разработано на языке Фортран с использованием его графических приложений. Итерационные алгоритмы оптимизации являются в некотором смысле имитацией действий, составляющих технологию экспериментального проектирования вручную с использованием опыта проектирования, опубликованного в [1]. Исходная топографическая поверхность участка представляется для проектирования фактическими отметками центров квадратов со сторонами 20 м. Если участок имеет неправильную форму, он достраивается до прямоугольной, причем дополнительным точкам присваиваются нулевые отметки. В файле исходных данных указываются размер матрицы фактических отметок по столбцам и строкам, предельно допустимые проектные уклоны поверхности и минимальные рабочие отметки выборочной планировки. Преобразование рельефа с целью выравнивания поверхности выполняется программно системой наклонных плоскостей, размеры которых принимаются равными размерам укрупненных квадратов со сторонами 60 м. На первом этапе проектирования вычисляются средние отметки центров тяжести укрупненных квадратов, характерной особенностью которых является то, что проведенные через них любые плоскости (кроме вертикальных) позволяют получать баланс объемов земляных масс в выемках и насыпях. Минимум объемов земляных работ при средней дальности перемещения грунта, не превышающей размеров сторон укрупненных квадратов, обеспечивается сопряжением проектных плоскостей, проходящих через вычисленные отметки, с помощью существующих уклонов между центрами тяжести квадратов. На втором этапе — выполняется сравнительный анализ и корректировка вычисленных отметок с целью обеспечения предельно допустимых продольных и поперечных уклонов проектных плоскостей. Затем вычисляются проектные отметки центров 20-метровых квадратов по формуле:

$$H_{K,L} = \left[(H_{i=1,j+1} - H_{i,j+1}) - (H_{i+1,j} - H_{i,j}) \right] \times (K-1) \times (L-1) / n^2 + (H_{i+1,j} - H_{i,j}) \times (K-1) / n + (H_{i,j+1} - H_{i,j}) \times (L-1) / n + H_{i,j},$$

где $H_{K,L}$ — проектные отметки центров 20-метровых квадратов с номерами по строкам (K) и по столбцам (L), изменяющимися от 1 до $n + 1$;

$H_{i,j}, \dots, H_{i+1,j+1}$ — отметки центров тяжести укрупненных квадратов, полученные как средние весовые из соответствующих фактических отметок центров 20-метровых квадратов;

n — число сторон 20-метровых квадратов между центрами тяжести укрупненных квадратов.

Вычисление проектных отметок на границе участка осуществляется по методу экстраполяции с использованием крайних элементов по строкам и столбцам. Площади и объемы выемок и насыпей с заданными минимальными рабочими отметками, превышающими погрешности исходных фактических отметок, определяются по формулам

$$P_{B(H)} = 400 \cdot N_{B(H)}, \quad V_{B(H)} = 400 \sum h_{B(H)},$$

где $N_{B(H)}$, $\sum h_{B(H)}$ — соответственно количество и сумма рабочих отметок в контурах выемок и насыпей.

Баланс объемов земляных масс выемок и насыпей при выборочной вертикальной планировке окончательно достигается изменением проектных отметок, как правило, не превышающих 2 см. Результаты проектирования выводятся на принтер в виде схемы со стандартной формой записи рабочих, проектных и фактических отметок центров квадратов со сторонами 20 м. Указываются объемы перемещаемого плодородного слоя почвы, объемы грунта выемок и насыпей, средневзвешенное расстояние перемещения грунта, стоимостные затраты на бульдозерные работы, другие технико-экономические показатели. Разработанное программное обеспечение позволяет при вариантном изменении проектных продольных и поперечных уклонов, а также минимальных рабочих отметок получать различные технико-экономические показатели проектных решений, на основе которых выбрать оптимальный комплект машин и механизмов для планировки.

Литература

1. Позняк А. С., Федосенко Г. Э. Автоматизированное проектирование выборочной вертикальной планировки мелиорируемых участков // Мелиорация и водное хозяйство. Мн.: Ураджай, 1990. № 7, с. 19—24.

А. Р. Понтус, И. А. Тяшкевич, Ж. А. Шуляк, В. Р. Понтус, В. А. Сипач

Научно-производственное республиканское унитарное предприятие «Космоаэрогеология»

ИЗУЧЕНИЕ И ДИАГНОСТИКА ЭКОЛОГО-ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ЛЕСНОГО ПОКРОВА СОЛИГОРСКОГО ПРОМРАЙОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

При современных темпах промышленного развития в ряде регионов Республики Беларусь сложилась неблагоприятная экологическая обстановка, вызванная влиянием техногенного фактора на окружающую среду. Наиболее подвержены антропогенным изменениям лесные экосистемы, которые являются важнейшим биоиндикатором состояния природной среды в промышленных районах республики. На фоне возрастающего давления на природную среду, особенно в непосредственной близости от источников техногенного загрязнения, современная структура лесов значительно изменяется.

В результате загрязнения поллютантами лесного покрова происходит интоксикация корневых систем и нарушение водно-воздушного режима древостоев и фитоценозов в целом, что приводит к ослаблению растений, формированию очагов их вредителей и болезней, а также к патологическому усыханию насаждений. Поэтому рациональное использование и предотвращение деградации лесов под воздействием загрязняющих веществ является актуальной научной и народнохозяйственной задачей.

Наиболее остро проблема усыхания лесных насаждений возникла на территории Солигорского промышленного района и на сопредельных территориях в связи с ростом объемов промышленного производства калийных комбинатов. Созданные более чем за 40 лет огромные терриконы и шламохранилища являются опасными источниками загрязнения природных экосистем, особенно лесных. Кроме того, источниками техногенного загрязнения природной среды Солигорского промрайона являются выбросы промышленных эмиссий из обогащательных фабрик, загрязнение агропромышленного комплекса за счет внесения минеральных удобрений и использования ядохимикатов, бытовые отходы и др.

В связи со сложившейся неблагоприятной экологической обстановкой в Солигорском промрайоне и на прилегающих территориях необходимо разработать комплекс мероприятий, направленных на минимизацию последствий загрязнения поллютантами лесных экосистем, и улучшения эколого-функционального состояния лесов, что будет способствовать стабильному экономическому и социальному развитию региона.

Для обеспечения оперативного мониторинга состояния и динамики лесных экосистем в Солигорском промрайоне и на прилегающих территориях необходимо проведение аэрокосмических исследований в комплексе с выборочными наземными данными. С целью детального изучения формационно-типологической структуры лесного покрова и его эколого-функциональной диагностики были использованы лесостроительные материалы (карты, планшеты и др.), геоботанические и геохимические материалы (данные по содержанию азота, степени дефолиации и дехромации

в хвое сосны, листе березы, ольхи и дуба, содержанию бластомигенов в различных структурных элементах лесных биогеоценозов и др.).

В работе были использованы разновременные аэрофотоснимки и оперативно получаемые космические снимки высокого разрешения с искусственных спутников Земли (ИСЗ) Landsat 7 TM, ИСЗ Terra (Aster) и др. Совершенство космических систем позволяет получать снимки высокого пространственного разрешения и использовать космическую информацию в целях оперативного картографирования поврежденных лесов с высокой степенью достоверности.

Состояние лесных экосистем и их устойчивость оценивается с учетом всех факторов, воздействующих на леса, на основе аналитического покомпонентного тематического картографирования и последующего определения интегрального показателя состояния лесов и экологического зонирования территории промрайона по степени техногенного воздействия на них.

В работе применялись информационные технологии по обработке и интерпретации космической информации. Предварительная обработка космических снимков (геометрическая и радиометрическая коррекции, кадрирование и др.) проводилась с использованием программного пакета ScanEx Image Processor. Тематическая компьютерная обработка выполнялась с использованием ERDAS IMAGINE и включала создание синтезированных изображений с подбором наиболее информативной комбинации спектральных каналов в различных диапазонах электромагнитного спектра. В результате было установлено, что для картографирования земельных угодий, растительного покрова, горнорудных территорий наиболее информативной является комбинация каналов 6—8—1 Landsat 7 ETM (спектральные диапазоны 10,40—12,5 мкм, 0,52—0,90 мкм, 0,45—0,515 мкм). Для системы Terra (Aster) наиболее информативной является следующая комбинация каналов: тепловой ИК (диапазон 12 : 8,925—9,275), ближний ИК (диапазон 3 : 0,78—0,86), видимый ИК (диапазон 1 : 0,52—0,60). По результатам предварительного тематического дешифрирования космических снимков были намечены территории, требующие детального изучения и углубленных специальных исследований.

Полнота и достоверность дешифрирования различных элементов (компонентов) природных и антропогенных комплексов не одинакова, что обусловлено как информативностью космических снимков, так и природно-хозяйственными особенностями изучаемой территории.

На территории Солигорского промрайона и сопредельных территорий, размещенных в радиусе до 25 км от источников техногенного загрязнения, была создана мониторинговая сеть тестовых полигонов с системой эталонно-калибровочных участков (ЭКУ) и сети пунктов постоянного учета (ППУ) с покрытием координатной сетки 2×2 км и серии постоянных пробных площадей (ППП) на каждом из тестовых полигонов.

Объектами исследований являлись лесные экосистемы на территории Солигорского регионального тестового полигона и тестовых полигонов, расположенных на сопредельных территориях («Крушники», «Тычины», «Саковичи» территории Листопадовичского и Старобинского лесничеств Старобинского лесхоза).

Для изучения состояния и динамики лесных экосистем необходимо выявить дешифровочные признаки лесопатологического состояния насаждений, обусловленные взаимосвязью особенностей спектральных характеристик — коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) ослабленных лесных насаждений, что просматривается в различных зонах электромагнитного спектра.

Совместно с сотрудниками Института экспериментальной ботаники НАН Беларуси в УП «Космоаэрогеология» были определены запасы поллютантов в активной фитомассе, экспериментально определены интегральные КСЯ и особенности спектрально-оптических свойств изображений на сети ЭКУ на зональных и синтезированных космических снимках.

Для комплексной оценки уровня режима аккумуляции поллютантов в лесных экосистемах, оценки состояния и динамики лесных экосистем в результате их воздействия использована система показателей (интегральный индекс биогенного поглощения токсикантов — Ибп и индекс состояния лесных насаждений — Ис). Сравнительный анализ выявляет тесную корреляционную связь показателей индексов биогенного поглощения токсикантов с индексом состояния насаждений. При этом характер и степень воздействия поллютантов обуславливается интенсивностью их поступления в лесные экосистемы, их концентраций и сочетанием, а также временным фактором.

В ходе изучения поступления поллютантов в структурные элементы лесных экосистем была выявлена интенсивная аккумуляция таких токсикантов, как свинец, стронций, магний. В меньшей мере в исследуемых лесных экосистемах аккумулируется хром, кобальт, кадмий и никель. Анализируя данные по переносу и аккумуляции поллютантов в фитомассе, можно сделать вывод о том, что поступление их в природные среды и воздействие на лесные экосистемы идет неравномерно. Наибольшая концентрация этих локальных пятен отмечается в направлениях основных переносов, в радиусе 1—12 км. Следовательно, в природных зонах формируются своего рода аномальные биогеохимические зоны, которые по своему расположению очень тесно коррелируют с геодинамическими аномальными зонами: наиболее сильное воздействие проявляется в центре этих зон, иногда по их наружному контуру, что также находит свое отражение на космических снимках.

В результате выполненных исследований были выявлены эколого-функциональные особенности формирования пространственной структуры лесных растительных сообществ в условиях техногенного загрязнения, получены фактические данные о закономерностях накопления и миграции поллютантов в системе «растение—почва», разработаны критерии оценки загрязнения лесных экосистем токсикантами. Кроме того, разработаны принципы экологического зонирования промышленных территорий на основе компьютерной обработки многозональных космических снимков и тематического картографирования лесных экосистем.

На основе тематического дешифрирования и обработки космических снимков была построена карта экологического зонирования, которая служит основой для экологического зонирования территории Солигорского промрайона. На основе интегральной оценки поступления люботантов и их аккумуляции в фитомассе лесных экосистем, и их связи с интегральным спектральным образом (эталоном) лесного полога насаждений была построена интегральная экологическая карта техногенного загрязнения и состояния лесных экосистем Солигорского промрайона.

Анализ полученных данных позволяет сделать вывод, что на территории Солигорского промрайона и на прилегающих территориях сложилась особая биогеохимическая и эдафо-фитоценотическая ситуация, связанная с нарастающим поступлением техногенного вещества в природные среды. Особую тревогу вызывает состояние еловых насаждений, произрастающих на южных границах ареала и испытывающих дополнительную нагрузку. На территории Солигорского промрайона в пределах активных зон отмечаются лесопатологические явления: ветровалы, усыхание еловых насаждений, развитие вредных насекомых леса.

Полученные данные необходимо учитывать при разработке практических мероприятий, направленных на охрану и оптимизацию окружающей среды территории Солигорского промрайона и прилегающих территорий, а также и других промышленных районов республики (Новополоцкий, Могилевский, Гомельский и др.)

Литература

1. Глазовская М. А. Теория геохимии ландшафтов в приложении к изучению техногенных потоков рассеяния и анализу природных систем к самоочищению // Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем: сб. ст. / ред. М. А. Глазовская. М.: Наука, 1981. С. 7—41.
2. Глазовская, М. А. Методология эколого-геохимической оценки устойчивости почв как компонента ландшафта // Вестник Моск. гос. ун-та. Сер. 5., География, 1997. №3. С. 71—79.
3. Геофизические исследования по подготовке площади Солигорского горнопромышленного района для геолого-съёмочных работ с общими поисками масштаба 1:50000: отчет о НИР (заключ.) / рук. темы П. З. Хомич. Минск., 1989. 189 с. №ГР 6-89-9/16
4. Гидрогеологические условия Солигорских калийных комбинатов и прогноз засоления пород и подземных вод промышленными отходами производства: отчет о НИР (заключ.) / Белорус. науч.-исслед. геологоразведоч. ин-т; рук. темы Г. А. Колпашников. Минск, 1971. 191 с. № ГР 6-71-3/16.

ОГЛАВЛЕНИЕ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ: ГЕОЛОГИЯ И РАЦИОНАЛЬНОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

<i>Высоцкий Э. А., Кутырло В. Э.</i> Старобинское месторождение калийных солей: история открытия, изучение и перспективы дальнейшего освоения.....	3
<i>Журавков М. А., Губин В. Н., Ковалев А. А., Кузьмин В. Н., Кононович С. И.</i> Возможности мониторинга геодинамических процессов на основе GPS-измерений на сверхдлинных линиях.....	4
<i>Петрова Н. С., Денисова Н. Ю.</i> Хлоридные соленосные формации Верхнерейнского грабена и Припятского палеорифта.....	6
<i>Ильин В. П., Самодуров В. П., Савицкая Е. М.</i> Динамика развития камер растворения солей на опытно-промышленном участке добычи карналлита.....	7
<i>Тяшкевич И. А., Понтус А. Р., Силич А. Н.</i> Геоэкология шахтных полей Старобинского месторождения калийных солей по данным аэрокосмических, наземных и горнопроходческих работ.....	10
<i>Гречко А. М., Кутырло В. Э., Петрова Н. С., Ероховец А. М.</i> Оценка оптимальности геологоразведочной сети Нежинского участка Старобинского месторождения калийных солей.....	11
<i>Смоляков Г. С.</i> Экономико-географические проблемы развития Солигорского горнопромышленного района....	13
<i>Варнель Ю. К., Кутырло В. О.</i> Литологические особенности строения калийной залежи Гремячинского месторождения.....	14
<i>Высоцкий Э. А.</i> Газодинамические явления на месторождениях калийных солей.....	15
<i>Губин В. Н.</i> Техногенная сейсмичность при разработке калийных месторождений.....	18
<i>Гледко Ю. А.</i> Использование и степень загрязнения подземных вод Солигорского горнопромышленного района.....	20
<i>Жумарь П. В.</i> Буферность четвертичных отложений Солигорского горнопромышленного района как мера их устойчивости к техногенному воздействию.....	22
<i>Кацемба С. Н., Сытник Е. В., Злебова А. Е.</i> Гидроэкологические проблемы горнорудных районов на примере Гремячинского месторождения калийных солей.....	24
<i>Кулич О. Н.</i> Проявление сейсмичности в северо-западной части Припятского прогиба.....	27
<i>Петрова Н. С., Денисова Н. Ю.</i> Роль минералого-петрографических и геохимических исследований калийных залежей в повышении эффективности технологической схемы переработки сильвинитовых руд Припятского калиеносного бассейна.....	28
<i>Ероховец А. М.</i> Геодинамика Старобинского месторождения калийных солей.....	30

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

<i>Ковхута А. М.</i> Перспективы изучения соленосных толщ Припятского прогиба и новые направления их использования.....	32
<i>Айзберг Р. Е.</i> Герцинская геодинамика Припятского прогиба.....	34
<i>Махнач А. А., Шиманович В. М.</i> Генезис сульфатных пород освейского горизонта эйфельского яруса на территории Беларуси.....	36
<i>Карабанов А. К., Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Аронов А. Г., Сероглазов Р. Р., Аронова Т. И.</i> Проблемы сейсмо-тектоники Припятского прогиба.....	38
<i>Одондири Оинибилло Деррик.</i> Нефтегазоносные бассейны Нигерии.....	40
<i>Грибик Я. Г., Зуй В. И.</i> Особенности теплового поля Припятского прогиба.....	41
<i>Антипенко С. В., Кручек С. А.</i> Об органогенных отложениях западной части Припятского палеорифта.....	43
<i>Конищев В. С.</i> Роль соленосных формаций и соляной тектоники в формировании структуры и месторождений полезных ископаемых платформенного чехла Припятского палеорифта.....	45
<i>Рудковский Р. Р., Кутырло В. Э.</i> Блуждающие рассолы соляных месторождений.....	47
<i>Лукашѐв О. В.</i> Вклад К. И. и В. К. Лукашѐвых в развитие геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых.....	48
<i>Лукашѐв К. В., Зуй В. И.</i> Тепловое поле зоны перехода от Припятского прогиба к Оршанской впадине.....	49
<i>Гримус С. И., Халецкий А. В.</i> Особенности распределения пористости карбонатных отложений подсолевых залежей Осташковичского нефтяного месторождения.....	51
<i>Карабанов А. К.</i> Новейшая тектоника и геодинамика Припятского прогиба.....	52
<i>Карабанов А. К., Рылова Т. Б., Савченко И. Е.</i> Проблемы стратиграфии неоген-антропогенных отложений Припятского прогиба и прилегающих территорий.....	55
<i>Юдаев С. А.</i> Характеристика основных гипсоносных горизонтов Бринѐвского месторождения.....	57

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

<i>Еловичева Я. К.</i> Геологическая основа при палинологических и стратиграфических исследованиях плейстоцена на Беларуси.....	60
<i>Иванов Д. Л.</i> Фауна микромаммалий местонахождения «Пески» – экзостратиграфический аспект.....	62
<i>Комаровский М. Е.</i> Связь ледниковых ложбин с особенностями строения субчетвертичного ложа на территории Белорусского Поозерья.....	64

<i>Мотузко А. Н., Писаненко А. Д., Воробьёв В. Н.</i> Морфология зубной системы мамонтов (<i>Mammuthus Primigenius</i> (Blum.)) из местонахождения на ул. Машиностроителей (г. Минск).....	67
<i>Творонович-Севрук Д. Л.</i> Геохимия Mn в аллювиальных отложениях гумидного типа литогенеза.....	69
<i>Ваиков А. А.</i> Состояние и проблемы геолого-геоморфологического изучения Городокской возвышенности.....	70
<i>Литвинюк Г. И., Василевич Д. В.</i> Новые данные о семенных флорах Речицкого Приднепровья.....	72
<i>Махнач В. В.</i> Особенности ареалов аммоноидей как палеогеографический фактор.....	74
<i>Мутахид Аль-Обайди</i> Геоморфология северных регионов Ирака.....	76
<i>Михайлов В. И.</i> Изучение современных вертикальных движений земной коры с помощью инновационных технологий.....	78
<i>Творонович-Севрук Д. Л.</i> Геохимия Ni в отложениях зоны гипергенеза запада Восточно-Европейской платформы.....	79
<i>Тяшкевич И. А., Понтус А. Р.</i> Неогеодинамические закономерности радионуклидного загрязнения Солигорского горнопромышленного района.....	80
<i>Творонович-Севрук Д. Л., Лукашёв О. В.</i> Геохимия элементов группы Fe в покровных отложениях бассейнов рек Чёрного и Балтийского морей.....	82

НОВЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

<i>Данилова А. Ф., Кузьмин В. Н., Кононович С. И., Чиберкус Ю. Н., Терешина О. Ю.</i> Результаты спутниковых наблюдений на геодинамических реперах Краснослободского рудника.....	84
<i>Журавков М. А., Кузьмин В. Н., Кононович С. И.</i> Геодезический мониторинг геодинамических процессов на стохастических сетях.....	85
<i>Мархвида В. Г.</i> Определение смещений и деформаций дифракционно-фотограмметрическим дистанционным зондированием.....	87
<i>Позняк А. С.</i> О рекультивации нарушенных земель методами вертикальной планировки.....	88
<i>Понтус А. Р., Тяшкевич И. А., Шуляк Ж. А., Понтус В. Р., Супач В. А.</i> Изучение и диагностика эколого-функционального состояния лесного покрова Солигорского промрайона и сопредельных территорий.....	89

Научное издание

**СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ**

**Университетские научные чтения,
посвященные 60-летию открытия Старобинского
месторождения калийных солей**

Минск, 3–4 апреля 2009 г.

В авторской редакции

Компьютерная вёрстка *Д. Л. Твороновича-Севрука*

Ответственные за выпуск: *В. Н. Губин, М. Е. Комаровский*

Подписано в печать 26.03.2009. Формат 60×84/8. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 11,16. Уч.- изд. л. 10,63. Тираж 50 экз. Зак.

Белорусский государственный университет.
ЛИ № 02330/0056804 от 02.03.2004.
220030, Минск, проспект Независимости, 4.

Отпечатано с оригинала-макета заказчика
на копировально-множительной технике
географического факультета
Белорусского государственного университета.
220030, Минск, ул. Ленинградская, 16.