

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

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

V Университетские геологические чтения

Минск, 8—9 апреля 2011 г.

**Ответственный редактор
В. П. САМОДУРОВ**

**МИНСК
2011**

УДК 55(476+99+567)

Актуальные проблемы геологии и поисков месторождений полезных ископаемых: Материалы V Университетских геологических чтений. — Минск: БГУ, 2011. — 102 с.

Представлены научные работы, отражающие основные направления регионального изучения земной коры Беларуси. Приведены новые данные по тектонике, геологии, геохимии, экологической геологии и рациональному недропользованию территории Беларуси и других регионов.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, преподавателей и студентов геологических и географических специальностей.

Редакционная коллегия: В. П. Самодуров (ответственный редактор), В. Н. Губин, О. В. Лукашёв, М. Е. Комаровский.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Астапенко*,
кандидат геолого-минералогических наук *С. О. Мамчик*

КОНЦЕПЦИЯ СОЗДАНИЯ КОСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ БЕЛАРУСИ

Введение. Космические съёмки Земли играют важную роль в изучении литосферного пространства. Геодинамические реконструкции равнинно-платформенных регионов, выполняемые на основе комплексирования космогеологических и геолого-геофизических методов, позволяют выявить нетрадиционные закономерности в строении и формировании земной коры. Синтезом подобных исследований служит разработка космотектонических моделей пространственного распределения линейных и кольцевых структур, тектонодинамических процессов, определивших эволюцию земной коры и формирование месторождений полезных ископаемых. В рамках Государственной комплексной программы научных исследований «Космические исследования» (2010—2012 гг.) утверждено задание «Создать космотектоническую карту по космическим, геофизическим и геологическим данным как научной основы планирования геологоразведочных работ в Беларуси». Исследования по этой актуальной теме выполняются Институтом природопользования НАН Беларуси (научный руководитель — академик Р. Г. Гарецкий), кафедрой динамической геологии географического факультета БГУ и УП «Космоаэрогеология».

Тектоническая информативность космических снимков. Космотектоническое картографирование относится к специализированным видам региональных геологических исследований и направлено на уточнение тектонической основы, изучение глубинного и неотектонического строения земной коры. Научно-методическое и информационное обеспечение создания космотектонических моделей связано с геолого-геофизической интерпретацией данных дешифрирования космических снимков (КС) земной поверхности. Дистанционное зондирование Земли из космоса многоспектральными сканерами обеспечивает получение изображений геологических объектов в различных спектральных диапазонах (в узких интервалах). КС представляются в цифровом (электронном) варианте, что позволяет проводить их геологическое дешифрирование с помощью автоматизированных систем, либо могут быть преобразованы специальными устройствами в виде фотографических изображений. В геологии используются КС регионального, локального и детального уровней оптической генерализации, для каждого из которых характерны определенный масштаб, степень разрешения на местности и объём геологической информации. Региональные КС, охватывающие значительные по площади территории с разрешением на местности порядка 80—140 м, позволяют изучать системы суперрегиональных и региональных линеаментов — показателей разломов литосферы (коровых, мантийных), а также закономерности пространственного распределения кольцевых структур диаметром от нескольких десятков до 200 км. Сканерные КС высокого разрешения (30—45 м) образуют локальный уровень генерализации, обеспечивающий дешифрирование средних и мелких (диаметром менее 25 км) кольцевых структур, региональных и локальных разломов, литолого-генетических типов четвертичных отложений. Детальный уровень оптической генерализации объединяет КС с пространственным разрешением до нескольких метров и наиболее информативен для детализации ряда структурных форм литосферы, при изучении литолого-фациального состава покровных отложений, индикации экзогенных геологических процессов. КС различаются также по спектральным диапазонам, влияющим на характер выраженности объектов дешифрирования. Причем высокой геоинформативностью отличаются космоизображения в красной зоне спектра (0,6—0,8 мкм) и инфракрасном диапазоне длин волн (0,8—1,1 мкм), позволяющие дешифрировать геологические объекты, проявленные в морфологии рельефа земной поверхности [7].

Территория Беларуси полностью покрыта четвертичными отложениями, которые скрывают строение погребенных ими более древних платформенных образований фанерозоя венда и рифея и тем более тектонику дорифейских пород фундамента. В связи с этим на КС фиксируется ландшафтная характеристика, связанная как с природными явлениями, так и техногенными процессами. На синтезированном космическом изображении территории Беларуси, составленном на базе различных КС (в том числе Ландсат-7 и Тэрра), прежде всего, видны линеаменты, кольцевые и концентрические структуры. При тектоническом анализе результатов дешифрирования КС важную роль играет комплексная интерпретация космогеологических и геолого-геофизических материалов.

Линейные структуры. На основе КС выделяются системы линеаментов, или космолинеаментов, которые связаны с разломами и трещиноватыми зонами платформенного чехла и кристаллического фундамента. Здесь важно сопоставить их с геолого-геофизическими и геоморфологическими материалами, по которым установлены *активные разломы*, т. е. проявившиеся в неотектонический (позднеолигоцен-четвертичный) этап развития (последние 28 млн лет). Разломы, связанные с современными тектоническими движениями (происходили в течение нескольких последних десятилетий или первых столетий), обычно могут быть установлены по геодезическим (в том числе и спутниковым) данным. Активные разломы могут быть выделены по различным геолого-геофизическим данным, чаще всего по изменениям мощностей литофаций верхнеолигоцен-четвертичных отложений, по гипсометрии подошвы верхнеолигоцен-четвертичных отложений, включая ледниковые ложбины. К геоморфологическим критериям относятся линейные формы рельефа, деформации продольных профилей рек и др. Разломы, группируясь в протяжённые зоны или пояса, могут образовывать разломные или флексурно-разломные зоны или пояса.

Группа космолинеаментов, выражающаяся в особенностях тектонической делимости платформенного чехла и кристаллического фундамента по геолого-геофизическим данным, отождествляется с *установленными разломами*. Выделяются также космолинеаменты, которые не подтверждены другими материалами, но вызывают уверенность в их тектонической природе, должны быть показаны как *предполагаемые разломы*.

Космолинеаменты, которые в результате дешифрирования КС и сопоставления с геолого-геофизическими материалами определены нами как активные разломы могут совпадать с более древними разломами в платформенном чехле или даже в фундаменте. Это будут *унаследованные* активные разломы. Те космолинеаменты — активные разломы, которые не находят подтверждения в более глубоких отложениях чехла и породах фундамента, следует выделить в качестве *новообразованных* активных разломов.

Все разломы по протяжённости, глубине проникновения и ограничению тектонических элементов разных порядков были подразделены на суперрегиональные, региональные и локальные [6]. Аналогичную их классификацию нужно провести и на Космотектонической карте, выделив космолинеаменты-разломы *суперрегиональные, региональные и локальные*. Разломные и флексурно-разломные зоны и пояса образуют определённо ориентированные системы: ортогональную и диагональную, которые под соответствующими названиями следует обозначить на карте.

Сеть разломов подразделяет всю территорию на геоблоки различных размеров — от крупных до мелких. Желательно классифицировать эту фрактальность (делимость) земной коры по главным особенностям строения геоблоков и характеру их тектонических движений и геодинамики. Здесь большую роль играет цветовая гамма и её оттенки космоизображения территории Беларуси, на котором будут видны различные рисунки, связанные с генетическим типом, строением, обводнёностью четвертичных отложений, рельефом и другими геоморфологическими характеристиками местности. Поскольку все отмеченные особенности новейших покровных отложений чехла в значительной степени предопределены тектоническими движениями и созданными ими структурами более древних образований, постольку они могут раскрыть тектонику того или иного района [2, 5].

В случае, когда протяжённые субрегиональные разломы фундамента только на отдельных отрезках были активизированы в неотектонический этап развития, целесообразно на карте изобразить не только эти отрезки, выраженные в космолинеаментах, но также и те их фрагменты, которые остались погребёнными и не получили отражение на космоснимках. Тогда мы сможем наметить на карте крупные тектонические пояса и зоны фундамента путём показа субрегиональных разломов, которые, как правило, ограничивают такие тектонические элементы.

Кольцевые структуры по материалам дешифрирования КС установлены по всей территории Беларуси и наиболее полно описаны в ряде работ [1—5]. В этих работах дана классификация кольцевых структур по их размеру, предполагаемому генезису и т. д. Несмотря на их детальное описание и достаточно уверенное мнение об их происхождении и времени формирования, всё же приходится констатировать, что достоверные сведения о природе кольцевых структур (особенно крупных) остаются мало достоверными, умозрительными и дискуссионными. Наиболее твёрдо доказанными являются случаи связи кольцевых структур с палеовулканами, трубками взрыва, интрузиями, соляными куполами. Но и здесь возникает вопрос: проявляются ли эти структуры по дистанционным материалам в случае, когда они погребены под достаточно мощной толщей отложений и не активизировались в новейший этап развития? Просвечивают ли они сквозь толщу пород или это наше воображение? Или для этого необходима акти-

визация древних погребенных структур? Несомненно, на КС хорошо видны такие геологические объекты, как карстовые воронки, просядочные блюдца, не погребенные космогенные астроблемы и др.

В любом случае на Космотектонической карте необходимо показать весь спектр кольцевых структур. В случае их уверенного генезиса следует это оговорить в соответствующих условных обозначениях. Проблема идентификации кольцевых структур, установления более достоверной их природы очень важна и при работе над созданием карты, на неё нужно обратить особое внимание.

Дополнительная геоинформация на картографической модели. К «Космотектонической карте Беларуси масштаба 1 : 500 000» для более полного представления о тектонике территории целесообразно приложить серию различных карт в виде врезок более мелкого масштаба: 1) рельефа земной поверхности, 2) разломов доплатформенных и платформенных, 3) космоизображения, 4) основных структур платформенного чехла, 5) основных структур фундамента, 6) аномалий силы тяжести, 7) магнитного поля, 8) поверхности Мохо, 9) мощность литосферы, 10) неотектоники, 11) современных тектонических движений.

Основную космотектоническую карту лучше всего показать на фоне синтезированного космического изображения территории Беларуси. Учитывая, что дешифрирование КС имеет существенную составляющую субъективного характера, для объективности следует поместить карту космоизображения территории в виде наиболее крупной врезки в чистом виде без всяких элементов дешифрирования и интерпретации. На остальных картах хорошо бы поместить главные космолинементы, кольцевые структуры и другие материалы дешифрирования для сравнительного анализа их друг с другом. На карте неотектоники нужно дать данные по геодинاميке — характере неотектонических напряжений. Схема расположения врезок показана на рисунке.

Космотектоническая карта Беларуси

Карта рельефа		Карта разломов	Карта космоизображения		Карта аномалий силы тяжести	Карта магнитных аномалий
Космотектоническая карта масштаба 1 : 500 000					Карта поверхности Мохо	Карта мощности литосферы
			Условные обозначения	Карта современных тектонических движений	Карта неотектоники	Карта основных структур платформенного чехла
					Карта основных структур платформенного чехла	Карта основных структур фундамента

Рисунок. Схема расположения врезок к Космотектонической карте Беларуси

1. Губин В. Н., Ковалёв А. А. Космическая геология Беларуси. Минск: Лазурек, 2008. 120 с.
2. Карабанов А. К., Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е. Неотектоника и неогеодинاميка запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларус. навука, 2009. 198 с.
3. Кольцевые структуры территории Беларуси / А. В. Матвеев, Л. Ф. Ажгиревич, Л. С. Вольская и др. Минск: Навука і тэхніка, 1993. 82 с.
4. Космотектоническая карта Белоруссии м-ба 1 : 2 000 000 / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: ИГиГ АН БССР, 1988.
5. Матвеев А. В. История формирования рельефа Беларуси. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 144 с.
6. Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Р. Е. Айзберга. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.
7. Спутниковые технологии в геодинاميке / Под ред. В. Н. Губина. Минск: Минсктиппроект, 2010. 90 с.

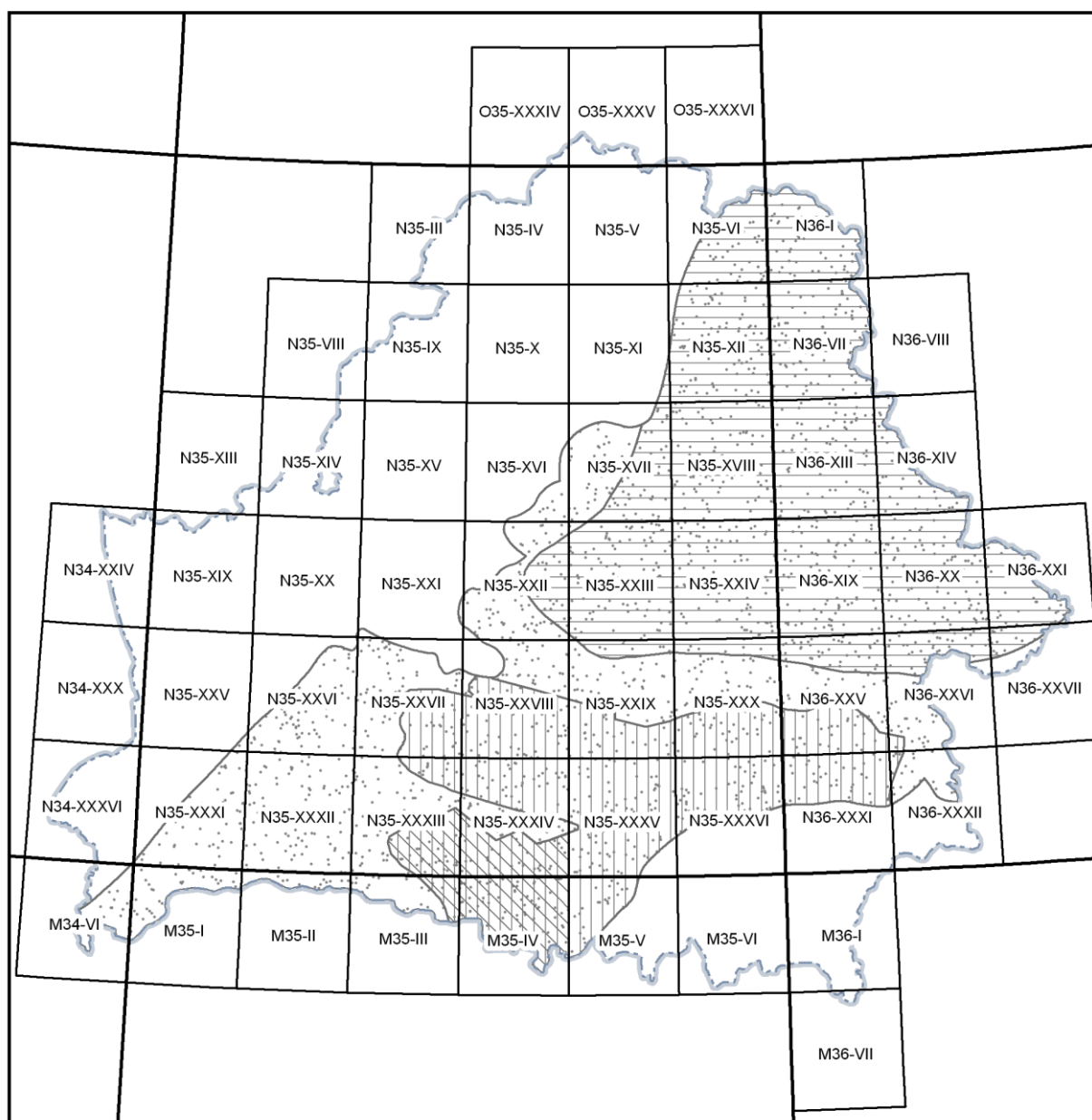
К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА БЕЛАРУСИ

Вопрос о способе оценки минералого-петрологической изученности формаций и территорий не является тривиальным. Нередко такая оценка ограничивается приведением количества минералогических определений или описанных петрографических шлифов по тому иному стратиграфическому подразделению и/или району. Но такой количественный подход не даёт ясных представлений о минералогической и петрологической изученности объекта. Ведь для одних объектов двадцати анализов достаточно, чтобы принять решение о дальнейшем пути геологоразведочных или исследовательских работ, а для других — и трёх сотен анализов будет мало. И потом, хорошо известен наглядный пример развития научных знаний, данный древнегреческим философом: чем больше площадь круга наших знаний, тем больше его окружность, показывающая границу с неизвестным. Кроме того, при подобном количественном подходе в стороне остается вопрос о степени осмысления полученных фактических данных. Существует способ оценки геологической изученности, который можно назвать количественно-библиографическим. В Советском Союзе на протяжении длительного времени выпускались сборники рефератов рукописных тематических работ (отчётов) в области геологии, выполненных за пятилетние периоды. Для территории Беларуси они назывались «Геологическая изученность СССР. Т. 34. Белорусская ССР». В них работы классифицировались по направлениям (геохимия, минералогия, литология, стратиграфия, региональная геофизика, сейсмика, магнитометрия, гравиразведка и т. д.), листам геологических съемок масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 и другим основаниям. Анализируя материалы сборников, можно составить представление о степени изученности территории по числу разработок в той или другой области геологии на той или иной территории. Но подчеркнем, что сборники содержат краткую характеристику рукописных отчётов о геологоразведочных, геологосъемочных, научно-исследовательских работах. Ориентируясь только на них, мы пропускаем пласт наиболее тщательно осмысленной, отредактированной и широко тиражированной геологической информации. Это публикации и диссертации.

С учётом сказанного мы решили применить следующий подход для оценки минералого-петрологической изученности территории Беларуси. На 18 крупных стратиграфических срезах условными знаками показали районы оригинальных исследований, которые завершились выходом в свет диссертаций и/или монографий (в редких случаях статей). «Оригинальные исследования» здесь означают авторские работы, в которых впервые получен и осмыслен фактический материал по тому или другому аспекту изучения вещества. На картограммы, содержащие эту информацию, вынесены также данные о характере исследований, который присущ соответствующему стратиграфическому подразделению, наборе методов, которые были применены, и гамме изученных минералов. Охарактеризованные таким образом стратиграфические подразделения охватывают рифейские, вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские, нижнедевонско-эйфельские, живетские, ланские, саргаевско-евлановские, евлановско-домановичские, задонско-петриковские, лебедянско-стрешинские, стрешинско-полесские, каменноугольные, пермско-триасовые, юрские, меловые, палеоген-неогеновые образования. Для примера приведена лишь одна картограмма минералого-петрологической изученности — по рифею (рис.).

Основной вывод из всех проанализированных нами данных независимо от выбранного стратиграфического подразделения следующий. Главные работы, базирующиеся на полученном в ходе исследований оригинальном минералогическом и петрологическом материале, были сделаны весьма давно. Работы относительно недавнего времени посвящены, как правило, отдельным аспектам изучения вещественного состава образований.

Так, крупные оригинальные работы литолого-минералогического содержания по рифею, были выполнены в основном в период 1958—1980 гг. Наиболее «молодая» из работ этого типа сделана 14 лет назад [8], но она посвящена специфическому аспекту вещественного состава (постседиментационные изменения).



Характер исследований: Общая литология и минералогия. Вторичные минералы

Примененные методы: Поляризационная микроскопия. Иммерсионный анализ.

Анализ карбонатности. Рентгеновский анализ. Электронная микроскопия.

Микрозондовый анализ. Изотопный анализ (C,O).

Изученные минералы: Кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, каолинит, гидрослюда, хлорит, гипс, доломит, кальцит, барит, турмалин, минералы титана, другие минералы тяжелой фракции.

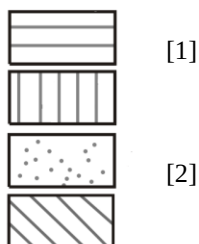


Рисунок. Картограмма минералого-петрологической изученности рифейских отложений Беларуси

Начало литолого-минералогического изучения отложений нижнего палеозоя восходит к концу 1950-х годов. [3]. Вышедших с тех пор крупных и содержащих новый литологический или минералогический материал работ по этой части разреза крайне мало. Из них по кембрию наиболее «свежей» является диссертация В. И. Абраменко [10], по ордовику — монография В. Ф. Ропота и В. И. Пушкина [11], по силуру — диссертация В. Ф. Ропота [12].

Крупные оригинальные работы литолого-минералогического содержания по нижнедевонско-эйфельским отложениям были выполнены в период 1961—1979 гг. Позднее были получены данные по отдельным проблемам (эйфельская каменная соль, органогенные постройки, вторичные изменения). Но и из этих работ самые поздние относятся к рубежу 80—90-х гг. прошлого века.

Первым литолого-минералогическим обобщением по живетским и ланским отложениям, построенном на оригинальном материале, была диссертация Т. А. Шевченко [13], а последним — диссертация Ю. Н. Воробьева [14].

Начало регионального изучения литологии и минералогии каменноугольных отложений отмечено книгой В. К. Голубцова и А. С. Махнач [4], а конец, по существу, — книгой В. И. Толстошеева [15], в которой литология была уже построена только на данных каротажа.

Самое «специфическое» положение с литолого-минералогической изученностью свойственно отложениям перми и триаса. Мы нашли лишь три работы общего содержания, увидевшие свет в 1961, 1963 и 1976 гг. [4, 16, 17]. В дальнейшем было только несколько обращений к выявленным солям пермского возраста, имеющим весьма ограниченное распространение.

Отметим, что нет ничего плохого в том, что хорошие оригинальные работы были сделаны давно. Но нельзя забывать, что со временем совершенствуются аналитические методы, меняются воззрения. А, кроме того, старые «классические» работы выполнялись чаще всего на небольшом объеме фактического материала.

Причина «старости» оригинальных петрологических и минералогических исследований очевидна. Она состоит в крайне небольших объемах буровых работ регионального характера, которые были проведены в Беларуси в течение двух, а то и трёх последних десятилетий. Без широкого развертывания бурения с хорошим отбором керна на существенное увеличение наших знаний о вещественном составе пород платформенного чехла и кристаллического фундамента рассчитывать трудно.

1. Бессонова В. Я. Рифейские и нижневендские отложения Оршанской впадины и смежных районов. Минск, 1968. 24 с.
2. Махнач А. С., Шкуратов В. И., Веретенников Н. В. Верхний протерозой Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1980. 128 с.
3. Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1958. 228 с.
4. Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. 185 с.
5. Веретенников Н. В. Верхний протерозой Белоруссии. Минск, 1975. 38 с.
6. Шкуратов В. И. История геологического развития территории Белоруссии в позднем протерозое. Минск, 1975. 36 с.
7. Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Бордон В. Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
8. Гулис Л. Ф. Постседиментационные изменения отложений рифея и нижнего венда Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1995. 102 с.
9. Зингерман А. Я. Геологическое строение и литологические особенности верхнепротерозойских и палеозойских отложений прибортовых частей Туровской депрессии. Вильнюс, 1977. 27 с.
10. Абраменко В. И. Литология кембрийских отложений Белоруссии. Минск, 1990. 27 с.
11. Ропот В. Ф., Пушкин В. И. Ордовик Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1987. 234 с.
12. Ропот В. Ф. Литология ордовикских и силурийских отложений Белоруссии. Таллинн, 1981. 28 с.
13. Шевченко Т. А. Литология живетских и нижнефранских отложений Припятского прогиба. Минск, 1959. 35 с.
14. Воробьев Ю. Н. Среднедевонско-среднефранский этап геологического развития территории Припятской впадины. Вильнюс, 1979. 35 с.
15. Толстошеев В. И. Надсолевые девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1988. 148 с.
16. Невмержицкая З. М. Литология пермских и триасовых отложений Припятского прогиба. Минск, 1963. 28 с.
17. Монкевич К. Н. Пермские и триасовые отложения Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1976. 102 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

На территории Беларуси четвертичные отложения представлены преимущественно ледниковой формацией и содержат значительное количество месторождений разнообразных полезных ископаемых: строительных материалов (пески, песчано-гравийные смеси, легкоплавкие глины), россыпей рудных минералов, сапропелей, торфа и др. Однако проблеме минерагении четвертичных образований, по сравнению с дочетвертичными, уделяется недостаточно внимания, особенно в отношении кластогенных полезных ископаемых.

Минерагения — это наука о закономерностях происхождения, образования и размещения природного минерального сырья в пространстве и времени; как геологическая дисциплина она наиболее полно и комплексно изучает рудоносные (содержащие минеральное сырьё) геологические подразделения — от отдельных тел полезных ископаемых до планетарных минерагенических поясов [1]. Целью минерагенических исследований является создание научной основы для качественной и количественной оценки перспективности определенной территории в отношении минерального сырья.

В настоящей работе сделана первая попытка рассмотреть образования плейстоцена и голоцена с точки зрения региональной минерагении, выяснить закономерности образования и распространения месторождений полезных ископаемых во взаимосвязи с геологическим строением четвертичных отложений белорусского региона. Задачей региональной минерагении является выделение и изучение территориальных минерагенических единиц.

Основные особенности геологического строения четвертичных отложений Беларуси определены положением региона в области древних материковых оледенений. Поэтому формирование полезных ископаемых плейстоцена Беларуси тесно связано с палеогеографическими обстановками, существовавшими в эпохи оледенений. Подчиненное положение занимают палеогеографические обстановки осадконакопления, связанные с межледниковьями.

Ледниковый комплекс плейстоцена Беларуси включает собственно ледниковые, озёрно-ледниковые, водно-ледниковые отложения, а также образования, формировавшиеся во внеледниковых (перигляциальных) условиях. Поскольку в объёме плейстоцена разнообразные отложения ледниковых эпох (главным образом средне- и позднеплейстоценового возраста) преобладают, то практически вся толща представляет собой набор различных видов сырья. В первую очередь речь идёт о строительных материалах и сырьё для их производства, то есть плейстоценовых глинистых, песчаных и песчано-гравийных породах.

Межледниковые отложения Беларуси занимают относительно незначительную долю в объёме плейстоцена по сравнению с ледниковыми образованиями, и поэтому представляют меньший практический интерес. Озёрные (пресноводный известняк, мергель, гиттия, сапропелит) и болотные (торф) отложения среднего и верхнего плейстоцена обладают рядом свойств как потенциальное сырьё. Но их небольшая доля в объёме четвертичной толщи, локальное распространение и в основном незначительные мощности в сочетании с часто глубоким залеганием не позволяют рассматривать их как полезные ископаемые. Пласты озёрных и озёрно-болотных отложений (например, известняка, мергелей, торфа), которые неглубоко залегают либо вскрываются в естественных обнажениях по берегам рек и оврагов, могут использоваться в агротехнических целях для местных нужд. Тем не менее, межледниковые отложения имеют важное научное значение при решении вопросов стратиграфии и палеогеографии. К настоящему времени в Беларуси детально изучены комплексом геологических и палеонтологических методов более чем 300 местонахождений [2, 3].

Среди ледниковых и межледниковых обстановок осадконакопления, обусловивших формирование различных видов полезного сырья из плейстоценовых отложений, можно выделить несколько основных.

В условиях обстановок *ледника и краевой зоны ледника* (внутриледниковых, подледниковых и т. д.) формировались моренные и конечно-моренные отложения (супеси, суглинки, песчано-гравийные породы, глины, валунные скопления). Разнотипные морены являются источником песчано-гравийного и в меньшей степени глинистого сырья. К зонам распространения конечно-моренных отложений, помимо местонахождений песчано-гравийных смесей, песков, глин, приурочены также многочисленные оттор-

женцы дочетвертичных пород (мела, доломита и др.), многие из которых имеют важное народнохозяйственное значение. В толщах озёрно-ледниковых отложений (ленточные и массивные глины, суглинки, пески), образованных в обстановках *приледниковых водоёмов*, сосредоточены наиболее крупные залежи глинистых пород. Условия, благоприятные для накопления значительных залежей песков и реже — песков с гравием, складывались на территории Беларуси в периоды деградации ледников, которые характеризовались таянием льда и существованием мощных *водно-ледниковых потоков*. В суровых условиях *внеледниковых* (перигляциальных) обстановок на территории Беларуси в плейстоцене происходило накопление толщ лессов и лессовидных пород, часто потенциальных на глинистое сырьё.

В эпохи межледниковий наиболее типичными обстановками осадконакопления были условия *речных долин*, где формировались главным образом песчаные отложения, *озёр* (сапропелит, или гиттия, озёрный мел, мергель, минеральные и органо-минеральные супеси и др.) и *болот* (торф). Речные, озёрные и болотные обстановки наблюдались и в переходные между оледенениями и межледниковьями эпохи.

С точки зрения добычи полезных ископаемых представляет практический интерес верхняя часть плейстоценового разреза (до глубины не более 30—50 м). Особенностью поверхностных рельефообразующих отложений Беларуси является преобладание нескольких основных генетических типов и различие по возрасту.

Анализ строения верхней части разреза плейстоцена и палеогеографических обстановок осадконакопления позволяет районировать территорию Беларуси по минерагеническим особенностям плейстоценовых отложений. В основу выделения районов положены пространственные различия отложений по возрасту и условиям формирования в различных палеогеографических обстановках, что обусловило наличие определенных преобладающих на данной территории генетических типов отложений, потенциальных на месторождения различных полезных ископаемых. В процессе работы принимались во внимание генетические типы четвертичных отложений, мощность четвертичных отложений, характер дочетвертичных пород [4], особенности территории Беларуси по рельефу [5] и по типам разрезов четвертичных отложений [6]. Учтено размещение разрабатываемых и резервных месторождений полезных ископаемых четвертичных отложений [7], местонахождения разновозрастных межледниковых отложений.

С точки зрения минерагенической специфики плейстоцена на территории Беларуси выделен 31 район, сгруппированный в 5 областей.

Западно-Двинская минерагеническая область с тремя районами выделена в северной части Беларуси. Она является самой маленькой по площади. Территорию области составляют главным образом поозёрские озёрно-ледниковые (Полоцкий минерагенический район) и конечно-моренные (Браславский и Россонский районы) отложения. Здесь выявлены и разрабатываются более десятка крупных и средних месторождений глин, добываются песчано-гравийные смеси. К этой области приурочено большое количество местонахождений межледниковых отложений, особенно муравинского возраста.

Девять минерагенических районов, выделенных в западной части Беларуси, объединяет Вилейско-Неманская минерагеническая область. Её особенностью является наибольшая мощность четвертичных отложений Беларуси и преобладание среди рельефообразующих отложений поозёрских и сожских конечно-моренных и моренных образований (Свентянского-Ушачского, Вилейского, Ошмянско-Минского, Новогрудско-Копыльского, Лидского, Гродненско-Слонимского минерагенические районы), сформированных в обстановках ледника и его краевой зоны. Эти отложения чрезвычайно богаты залежами песчано-гравийных смесей, песков и глин и наличием отторженцев. Районы, придающие разнообразие Вилейско-Неманской области, выделены по преобладанию поозёрских отложений водно-ледникового (Озёрский) и озёрно-ледникового (Скидельский) генезиса; а также поозёрских озёрно-аллювиальных и аллювиальных образований в комплексе с сожскими водно-ледниковыми и современными болотными отложениями (Верхне-Неманский). Вилейско-Неманская область отличается большим количеством находок разновозрастных межледниковых отложений.

В восточной части Беларуси расположена Днепровско-Сожская минерагеническая область с пятью районами, которые выделены на основании различий в основных преобладающих типах плейстоценовых отложений: озёрно-ледниковых (Суражский и Лучёсский), моренных (Лукомльско-Витебский и Могилёвский) и конечно-моренных (Оршанский).

Сожско-Березинская минерагеническая область (центральная часть Беларуси) сравнительно однообразна и состоит из двух районов (Березинский и Ветковский). Эти районы сложены, главным образом, разновозрастными водно-ледниковыми отложениями и в отношении полезных ископаемых богаты песча-

но-гравийными породами и строительными песками. Ветковский район отличается наличием в толще плейстоценовых отложений залежей аллювиальных глин.

Главной особенностью Припятской минерагенической области является преобладание рельефообразующих отложений, сформированных в водно-ледниковых, речных, озёрно-речных и болотных обстановках (Барановичский, Кобринский, Малоритский, Ясельдинско-Случский, Западно-Припятский, Лельчицкий, Речицкий, Гомельский, Восточно-Припятский районы). Высоковский, Загородский и Мозырский районы сложены плейстоценовыми образованиями ледникового генезиса.

Исследование выполнено частично в рамках проекта ГКНТ «Геологическая и геоморфологическая картография, соединенная с основными палеонтологическими и седиментологическими исследованиями в приграничной зоне Польши и Беларуси».

1. Бауман Л., Тишendorf Г. Введение в металлогению-минерагению. М.: Мир, 1979. 372 с.
2. Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
3. Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А. В. Матвеева. Минск: Ин-т. геол. наук НАН Беларуси, 2002. 164 с.
4. Нацыянальны атлас Рэспублікі Беларусь / Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэспублікі Беларусь. Мінск, 2002. 292 с.
5. Матвеев А. В., Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. Рельеф Белоруссии. Минск: Университетское, 1988. 320 с.
6. Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А., Бордон В. Е. Районирование территории Беларуси по типам разрезов четвертичных отложений // Літасфера. 2002. № 2 (17). С. 13—26.
7. Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию БелНИГРИ / Под ред. П. З. Хомича, С. П. Гудака, А. М. Синички. Мінск: Адукацыя і выхаванне, 2002. 528 с.

Г. И. Каратаев, Р. Г. Гарецкий

Институт природопользования НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

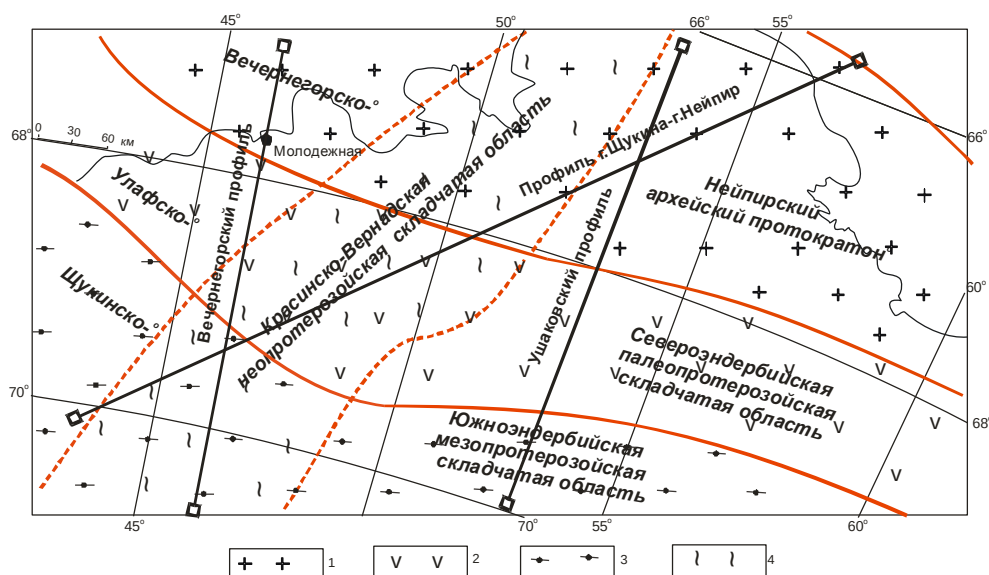
Объект нашего исследования — северо-восточная часть Восточно-Антарктической платформы — обусловлен Государственной целевой программой исследования полярных областей Земли, в том числе — оценкой минерально-сырьевого потенциала района расположения планируемой к строительству Белорусской антарктической станции восточнее Российской станции Молодежная (район горы Вечерняя). В географическом отношении район исследования относится к Земле Эндерби. В геолого-тектоническом отношении Земля Эндерби, по данным российских геологов, находится в пределах протерозойского мобильного пояса, граничащего на севере с пассивной невулканической окраиной, а на северо-востоке с архейским Нейпирским протократоном, стабилизировавшимся 2,8—2,5 млрд лет тому назад [2—8]. Учитывая слабую геологическую изученность Земли Эндерби, для изучения её тектонических подробностей мы воспользовались принципом аналогии. Во-первых, Восточно-Антарктическая платформа принадлежит к тому же тектоническому классу, что и Восточно-Европейская платформа — к классу докембрийских платформ. Во-вторых, согласно палеореконструкциям в докембрии, в рамках суперконтинента Гондваны, Антарктида примыкала к Австралии, к Юго-Восточной Африке и к Индии. При этом по исследованиям индийских и российских геологов Земля Эндерби и Восточно-Гатская структура Индийского щита имеют общую историю развития [9]. Восточно-Европейская платформа и Индостан довольно хорошо изучены в геолого-геофизическом отношении. Поэтому, постулируя в некотором смысле единство их геологического развития с Землей Эндерби, мы вправе воспользоваться геолого-геофизическими закономерностями, выявленными на первых, для изучения тектонических особенностей Земли Эндерби.

В связи с этим, используя тектоно-геофизические закономерности А. Д. Архангельского и В. В. Федынского, по гравитационному и магнитному аномальным полям, взятым из [1], было выполнено тектоническое районирование Земли Эндерби. Согласно районированию, Земля Эндерби разбивается на три субширотные зоны (рис. 1): Вечернегорско-Нейпирскую, Улафско-Северозендербийскую и Щукинско-Южноэндербийскую, разделённые Красинско-Вернадской зоной северо-восточного простирания,

структура которых существенно различна. Так, для Вечернегорско-Нейпирской зоны характерны интенсивные положительные магнитные аномалии; Улафско-Северозендербийская зона представляет собой региональный минимум; Щукинско-Южнозендербийская зона выделяется по слабоинтенсивным в основном крупным по площади положительным аномалиям, перемежающимся с минимумами. Красинско-Вернадская зона характеризуется локальными максимумами и минимумами разной ориентировки, которые в целом имеют северо-восточное простирания. Заметим, кроме того, что Вечернегорско-Нейпирской зоне отвечает тип магнитного поля, который характерен для участков развития древних гранулитовых образований.

Полученный результат характеризует Землю Эндерби, как блоковую структуру, обусловленную неравномерностью развития древних подвижных докембрийских террейнов и, возможно, обновленную (Красинско-Вернадская зона) на фанерозойском этапе платформенного развития, особенно в новейшее время, связанное с формированием современной пассивной континентальной окраины. По геологическим данным центральная часть гор Земли Эндерби сложена, в основном, метаморфическими породами гранулитовой фации архейского (3,9—3,0 млрд лет) чарнокит-эндербитового комплекса Нейпирского террейна, окруженного с запада, юга и востока чарнокит-гранулитовым поясом Рейнерского террейна протерозойского возраста [6].

На рис. 1 дана схема районирования территории Земли Эндерби по комплексу гравитационных и магнитных аномалий. Следуя в целом представлениям Е. В. Михальского [7, 8] о характере формирования фундамента Восточной Антарктиды, развитие тектонических событий на территории Земли Эндерби можно представить в следующей последовательности.

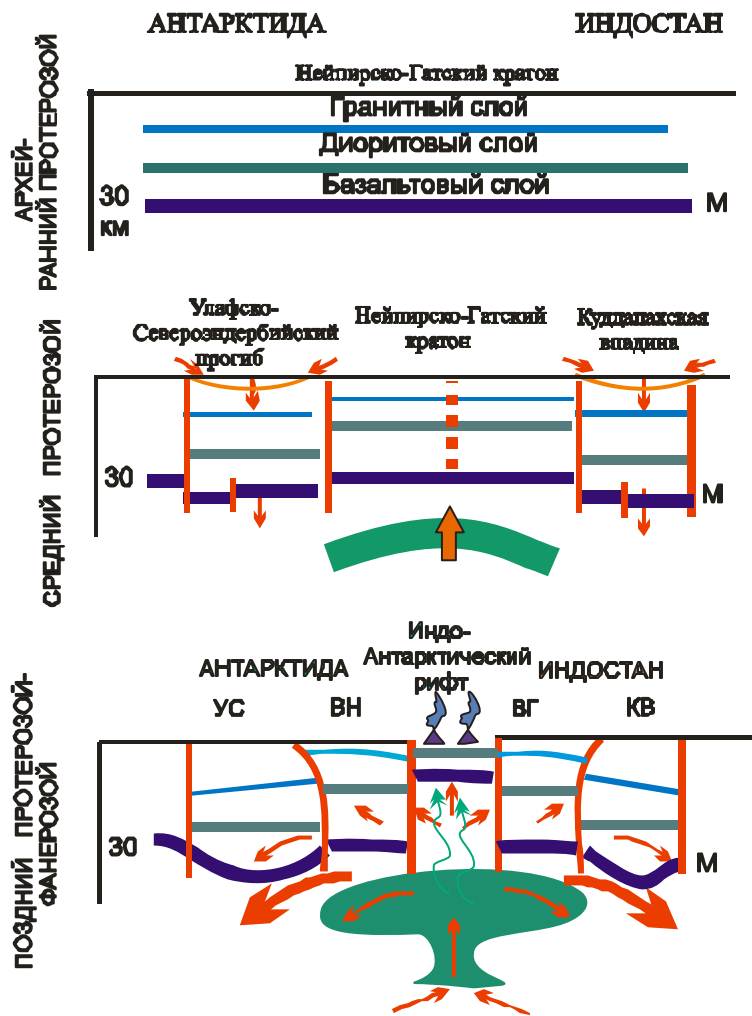


1 — архейский протократон, 2 — палеопротерозойская складчатость, 3 — мезопротерозойская складчатость, 4 — неопротерозойская наложенная складчатость

Рисунок 1. Схема тектонического районирования Земли Эндерби

Вдоль северо-восточной окраины Антарктического материка расположена древнейшая архейская дугообразная Вечернегорско-Нейпирская структура, стабилизировавшаяся 2,8—2,5 млрд лет назад. В протерозое последовательно сформировались две параллельные складчатые системы: сначала в палеопротерозое к 1,8—1,6 млрд лет Улафско-Северозендербийская, а затем в мезопротерозое около 1,15 млрд лет и Щукинско-Южнозендербийская. К 0,7 млрд лет образовалась северо-восточная Красинско-Вернадская складчатая система, секущая все три субширотные дугообразные структуры.

Такое последовательно дугообразное развитие тектонических событий хорошо согласуется с циркумполярной структурой Антарктиды, её округлой формой и с характером расположения сейсмического пояса [1]. В этом аспекте геодинамическая модель формирования тектонической структуры Земли Эндерби представляется в следующем виде.



УС — Улафско-Северозендербийский прогиб, ВН — Вечернегорско-Нейпирский кратон, ВГ — Восточногатский кратон, КВ — Куддапахская впадина

Рисунок 2. Геодинамическая модель земной коры Земли Эндерби вдоль меридиана 52°

К началу среднего архея в результате магматизма основного-ультраосновного ряда, гранитизации и метаморфизма в гранулитовой фации на объединенной территории Восточной Антарктиды и Индостана сформировался Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон (рис. 2). Дальнейшее наращивание вокруг него континентальной коры и позднейшие преобразования вещества под влиянием ультраметаморфизма, гранитизации и последующей активизации коры к концу архея завершилось становление зрелой континентальной коры. При этом в среднем протерозое вокруг Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирского кратона сформировался Улафско-Северозендербийско-Куддапахский подвижный пояс — прогиб. В позднем протерозое, характерном формированием подвижных поясов, возник Индо-Антарктический субширотный вулcano-плутонический пояс рифтогенного происхождения, разделивший Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон на две части: Восточно-Гатскую и Вечернегорско-Нейпирскую. В последующем этот пояс, в силу активных горизонтальных движений перерос в спрединг, в конечном итоге разорвавший Антарктический и Индийский континенты. Реликты этого спрединга сегодня мы видим в виде сейсмического пояса [1]. По всей вероятности, и надвиг Восточно-Гатской системы на Куддапахскую впадину произошёл по этой же причине. Следуя аналогии, можно ожидать, что такого рода надвиг имеет место и между Вечернегорско-Нейпирской и Улафско-Северозендербийской структурами Восточной Антарктиды.

1. Атлас Океанов. Антарктика. СПб., 2005. 20 с.
2. Грикуров Г. Э., Михальский Е. В. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Рос. журн. наук о Земле. 2002. Т. 4, № 4. С. 247—257.
3. Иванов В. Л., Каменев Е. Н. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990. 232 с.
4. Каменев Е. В. Структурно-минерагеническое районирование Антарктиды // Геология и минер. ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990. С. 15—40.
5. Каменев Е. Н. Основные черты геологии и эволюции Антарктического щита в докембрии. Л.: Наука, 1991. 32 с.
6. Лейченко Г. Л. Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПб., 2003. 275 с.
7. Михальский Е. В. Тектоника Антарктиды во взглядах Российских исследователей // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 5. С. 56—63.
8. Михальский Е. В. Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембрия // Фундамент. пробл. геотектоники: Матер. XL Тектон. совещ., Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 29—32.
9. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.

Г. И. Каратаев, С. В. Голобоков, Т. В. Венцелидес

Институт природопользования НАН Беларуси

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Для изучения глубинного строения земной коры Земли Эндерби мы использовали: геофизическую типизацию земной коры, разработанную для территории Белоруссии и Украинского щита (согласно этой типизации выделяется последовательность типов коры, характеризующаяся последовательным закономерным изменением мощности земной коры, соотношений мощностей основных её слоёв и характером форм залегания поверхности Мохоровичича) [2], материалы глубинных сейсмических зондирований, проведённых в Восточных Гатах украинскими геофизиками [13], а также результаты изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, выполненные российскими геофизиками [3, 4, 7—12], и схема тектонического районирования Земли Эндерби, изложенная в статье в данном сборнике [5].

Обобщая эти геолого-геофизические материалы, учитывая геологическое соответствие Земли Эндерби Восточным Гатам Индийского щита и общую принадлежность Восточно-Антарктической и Белорусской структур к единому классу докембрийских структур, физико-геологическая модель глубинного строения литосферы Земли Эндерби представляется в следующем виде. Структура земной коры в континентальной части Земли Эндерби принимается трёхслойной со стандартными значениями скоростей сейсмических волн и им соответствующими плотностями: верхний (5,7—6,3 км/с и 2,6—2,8 г/см³), средний (6,4—6,7 км/с и 2,8—2,9 г/см³) и нижний (6,8—7,4 км/с и 2,9—3,1 г/см³); плотность подкорового вещества — 3,24—3,32 г/см³. Мощность земной коры в районе Земли Эндерби уменьшается в сторону моря Космонавтов примерно от 45 км на широте 72° до 30 км в районе станции Молодёжная (широта около 68°) и далее на север, с более резким градиентом, до 10 км непосредственно в море Космонавтов. Океаническая кора принимается двухслойной: верхний — 6,6 км/с и 2,84 г/см³, нижний — 7,1 км/с и 3,01 г/см³; плотность верхней мантии — 3,36—3,46 г/см³. Мощность литосферы принимается равной 150—180 км, астеносферы — не более 30 км, а глубина изостатической компенсации — 70 км.

Гравитационное моделирование выполнено по компьютерной программе С. В. Голобокова [6] вдоль трёх профилей, секущих Землю Эндерби: профиль Горы Щукина—Горы Нейпир, Вечернегорский профиль, Санкт-Петербургский профиль (рис. 1). Использована карта аномалий силы тяжести Земли Эндерби в редукции Фая, масштаб 1 : 2 500 000, сечение 10 мГал [1]. При моделировании верхней части земной коры учитывалось аномальное магнитное поле — карта в масштабе 1 : 3 000 000, сечение 50 нТл [1]. На рис. 2—4 показаны плотностные разрезы земной коры и верхней мантии, характеризующие глубинное строение литосферы Земли Эндерби, как в широтном, так и в меридиональном направлениях, с выходом на акваторию океана.

Обращаясь к этим глубинным разрезам, следует отметить, что основной вклад в существенную горизонтальную изменчивость гравитационного поля (высокочастотная часть поля) вносит верхний гранит-

но-метаморфический слой земной коры. При этом следует иметь ввиду, что моделирование выполнялось по аномалиям Фая, содержащим в себе информацию об изменчивости высот подлёдного рельефа земной поверхности. Следовательно, показанная на моделях плотностная неоднородность верхней части разреза содержит в себе не только, собственно, латеральную компоненту плотностной неоднородности гранитно-метаморфического слоя земной коры, но и влияние колебаний подлёдного рельефа местности. Разделить эти факторы — задача следующего этапа исследований.

1. Атлас Океанов. Антарктика. СПб., 2005. 20 с.
2. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2002. 166 с.
3. Грушинский А. Н., Грушинский Н. П., Строев П. А. Изостазия и глубинное строение Антарктиды // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С.95—105.
4. Грушинский А. Н., Строев П. А., Корякин Е. Д. Плотностная модель земной коры Антарктиды и её вклад в аномальное гравитационное поле // Геофиз. журн. 2002. Т. 24, № 5. С. 25—35.
5. Каратаев Г. И., Гарецкий Р. Г. Тектоника северо-востока Восточно-Антарктической платформы (в настоящем сборнике, см. выше).
6. Каратаев Г. И., Голобоков С. В. Методика построения физико-геологического разреза по комплексу геофизических полей // Літасфера. 2003. № 2 (19). С. 74—84.
7. Корякин Е. Д., Грушинский А. Н., Строев П. А. Мощность и плотность осадков Антрактиды по геофизическим данным // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. С. 90—102.
8. Корякин Е. Д., Строев П. А., Грушинский А. Н. Глубины поверхности Мохоровичича в Антарктике по сейсмическим и гравиметрическим данным // Третьи геофиз. чтения им. В. В. Федынского. М.: ГЕОН, 2001. С. 67—68.
9. Корякин Е. Д., Строев П. А., Грушинский А. Н. О глубинах поверхности Мохоровичича в Антарктике // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 103—108.
10. Лейченко Г. Л. Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПб., 2003. 275 с.
11. Строев П. А., Ушаков С. А., Фролов А. И. Земная кора краевой зоны Антарктиды. М.: Наука, 1967. 68 с.
12. Ушаков С. А. Геофизические исследования строения земной коры в Восточной Антарктиде. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 95 с.
13. Харченко Г. Е. Глубинное строение земной коры Индийского щита. Киев: Наукова думка, 1985.

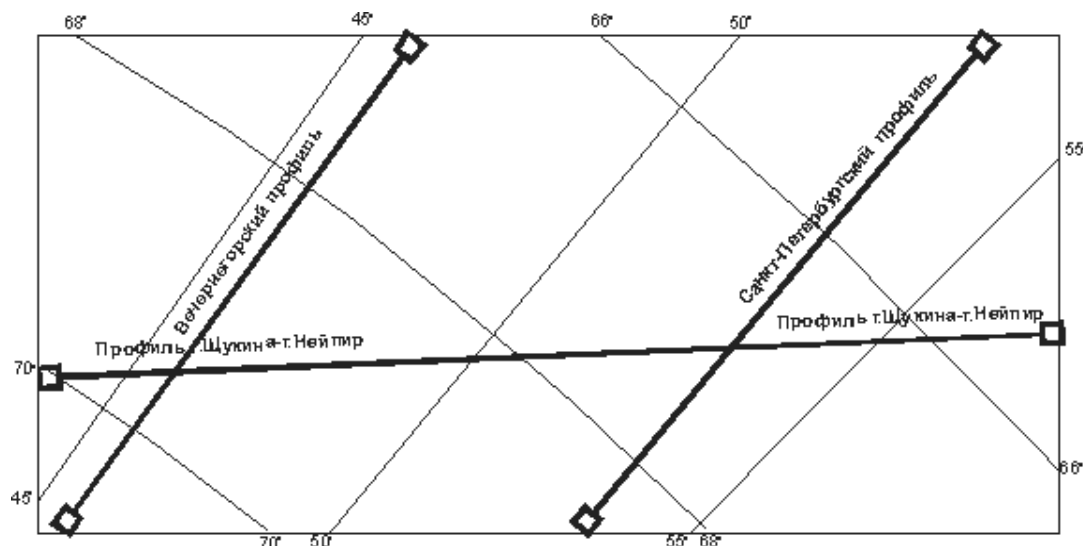
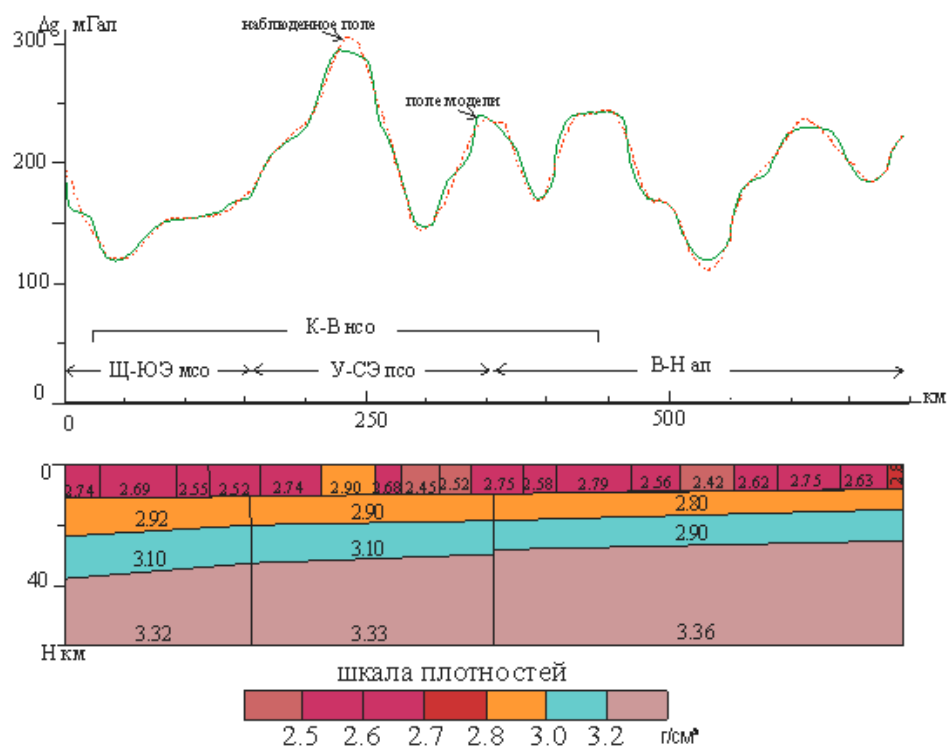


Рисунок 1. Схема расположения профилей физико-геологического моделирования земной коры Земли Эндерби



Щ-ЮЭ мсо — Щукинско-Южноэндербийская мезопротерозойская складчатая область; У-СЭ псо — Улафско-Североэндербийская складчатая область; В-Н ап — Вечернегорско-Нейпирский архейский протократон; К-В нсо — Красинско-Вернадская неопротерозойская складчатая область

Рисунок 2. Плотностной разрез земной коры по профилю Горы Шукина—Горы Нейпир

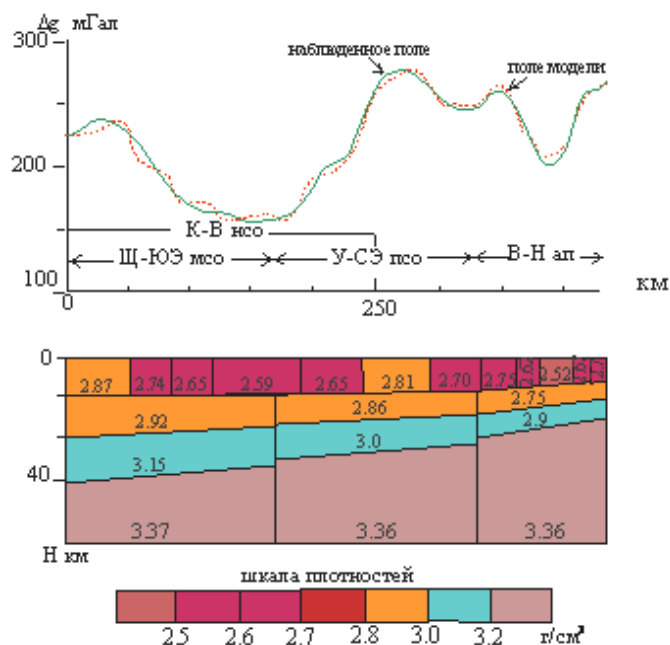


Рисунок 3. Плотностной разрез земной коры по Вечернегорскому профилю (обозначения см. на рис. 2)

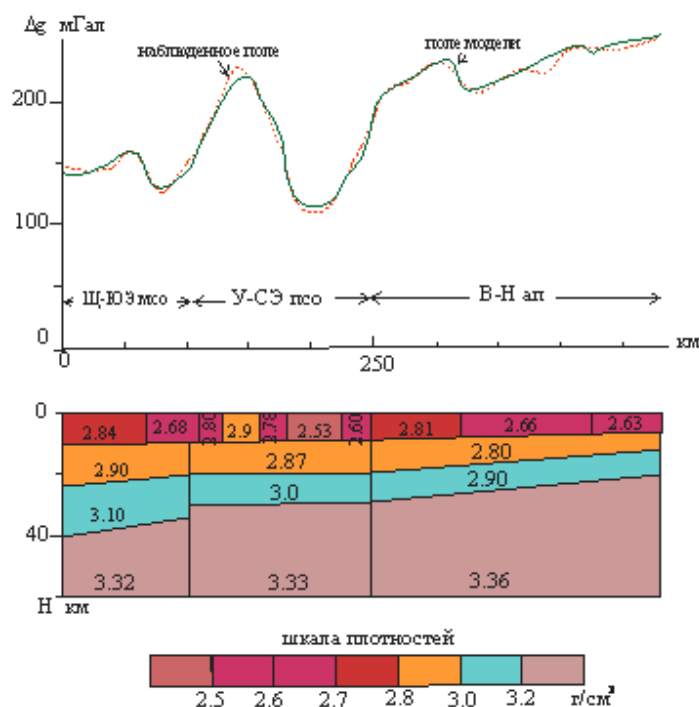


Рисунок 4. Плотностной разрез земной коры по Санкт-Петербургскому профилю (обозначения см. на рис. 2)

О. В. Мясников

Институт природопользования НАН Беларуси

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕЧЕРНЕГОРСКОЙ ТЕРРИТОРИИ (ЗАПАДНАЯ ЗЕМЛЯ ЭНДЕРБИ, АНТАРКТИДА)

Возраст самых древних горных пород, сохранившихся на нашей планете примерно 4 млрд лет — это возраст древнейших пород Антарктиды — эндербитов. Эндербиты — представители семейства чарнокитов. Чарнокиты и эндербиты залегают только в тех слоях земной коры, которые сформировались на самой ранней стадии геологической истории Земли в условиях высоких энергий. В отношении чарнокитов применяются термины магматических и метаморфических, а также названия гибридных пород. Запутанность в геологической литературе номенклатуры чарнокитов объясняется сложностью геологического положения, состава, структур и текстур и развитием науки со времени обнаружения этих пород. В 1900 г. Т. Холланд доказал, что чарнокиты существенно отличаются от гранитов, однако выяснить условия образования пород ему не удалось [1]. Генезис чарнокитов остается предметом исследований до настоящего времени.

В сезон 2008—2009 гг. на Вечернегорской площади (Западная Земля Эндерби), расположенной в пределах 67038,7' S÷67041,0' S и 46002,7' E÷46014,0' E, геологом группы белорусских участников 54-ой РАЭ выполнены маршрутные геолого-съёмочные работы и профильные гравиметрические рейсы. Территория представляет собой антарктический оазис, состоящий из расположенных вдоль берега моря и разделённых заледенелыми заснеженными долинами горных массивов и серии нунатаков — одиночных скальных выходов, выступающих из-под антарктического ледника. Обнажённость территории исследований составляет более 65 %, что позволило провести геологические и геофизические исследования [2].

Геолого-съёмочные работы проводились традиционным стандартным способом, особое внимание уделялось картированию геолого-геофизических неоднородностей. Всего пройдено 20 маршрутов с описанием 125 точек наблюдения в коренном залегании, отобрано 88 образцов горных пород и 55 геохимических проб. Маршрутные детальные гравиметрические измерения с гравиметром ГНУ-КС по четырём профилям, с шагом 50 м.

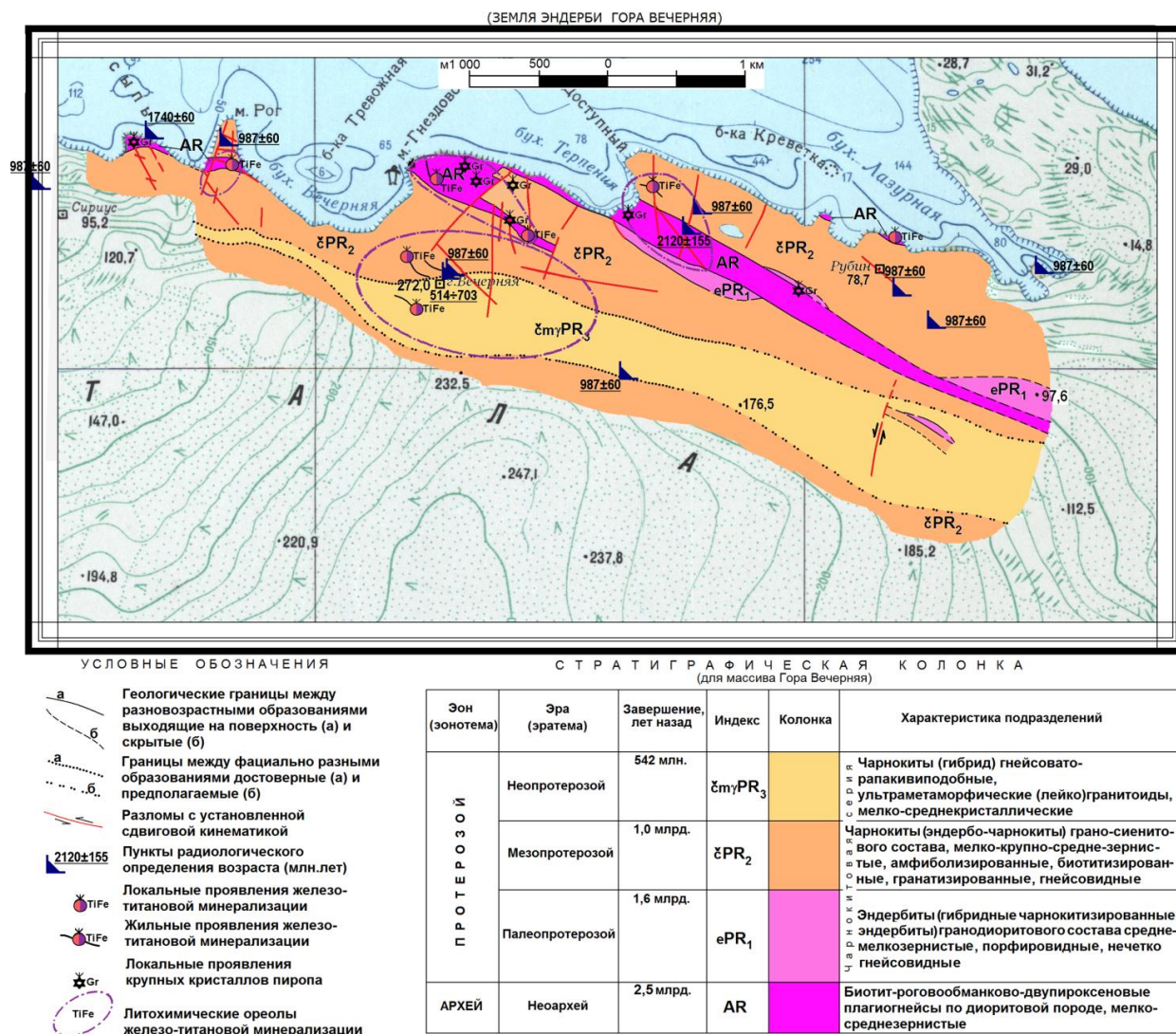


Рисунок 1. Геологическая карта района горы Вечерней
(с элементами геохимических признаков полезных ископаемых)

Полученная геологическая карта (рис. 1) отражает пространственное положение, характер и условия залегания геологических тел. По структурно тектоническим условиям в строении докембрийского кристаллического основания территории устойчиво выделено четыре основных петрографических и геоэлектрических вида, соответствующих четырём геохронологическим рубежам. Значения абсолютного возраста пород приведены по данным американского геолога отдела Земли и планетарных наук университета Калифорнии, Лос-Анджелес, Э. С. Грю, который изучал докембрийское основание района советской станции, «Молодёжная» в западной Земле Эндерби с 18-ой советской Антарктической Экспедицией в 1973 г. [3, 4].

Архей. Возраст¹ биотит-роговообманково-двупироксеновых плагиогнейсов, имеющих подчиненное распространение в северной части Вечернегорской площади, с учётом метаморфического «омоложения» датируется не моложе неоархея (AR₄). Плагиогнейсы Вечернегорской площади сохранились в виде останцов, ксенолитов первично-магматических пород. Крупные массивы и жилородные тела линейно вытянуты в северо-западном направлении, прерывисто простираются среди толщи эндербитов и чарнокитоидов.

¹ Здесь и далее по тексту данные абсолютного возраста пород приводятся по [3] и соответствуют стратиграфической шкале согласно International Commission on Stratigraphy.

Если характер и условия архейских процессов предполагаемые, в силу реликтовости первичных древнейших пород, то начиная с протерозоя, с начала трансформации протолита — первичных материнских пород ранней коры в породы чарнокитовой серии, появляется возможность провести ретроспективный анализ формирования структуры района.

Протерозой. Протерозойская толща выделена в Чарнокитовую серию. Термин «чарнокитовая серия», предложенный английским геологом Т. Холландом, здесь применяется как объединяющий для пород, связанных с чарнокитами, но отличающихся вариациями количественного минералогического состава и структурно-текстурными особенностями [1]. Все протерозойские породы Вечернегорской площади, вероятнее всего, представляют собой продукты переработки первичных пагиогнейсов, генетически связанные последовательностью развития и различающиеся энергетически-временной дискретностью (фрактальностью) условий проявления тектонотермальных процессов.

Палеопротерозой. *Эндербитовая толща (ePR₁).* Эндербиты встречены в центре и на востоке территории. Образуют линзовидные тела мощностью 100—200 м на южном и 50—100 м на северном контактах с архейскими плагиогнейсами. Протяжённость тел около 1 км и первые сотни метров в поперечнике. Поскольку эндербиты занимают стратиграфически согласное положение между плагиогнейсами неоархея и чарнокитами мезопротерозоя, являясь членом последовательного ряда метасоматической трансформации протолита в чарнокиты, то их возрастное положение, предположительно, отвечает палеопротерозою.

Мезопротерозой. *Чарнокитовая ((эндербо)чарнокитоидная?) толща (čPR₂).* Дальнейшая вещественно-энергетическая эволюция тектонотермальных процессов мезопротерозое вызывает процессы чарнокитизации — происходит переход от эндербитов к чарнокитам. Мезопротерозойский возраст эндербито-чарнокитоидной толщи определен в различных точках территории. Чарнокитоиды занимают доминирующее положение в строении Вечернегорской площади. Толща сочленяется с протолитом — архейскими плагиогнейсами и сродственным членом последовательного ряда метасоматической трансформации последнего в чарнокиты — неопротерозойскими эндербитами. Характер контакта с архейским протолитом имеет вид облекания, а с эндербитами: чёткая граница плавления.

Неопротерозой. *Чарнокитовая (гибриды) толща гнейсовато-рапакивиподобных ультраметаморфических (лейко)гранитоидов (čmγPR₃).* Завершением развития процессов чарнокитизации явился переход к гранитизации. Возраст чарнокитовой гнейсовато-рапакивиподобной ультраметаморфической толщи соответствует неопротерозойскому времени. Господствующие высоты, ядро территории, сложены, в основном, разностями струйчатых, порфировидных, рапакивиподобных пород. Со «струйчатыми» мигматитами постепенными переходами связаны граниты [5]. Механизм чарнокитизации предполагает структурную гомогенизацию гнейсов и появление интрузивных структур в ядрах купольных структур зональных чарнокитовых комплексов, или в ядрах чарнокитовых пятен [6].

Зарождение гранитов (гранитизация) в зональных комплексах, построенных куполообразно, связано с замещением ими кристаллических сланцев, т. е. чарнокиты образовались снизу вверх, замещая толщ кристаллосланцев [7]. Зональность чарнокитов установлена на микро и макро уровнях, как в формировании чарнокитовых пятен, так и в образовании комплексов: вмещающий ортогнейс → переходная зона → лейкократовая зона → чарнокит в ядре [8]. Контакты не интрузивные, а являются результатом трансформации и непосредственного плавления гнейса под влиянием внешних флюидов [9].

Локализация магматизма и появление интрузивных структур, выполненных рапакивиподобными породами — переход латеральных коровых процессов гранитизации к локальным интрузивным. Стерилизация состава пород в процессе гранитизации — металлогеническая основа размещения полезных ископаемых [10]. Переходным условиям, по геохимическим данным, сопутствуют железо-титановая минерализация магматогенной и метаморфогенной (скарноидной) серий (рис. 2.1). В приконтактных зонах встречены гранаты типа пироп, обладающие оптическими свойствами (рис. 2.2).

Таким образом, в строении докембрийского кристаллического основания территории «Гора Вечерняя» выделяются четыре основных петрографических и геоэлектрических вида, соответствующие четырём геохронологическим рубежам. В процессе геолого-геофизических исследований получена геохронологическая дискретно-последовательная модель структурно-вещественного развития территории по типу зонально-линейной чарнокито-гнейсовой структуры, где процессы перемещаются вверх, замещая толщ гнейсов по схеме: вмещающий ортогнейс (останцы) → переходная зона (чарно-эндербит) → в ядре рапакивиподобный чарнокит.

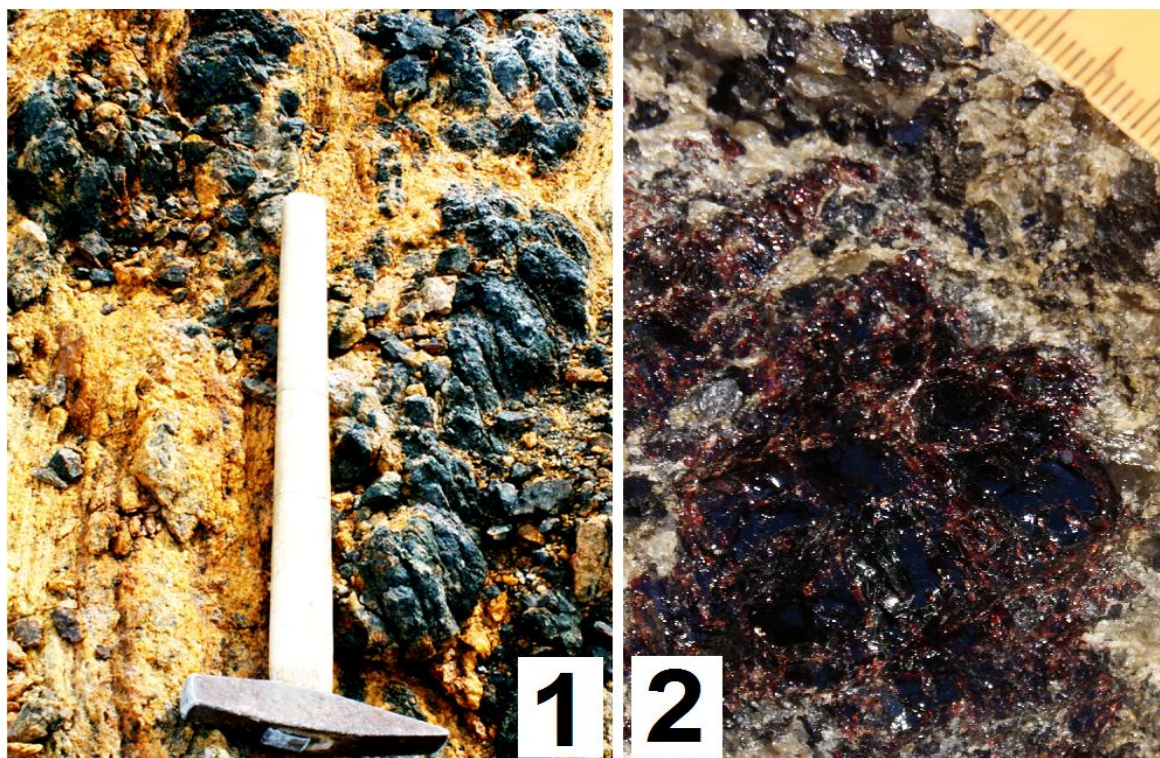


Рисунок 2. Фрагменты железо-титановой (1) и гранатовой (2) скарноидной минерализации

Установлены: металлогеническая основа размещения полезных ископаемых — стерилизация состава пород в процессе гранитизации; металлогенические критерии оценки минерально-сырьевого потенциала Вечернегорской площади — основными рудогенерирующими и рудоконтролирующими и рудовмещающими формациями являются гранитоиды чарнокитовой рапакивиподобной ультраметаморфической толщи. По этим критериям на геохимической основе, выявлены: железо-титановая минерализация магматогенной и метаморфогенной серий; признаки Zn и Cu; гранаты (пироп), обладающие оптическими свойствами.

1. Holland Th. H. The Charnokite series a Groupe of Archean Hyperstheneic Rocks in Penisular India // Mem. Geol. Survey of India, 1900. Vol. XXVIII, Pt. 2. P. 119—249.
2. Каратаев Г. И., Мясников О. В. Рекогносцировочные геофизические исследования Белорусской антарктической экспедиции 2008/2009 годов // Литасфера. 2010. № 1 (32). С. 111—115.
3. Grew E. S. Precambrian basement at Molodezhnaya Station, East Antarctica // Geol. Soc. of America Bull. 1978. Vol. 89. P. 801—813.
4. Grew E. S., Manton W. I. Geochronologic studies in east Antarctica: ages of rocks at Reinbolt Hills and Molodezhnaya Station // Antarctic J. of the United States. 1981. Vol. 16, № 5. P. 5—7.
5. Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематические аспекты эволюции Карельского массива в палеопротерозое // Докл. АН, 2001. Т. 381, № 1. С. 97—102.
6. Геря Т. В., Ножкин А. Д. Поведение редких земель, урана и тория при чарнокитизации. Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1988. С. 187—197.
7. Перчук Л. Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита // Соросов. образов. журн. 1997. № 6. С. 56—64.
8. Сафонов О. Г., Перчук Л. Л., Геря Т. В. Уникальные реакционные структуры и режим щелочей при образовании пятнистых чарнокитов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 24—33.
9. Туре Ж. Л. Р. Перенос флюида/расплава из мантии в нижнюю кору при гранулитовом метаморфизме // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1357—1370.
10. Коржинский Д. С. Основы метасоматизма и метамагматизма. М.: Наука, 1993. 236 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СТАРОБИНСКОЙ ЦЕНТРИКЛИНАЛИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА НА ОСНОВЕ КОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Геодинамика Старобинской центриклинали Припятского прогиба, в том числе месторождения калийных солей, определяется рядом факторов: сложным тектоническим строением рассматриваемого региона; проявлением дизъюнктивных структур в различных горизонтах платформенного чехла (в том числе в соленосной толще верхнего девона и вышележащих отложениях), а также на земной поверхности в виде систем линеаментов; относительно высокой сейсмичностью центриклинали; развитием газодинамических явлений, связанных с крупномасштабной отработкой калийных горизонтов. При геодинамических реконструкциях рассматриваемого региона высокой информативностью отличаются методы дистанционного зондирования из космоса. Следует отметить, что в разработке методических подходов к структурному анализу аэро- и космических снимков Старобинского месторождения калийных солей ведущая роль принадлежит И. А. Тяшкевичу, в научной деятельности которого большое внимание уделялось проблеме изучения разломной тектоники этой территории по материалам дистанционных съёмок [1].

Геодинамические реконструкции на основе космических методов позволяют установить пространственные закономерности распределения систем активных разломов, пликативных и блоковых структур земной коры, тектонических зон проявления новейшей и современной геодинамики на основе комплексного анализа результатов дешифрирования космических снимков (КС) и геолого-геофизических данных [2, 3]. Подобные построения в пределах Старобинской центриклинали Припятского прогиба базируются на геоиндикационном подходе к интерпретации КС. При этом устанавливаются корреляционные связи между ландшафтными особенностями земной поверхности и геодинамическими процессами, сформировавшими морфоструктурные черты современного рельефа.

Среди выраженных на КС геоиндикаторов наиболее информативны геолого-геоморфологические признаки геодинамических процессов, дешифрируемые по внешним чертам морфолитогенной основы ландшафтов. Ведущими показателями проявлений геодинамики в северо-западном регионе Припятского прогиба являются гидрографические индикаторы. Они объединяют элементы строения водных объектов, активно реагирующих на характер новейшего геодинамического режима. Со структурным планом Старобинской центриклинали тесно связано распределение палеодолин, поскольку неотектонические процессы контролировали положение и глубинную эрозию древних русел, условия заполнения долин осадочными толщами. Дешифрируемые на КС погребенные речные долины неогенового возраста нередко трассируются вдоль основных региональных разломов.

Геодинамическая интерпретация данных дешифрирования КС предполагает выяснение геологической природы выделенных на КС линейных, кольцевых и блоковых структурных форм платформенного чехла и кристаллического фундамента на основе комплексного анализа геолого-геофизических и геодезических материалов. Подобный анализ позволяет определить положение выделенных на КС объектов в пределах известных геоструктур, их соответствие конфигурации геологических границ различных горизонтов платформенного чехла, а также изменение мощности основных структурных подразделений в различных частях дешифрируемых структур и за их пределами. Параллельно с анализом геологических признаков выявленных на КС объектов проводится комплексная интерпретация геофизических (магнитных, гравитационных и сейсмических) материалов с использованием карт наблюдаемых полей или их трансформации. При изучении магнитных и гравитационных полей отмечается приуроченность линеаментов к чётким протяжённым зонам градиентов, к осям линейных аномалий, резким закономерным сдвигам осей локальных аномалий, к небольшим изменениям физических полей и т. п., что позволяет отождествить подобные формы с разломами, активными на новейшем этапе. Выявленные по КС структурные формы интерпретируются также совместно с материалами повторного высокоточного нивелирования вдоль определенных направлений. Активные зоны разломов отличаются высокими градиентами современных вертикальных движений земной коры.

При выделении активных на новейшем этапе геодинамических зон целесообразно использовать следующие признаки: 1) отражение дизъюнктивных структур в верхних горизонтах платформенного чехла и морфолитогенных чертах земной поверхности; 2) увеличение плотности (густоты) разноориентированных линеаментов в зонах разломов, повышенной раздробленности и проницаемости земной коры; 3) контрастность строения платформенного чехла, в том числе резкие изменения глубин залегания стратиграфических горизонтов; 4) аномалии неотектонических деформаций; 5) высокие значения и контрастность современных вертикальных движений.

Анализ космогеологических и геолого-геофизических данных позволил получить новую информацию об активных разломах Старобинской центриклинали. Выявленные по КС системы линеаментов обнаруживают связь с дизъюнктивными структурами в основном платформенного этапа заложения и развития, а также с дислокациями предположительно дизъюнктивной природы. Активные разломы находят отражение на КС в виде линейной ориентировки компонентов ландшафта, в размещении стратиграфогенетических комплексов и фаций отложений квартера, характере поверхности дочетвертичных пород, в изменениях мощностей основных структурных подразделений мезо-кайнозойских образований. В зонах новейшей активизации дизъюнктивных структур современные вертикальные движения земной поверхности имеют амплитуду до 25—30 мм/год, что на порядок выше подобных региональных перемещений для территории северо-запада Припятского прогиба в целом. К таким линейным дислокациям платформенного чехла приурочены эпицентры землетрясений.

Преобладающее простираание активных на неотектоническом этапе дизъюнктивов в пределах Старобинской центриклинали согласуется с «припятским» направлением разрывных дислокаций и с ортогональной ориентировкой линейных структур 45—315°, которые отличались наибольшей мобильностью в позднеолигоцен—четвертичное время. Системы линеаментов шириной от нескольких сотен метров до первых километров с азимутом простираания 287° устанавливаются над зонами региональных и субрегиональных разломов платформенного этапа заложения: Ляховичским, Речицко-Вишанским, Червонослободско-Малодушинским и др. Данная группа дизъюнктивов представляет собой разрывы сбросово-сдвигового типа с амплитудой смещения по поверхности фундамента от первых сотен метров до 1,1 км. Дизъюнктивный характер этих структур отчетливо обнаруживается в палеозойских отложениях, а в мезо-кайнозойской толще они выражены малоамплитудными разрывами (до 10—50 м) либо зонами повышенной трещиноватости горных пород. Северо-Припятский суперрегиональный разлом, несмотря на значительную амплитуду смещения блоков фундамента (до 1,3 км) и высокую выраженность в палеозойских образованиях, выделяется космогеологическими методами фрагментарно, что свидетельствует о его слабой неотектонической активности в северо-западной части Припятского прогиба. Среди линейных структур доплатформенного этапа заложения на КС отражаются отдельные звенья Стоходско-Могилёвского суперрегионального разлома, простирающегося в пределах рассматриваемой территории от восточного склона Полесской седловины в сторону Бобруйского погребенного выступа в северо-восточном направлении.

В ходе космогеодинамических реконструкций северо-западного региона Припятского прогиба выделены Старобинский, Слуцкий и Полесский блоки земной коры. В их пределах поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах от 0,5 до 3 км. В разрезе платформенного чехла блоковых структур развиты в основном отложения верхнего протерозоя, среднего и верхнего девона; толща мезо-кайнозойских образований маломощна. Структура чехла по подсолевым и межсолевым образованиям пликативно-блоковая, по верхнесолевым — пликативная. Наиболее интенсивное развитие структурного плана приходилось на главную стадию формирования рифтового грабена — средне-позднефаменское и фаменское позднего девона. На неотектоническом этапе рассматриваемая группа блоков испытывала преимущественно положительные деформации суммарной амплитудой порядка 80—100 м. На фоне общего воздымания отдельные сегменты блоковых структур характеризовались дифференцированными движениями до 30—50 м.

В пределах Старобинского, Слуцкого и Полесского тектонических блоков установлены закономерности пространственного распределения линеаментного поля. Здесь преобладают линеаменты преимущественно разломной природы, имеющие в большинстве случаев субширотное и северо-западное направления. В линеаментном поле фиксируются участки с высокими значениями плотности и густоты линеаментов (аномалии тектонической трещиноватости), которые могут быть соотнесены с зонами повышенной проницаемости земной коры над Ляховичским, Речицко-Вишанским, Червонослободско-Малодушинским и другими разломами и их звеньями. Индикаторами новейшей активизации дизъюнктив-

вов служат приповерхностные деформации чехла, вызванные гляциодинамическими процессами, например, напорные моренные гряды на севере и в центральной части Старобинского блока.

Анализ систем активных разломов и неотектонического режима Полесского, Старобинского и Слуцкого блоков позволяет выяснить особенности пространственного размещения очагов землетрясений, а также выполнить прогноз зон возможных сейсмособытий в северо-западном регионе Припятского прогиба. В пределах разрабатываемого шахтным способом Старобинского месторождения калийных солей проявления сейсмических процессов с энергетическим классом (К) до 6—7 вызваны локальным перераспределением регионального поля напряжений в связи с производством горных работ. Сейсмособытия, характеризующиеся $K = 8—9$ и более, обусловлены концентрацией и разгрузкой напряжений, энергетическая подпитка которых, по-видимому, связана с сильными карпатскими или другими транзитными землетрясениями. Сейсмические процессы техногенной и естественной корово-мантийной природы тяготеют к системам активных разломов платформенного чехла, в том числе, ограничивающих неотектонические блоки, а также к узлам пересечений подобных дизъюнктивов, или кентрогенным структурам. Причем, среди сейсмогенерирующих линейных структур на территории исследуемой центриклинали особо следует выделить Старобинскую геодинамическую зону.

В перспективе целесообразна постановка космогеодинамических исследований на Старобинском месторождении калийных солей в связи с прогнозированием газодинамических явлений (ГДЯ), пространственное распределение которых контролируется наряду со многими геологическими факторами также дизъюнктивной тектоникой. В калийных горизонтах месторождения установлено присутствие газов, в основном азота (до 90 % и более), которые находятся в свободном и связанном (в виде микровключений) состоянии [4]. Большинство ГДЯ выявлено в центральной части Центрального тектонического блока (стык шахтных полей 1, 2 и 3 РУ) на значительном расстоянии от Северо-Западной и Северной тектонических зон. Причины подобной локализации ГДЯ, по-видимому, обусловлены как литолого-фациальными особенностями породного массива, так и в большей степени его повышенной трещиноватостью, особенно вблизи разрывных нарушений. В зонах локальной тектонической делимости платформенного чехла увеличивается проницаемость глинисто-карналлитового пласта, что способствует миграции газонасыщенных флюидов. При разработке новых космогеодинамических моделей Старобинского месторождения калийных солей следует уделить внимание изучению и картографированию пространственной дифференциации систем активных разломов и трещиноватости платформенного чехла как тектоническому критерию прогнозирования ГДЯ.

Таким образом, в результате комплексной интерпретации космогеологических, геолого-геофизических и сейсмогеологических данных установлены закономерности проявления геодинамики Старобинской центриклинали Припятского прогиба и составлены геодинамические модели этого региона. Выделены Старобинский, Слуцкий и Полесский блоки земной коры, отличающиеся режимом развития на платформенном этапе и определяющие пространственную организацию геодинамических процессов в позднеолигоцен-четвертичное время. Важную роль в геодинамике северо-западного региона Припятского прогиба, включая месторождение калийных солей, играет Старобинская геодинамическая зона, контролирующая распределение сейсмических процессов. Космическое зондирование Земли из космоса позволяет создать эффективную методическую основу для геодинамических реконструкций в других регионах Припятского прогиба, в том числе перспективных в прогнозно-минералогическом отношении.

1. *Тяшкевич И. А.* Дистанционные методы при изучении месторождений калийных солей Белоруссии // Геол. строение и развитие территории БССР. Минск, 1985. С. 85—101.
2. *Губин В. Н.* Геодинамика новейшего этапа развития земной коры территории Беларуси по космогеологическим данным // Палеогеодинамика нефтегазонос. бассейнов Вост.-Европей. платформы. Минск, 1994. С. 88—99.
3. Спутниковые технологии в геодинамике / Под ред. В. Н. Губина. Минск: Минсктиппроект, 2010. 90 с.
4. *Кутырло В. Э.* Газодинамические явления в промышленных горизонтах Старобинского месторождения калийных солей // Литосфера. 2007. № 1 (26). С. 140—148.

ТЕНДЕНЦИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ И ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В МИРЕ

Многие развивающиеся страны мира, в том числе и страны юго-восточной Азии, стремясь повысить уровень жизни населения, приступили к развитию промышленного производства, интенсификации и механизации сельского хозяйства, развития транспортной инфраструктуры. На смену ручного возделывания полей и сбора урожая приходят трактора и сельхозмашины, а в городах на смену велосипедному транспорту появились мотоциклы и автомобили.



Рисунок 1. Мотоцикл стал основным видом транспорта в г. Нуса Дуа после введения в действие решения Правительства Индонезии об их продаже в кредит (фото В. И. Зуя)

Продвижение ряда стран Азии, Африки, Латинской Америки по пути интенсивного развития приводит к механизации ручного труда, увеличению количества технических средств в сельском хозяйстве, строительстве и на транспорте. Это влечет за собой рост потребления энергоресурсов. Спрос на энергию вызывается развитием промышленности и быстро растущим населением, которое может увеличиться на 20 % в течение следующих 20 лет, в том числе и за счёт улучшения его жизненного уровня [1]. Основная часть увеличения этого спроса произойдёт в странах с большим населением и энергозатратной экономикой, таких как Китай, Индия, Индонезия.

В результате растёт спрос и на первичные энергоносители, прежде всего, нефть и продукты её переработки, равно как и на твёрдые горючие ископаемые — каменный уголь, горючие сланцы, торф и т. п.

Сжигание этих видов органического топлива приводит к выбросу в атмосферу значительных объёмов парникового CO_2 , нарушающего его природный баланс в атмосфере. Вследствие чего встал остро вопрос об ограничении роста температуры на планете не более 2°C в ближайшие десятилетия и постепенного перехода к «зелёной технологии» выработки энергии за счёт использования возобновляемых энергоресурсов. К последним относится и геотермальная энергия, имеющаяся повсеместно в недрах планеты. В отличие от энергии солнца и ветра, наличие геотермальной энергии не зависит ни от времени суток и погоды, ни от сезона года, она доступна всегда.

Кратко остановимся на мировом потреблении и прогнозе динамики добычи нефти и природного газа. Потребность планеты в энергии постоянно возрастает. По данным Администрации по энергоинформации, только в США за 10 лет электрическая мощность генераторов возросла на 40 % в основном за счёт станций, работающих на природном газе. Эксперты полагают, что потребные мощности в мире увеличатся приблизительно на 33 % к 2030 г.

Всё большее число геологов, занимающихся оценкой ресурсов нефти, считают, что приблизительно в течение следующих 10—20 лет нефтяники достигнут пик её добычи. Отдельные специалисты считают, что этот пик уже достигнут [2]. Время открытия залежей-супергигантов прошло в середине 60-х гг. прошлого века, за которым начался постепенный спад, как считают специалисты Вашингтонского Earth Policy Institute [3] (рис. 2а). По данным British Petroleum [4] в период 1980—2007 гг. только 82 % мировой добычи нефти было восполнено наращиванием новых разведанных резервов (рис. 2б).

Из приведённых рисунков следует, что за последние 30 лет резервы снижались из-за снижения количества открытых новых месторождений нефти [5]. При этом каждому баррелю разведанной нефти в настоящее время соответствуют 4—6 баррелей добытой нефти (рис. 2). Это приведёт к тому, что вскоре будет достигнут пик добычи, после чего прогнозируется её постепенное снижение. Некоторые исследователи [6] предсказывают достижение пика добычи нефти в конце 30-х годов текущего столетия (рис. 3).

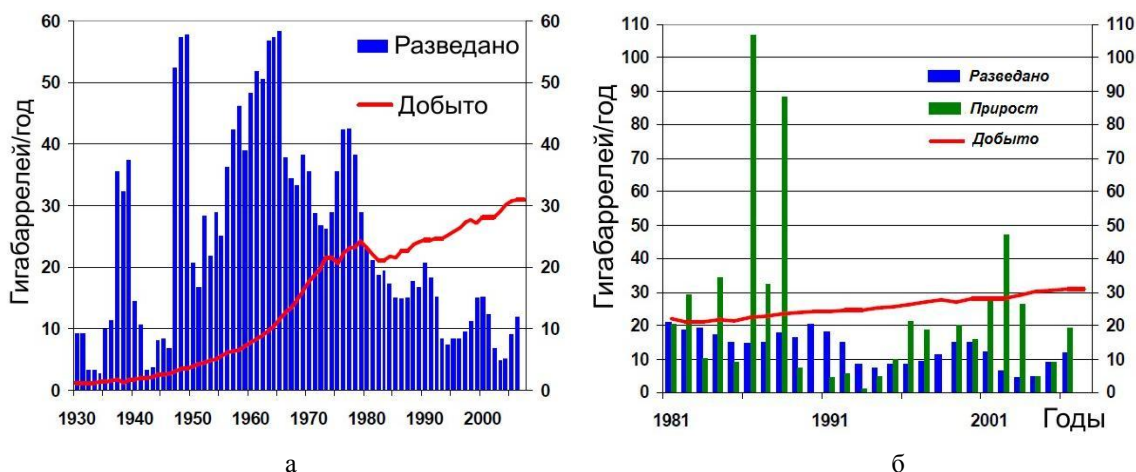


Рисунок 2. Динамика изменения разведанных запасов и добычи нефти в мире (а) и соотношение разведанных запасов, их прироста и добычи нефти (б) [3; 4]

Геологи полагают, что достижение такого пика будет регулироваться ценами на нефть, поисками нетрадиционных источников нефти и мерами по снижению её потребления.

Несколько иная ситуация имеет место относительно природного газа. Его резервы оценивались рядом организаций в период 2007—2009 гг. Они составляют около 180 трлн м³ (в 2008 г. было добыто 3,1 трлн м³). Важно, что абсолютное значение резервов при этом представлено трендом постоянного роста при более быстром приросте резервов по сравнению с добычей природного газа (рис. 4). Часть из мировых резервов природного газа (около 22 %) имеется в виде попутного газа [7] и его добыча зависит от добычи нефти в будущем. Ряд месторождений открывают в последние годы в сложных геологических условиях (районы многолетней мерзлоты, акватории морей, пустыни и т. п.). Это неизбежно приводит к удорожанию добычи и транспортировки природного газа к потребителям.

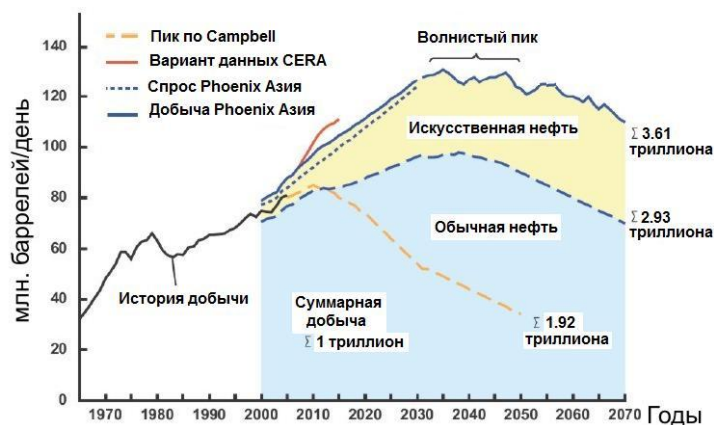


Рисунок 3. Прогноз появления волнистого пика в добыче нефти [6]

Суммарная добыча природного газа в 2008 г. достигла рекордного уровня 3 066 млрд м³. Суммарная добыча к 2008 г. приблизилась к 48 % доказанных резервов, и ряд аналитиков считают, что имеются признаки достижения пика его добычи, как и в случае нефти, уже в первые десятилетия XXI в. В настоящее время СНГ (основным поставщиком является Россия) занимает третье место по ресурсам природного газа после Ближнего Востока и США [8].

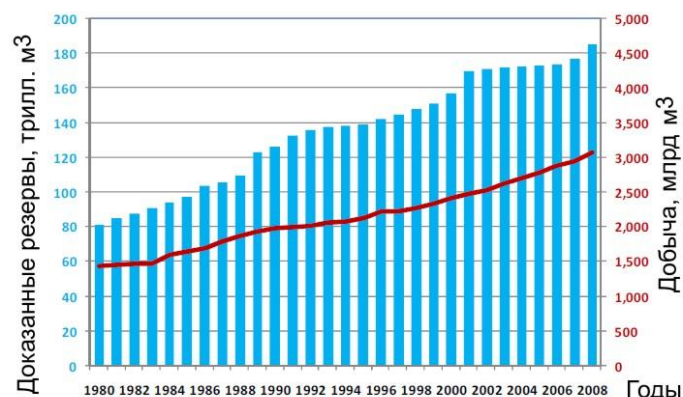


Рисунок 4. Тенденция изменения мировых резервов природного газа и его добычи [4]

В последние годы наблюдается выраженная тенденция роста цен на энергоносители из-за истощения разведанных ресурсов. Это привело к ускоренному развитию альтернативной энергетики в мире в целом и к использованию геотермальной энергии в частности. С начала промышленной революции в XIX в. эмиссия CO₂ в атмосферу вследствие интенсивного

сжигания ископаемых видов топлива, вызванного развитием экономики и неконтролируемым потреблением энергии человечеством, многократно увеличилась и привела к изменению климата.

Использование возобновляемых энергоресурсов, в том числе — геотермальной энергии является одной из реальных альтернатив. К настоящему времени за счёт геотермальных ресурсов вырабатывается приблизительно от 2,2 до 4 % всей потребности электроэнергии в мире, а также производится около 4,7 % мирового потребления тепловой энергии. В отдельных странах более половины потребности в тепловой, либо электрической энергии уже обеспечивается за счёт геотермальных ресурсов. В долгосрочной перспективе ожидается дальнейший рост выработки энергии за счёт использования возобновляемых ресурсов подземного тепла, хотя в течение нескольких десятков лет и будет преобладать использование энергии за счёт сжигаемого топлива, но его доля будет постепенно снижаться.

По данным исследования [9], составленного на середину 2008 г., прогнозируется, что мировая потребность в энергии увеличится на 45 % до 2030 г. При этом спрос на неё возрастет до 712 EJ (экзаджоулей, 1 EJ = 10¹⁸ J). Прогнозное потребление топлива для её выработки увеличится на 80 % в основном за счёт быстрого роста экономики развивающихся стран юго-восточной Азии, Африки, Латинской Америки. Прогнозируется, что за этот период эмиссия парниковых газов также возрастет приблизительно с 44 до 60 Гт в эквиваленте CO₂, что может привести к значительным изменениям климата.

Существующие тенденции и постоянное улучшение технологии извлечения подземного тепла позволяют прогнозировать увеличение мощности геотермальных установок в мире до 3 % от общей потребности по электроэнергии к 2050 г. и более чем на 10 % к 2100 г. Одновременно прогнозируется рост в обеспечении тепловой энергией около 5 % от потребности планеты к 2050 г. и около 10 % к 2100 г. [10, 11]. Ожидается, что только прямое использование геотермальных ресурсов для отопления, сушки, кондиционирования и т.п., включая и технологию с использованием тепловых насосов, возрастет до 7,57 EJ/год (~800 ГВт) к 2050 г. и к 2100 г. — порядка 12,4 EJ/год (при росте на 1 % в год) и 53,8 EJ/год (при росте на 4 % в год) [12]. К 2010 г. в 24 странах мира инсталлированная мощность по выработке «геотермальной» электроэнергии достигла 10,7 ГВт, а в 78 странах по прямому использованию — 50,6 ГВт включая отопление и кондиционирование зданий [13], что говорит о значительных успехах в мире в освоении этого возобновляемого источника природного тепла.

Важное требование ученых мира — не допустить потепление климата более чем на 2 °C, что в свою очередь требует снижения потребления сжигаемых видов топлива для выработки энергии и их замены возобновляемыми источниками, а также ядерной энергией. Уже в 2007 г. в мире действовало около 1,6 млн геотермальных установок этого типа и продолжается их увеличение. Их установленная тепловая мощность превысила 19 ГВт, а выработка тепла достигла 330 PJ (петаджоулей, 1 PJ = 10¹⁵ J), что на 20 % больше, чем было выработано в 2005 г. [10]. При этом теплонасосными установками выработано около 30 % от этого общего количества.

В конце же 2009 г. установленная мощность геотермальных установок для выработки тепла достигла в мире 50 583 МВт, что означает почти 79 % роста по сравнению с 2005 г. Средний ежегодный прирост составил 12,3 %, из которых 49 % получено теплонасосными установками. Выработанная тепловая энергия составила 438 071 ТДж/год или 121 696 ГВт·ч/год, что составляет 60 % прироста по сравнению с 2005 г. Средний ежегодный темп прироста составил 9,9 % [13]. Этот объём выработанного тепла за счёт геотермальных ресурсов эквивалентен ежегодной экономии 46,2 млн т нефти, что предотвращает выброс в атмосферу 46,6 млн т C и 148,2 млн т CO₂.

Геотермальные инвестиции в мире достигли 2,5 млрд \$US в 2008 г., их прирост по отношению к 2007 г. составил 40 %. Капитальные же затраты в 2008 г. на строительство геотермальных электростанций изменялись от 2 400 до 4 000 \$US/кВт установленной мощности, а для бинарных геотермальных станций от 2 400 до 5 900 \$US/кВт. Производство же тепла для отопления жилых кварталов теплонасосными установками составляет около 79 \$US/МВт·час [10].

К 2050 г. прогнозируется, что мировая мощность по выработке электроэнергии из уже известных гидротермальных ресурсов возрастет с 10 ГВт до 140 ГВт, из которых 70 ГВт будет получено, используя существующую технологию, а остальное — за счёт разработки новых технологий (рис. 5).

Глобальный потенциал EGS (инженерные геотермальные системы) с созданием зон искусственной трещиноватости в массивах сухих горячих пород оценивается в 1000—2000 ГВт. Только в западной части США технический ресурс горных пород с температурой более 150 °C при глубине их залегания до 6 км оценивается в 345 ГВт [14]. Приведённые данные позволяют оценить установленную мощность суммарной генерации электроэнергии в мире в 170 ГВт к 2050 г.

Технический потенциал низкоэнthalпийных геотермальных ресурсов с температурой менее 130 °C оценивается в 140 EJ/год. Эти ресурсы можно использовать для создания бинарных геотермальных установок для выработки электроэнергии и тепла уже начиная с температуры порядка 75—80 °C. Так на Аляске в Chena Hot Springs действует небольшая бинарная электростанция с температурой геотермального флюида на входе 74 °C [15]. На этой станции установлено 3 блока суммарной мощностью 730 кВт. Такие и более высокие температуры зарегистрированы и во многих скважинах Припятского прогиба.

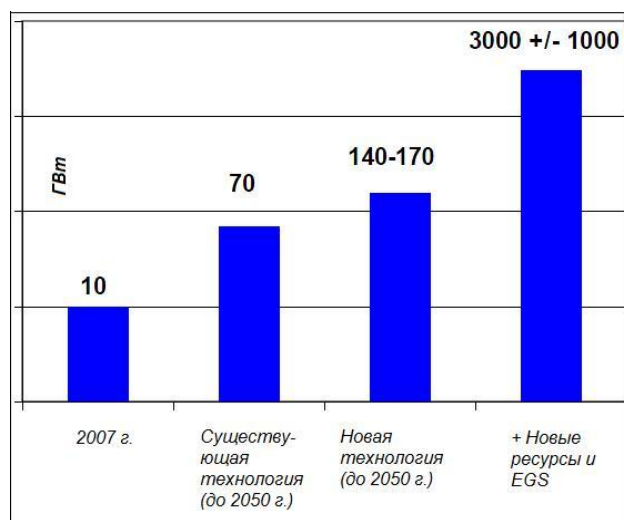


Рисунок 5. Оценка выработки электроэнергии за счёт использования геотермальных ресурсов на период до 2050 г. ([10] с изменениями)

Ожидается, что геотермальная энергия может обеспечить выработку от 1 % (приблизительно 350 ТВт·ч) до 3 % (приблизительно 1 060 ТВт·ч) от глобальной выработки электроэнергии в 2050 г. [10]. Близкие результаты приводятся в [16] (рис. 6). В последнем случае оценено, что к 2050 г. рост выработки тепла достигнет 5,1 EJ/год. При этом теплонасосные установки будут вырабатывать около 83 % от этого количества.

Важными факторами, оказывающими влияние на использование геотермальной энергии в будущем, являются: энергобезопасность; быстро развивающаяся промышленность и совершенствование технологии извлечения и использования этого вида природного тепла; предсказуемость затрат; прогнозируемые темпы её использования; относительная простота интегрирования геотермальных установок с существующими энергетическими системами; доступность технологии для использования геотермальных ресурсов практически в любой стране мира.

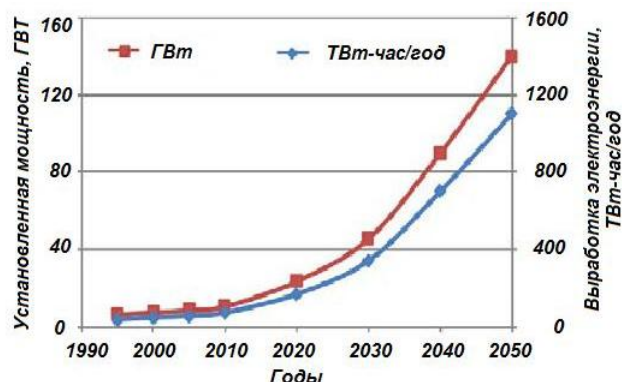


Рисунок 6. Рост установленной электрической мощности и выработки электроэнергии, их прогноз до 2050 г. ([16] с изменениями)

В платформенном чехле Беларуси не выявлены геотермальные горизонты с температурой 150—180 °C, пригодные для выработки электроэнергии. На большинстве же территории страны за пределами Припятского прогиба температура не превышает 40—45 °C. Здесь применимы теплонасосные геотермальные установки и геотермальные станции, которые широко используются и в странах, где отсутствуют высокотемпературные и высокоэнthalпийные

геотермальные ресурсы, в том числе и в пределах сравнительно «холодных» докембрийских платформ. Такие установки не требуют отведения больших участков земли для их создания и эксплуатации. Например, если площадь, занимаемая геотермальными электростанциями, подводными трубопроводами и т. п., составляет в среднем около 0,35 км²/100МВт [10], то для геотермальных установок, вырабатывающих тепло, она ещё меньше.

Настоящая работа выполнена частично по гранту БРФФИ № X10P-058.

1. Delivering energy for the future through people. Partnership and performance / WGC 2010. Daily News. Issue 1, Apr. 25, 2010. P. 8. (http://www.wgc2010.org/pdf/WGC2010_Daily_News_1st_Edition.pdf) (accessed 1st May 2010).
2. EWG = Energy Watch Group. Crude Oil — the Supply Outlook. Revised Edition February 2008, 102 p. (http://www.energywatchgroup.org/fileadmin/global/pdf/2008-02_EWG_Oil_Report_updated.pdf) (accessed 1st May 2010).
3. Earth Policy Institute, 2007 (<http://www.earth-policy.org/publications>) (accessed 1st May 2010).

4. BP (British Petroleum), 2009. Statistical Review of World Energy 2009. London: British Petroleum.
5. Campbell C. J., Laherrere J. H. The End of Cheap Oil // Sci. Amer. 1998. March. P. 78—83.
6. CERA: <https://www.cera.com/aspx/cda/public1/offering/offeringsHome.aspx> (Cambridge Energy Research Associates) (accessed 1st May 2010).
7. IEA (International Energy Agency), 2009 // World Energy Outlook 2009. OECD, Paris.
8. BGR (Federal Institute for Geoscience and Natural Resources), 2009. Energierohstoffe 2009 (Reserves, Resources and Availability of Energy Resources). Hannover, Germany.
9. IEA: World Energy Outlook 2008, OECD/IEA, Paris (2008). 569 p.
10. Bromley C. J., Mongillo M. A., Goldstein B. et al. 2010 IPCC Renewable Energy Report: the Potential Contribution of Geothermal Energy to Climate Change Mitigation // Proc. World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, April 25—30, 2010.
11. Goldstein B. A., Hiriart G., Tester J. et al. Great Expectations for geothermal energy to 2100 // Proc. 36th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31—February 2, 2011 SGP-TR-191 (Compact Disk).
12. Rybach L. The advance of geothermal heat pumps world-wide // IEA Heat Pump Centre Newsletter, 2005. N 23, P. 13—18.
13. Lund J. W., Freeston D. H., Boyd T. L. Direct Utilization of Geothermal Energy 2010 Worldwide Review // Proc. World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, April 25—30, 2010.
14. USGS, 2008. Fact Sheet 2008—3082 Assessment of Moderate- and High-Temperature Geothermal Resources of the United States. <http://www.usgs.gov/fs/2008/3082/pdf/fs2008-3082.pdf> (accessed 1st May 2010).
15. Lund J. W., Gawell K., Boyd T. L., Jennejohn D. The United States of America Country Update 2010 // Proc. World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, April 25—30, 2010. 18 p.
16. Bertani R. World Update on Geothermal Electric Power Generation 2005—2009 // Proc. World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, April 25—30, 2010.

С. А. Кручек, В. Ю. Обуховская, Т. Ф. Саченко, С. В. Антипенко, В. И. Толстошеев

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

О БУРОВОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ПРИПЯТСКОГО ПЛЕЧА В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К Северо-Припятскому плечу (СПП) относится территория, примыкающая к северо-восточной части Припятского прогиба, от которого она отделена Северо-Припятским краевым разломом (рис.). Глубинными разломами субширотного простирания плечо подразделяется на ступени, а ступени — субмеридиональными разломами на отдельные блоки [2, 3]. Основную, большую часть разреза платформенного чехла данной тектонической структуры составляют девонские отложения, с которыми в зоне, примыкающей к Припятскому прогибу, прогнозируются перспективы поисков ловушек углеводородов [1, 4], а в районах сочленения со Жлобинской седловиной и Гомельской структурной перемычкой — перспективы обнаружения алмазоносных трубок взрыва [5, 7, 14, 16]. Геологическое строение и, в частности, стратиграфия этих образований различных районов СПП и сопредельных территорий рассматривались и ранее [6, 9, 10, 11, 13]. Однако, наиболее полно вопросы их буровой изученности с учётом новой стратиграфической схемы [15] представлены в научном отчёте, завершённом в 2010 г. ГП «БелНИГРИ».

Как видно на прилагаемой картосхеме (рис.), отложения девонской системы вскрыты скважинами на всех ступенях СПП. Они залегают с крупным стратиграфическим несогласием на породах верхнего протерозоя и со значительным стратиграфическим перерывом перекрываются в основном образованиями триаса или юры, реже — четвертичной системы. В их составе выделяются отложения верхнего эмса нижнего, эйфеля и живета среднего, франа и фамена верхнего отделов девонской системы, которые различными срезами выходят на предмезозойскую поверхность.

В пределах самой северной, Буда-Кошелёвской ступени СПП девонские отложения вскрыты на Колыбовском и Уваровичском блоках. На Колыбовском блоке они представлены (скв. 480) сульфатно-глинисто-карбонатными образованиями мощностью до 80 м кустовнического и анисимовского горизонтов евлановского надгоризонта верхнего франа. На Уваровичском блоке, в пределах которого установлены вулканические постройки и, возможно, присутствуют трубки взрыва, вскрыты отложения не только евлановского надгоризонта, но и глинисто-карбонатные породы воронежского, речицкого, семилукского и

верхней части саргаевского горизонтов (скв. 5, 11, 139 и др.). Верхневоронежские и нижнеевлановские отложения отличаются присутствием вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов разреза [11, 15]. Вскрытая мощность девона на Буда-Кошелёвской ступени (скв. 139), представленного образованиями франского яруса, не превышает 175 м.

На картосхеме (рис.) видно, что отложения франского яруса распространены также севернее и северо-восточнее Жлобинского регионального разлома. Здесь на территории Жлобинской седловины, где на предмезозойскую поверхность выходят в основном отложения полоцкого (старооскольского) горизонта живетского яруса, образования франа приурочены к трём участкам, условно названным нами блоками — Еленецким, Лучинским и Дуравичским. В частности, на Еленецком блоке, ограниченном с севера Марусиновским разломом и примыкающем на юге к Колыбовскому блоку СПП, вскрывается разрез девона мощностью до 200 м, представленный отложениями в объёме от полоцкого горизонта живета вплоть до стреличевских слоёв воронежского горизонта верхнего франа (скв. 593, 591, 414 и др.). Для блока характерны два типа разреза речичского горизонта [10]: нормально-осадочный мощностью до 30 м (скв. 389, 609) и вулканогенно-осадочный (*еленецкая свита*), связанный с кальдерами трубок взрыва, мощностью до 100 м (скв. 485, 561). На востоке Жлобинской седловины также наблюдается выход на позднемезозойскую поверхность различных частей разреза франа. Если в западной части Дуравичского блока, ограниченного с севера, по-видимому, Суражским разломом, в скв. 471 и 472 вскрываются карбонатные отложения воронежского горизонта, то восточнее в скв. Дуравичи 27 и 27а разрез франа наращивается вулканогенно-осадочными образованиями (*уваровичская свита*) верхней части воронежского и низов евлановского горизонтов, а на востоке в скв. 110 под мезозоем вскрываются карбонатные образования семилукского горизонта. Таким образом, из изложенного видно, что Жлобинский разлом вплоть до поздневоронежского — раннеевлановского времени ещё не проявлял себя как структурно ограничивающий СПП. По-видимому, в это время своеобразными барьерами распространения отложений франа служили Марусиновский и Суражский разломы.

Девонские отложения, вскрытые южнее Буда-Кошелёвской на Медведовской ступени, охарактеризованы бурением только в западной (Жлобинский блок) и восточной (Тереничский блок) её частях. При этом, на востоке Жлобинского блока (скв. 422, 423, 424), как и на Лучинском блоке севернее регионального разлома (скв. 409, 410) под мезозойскими отложениями вскрыты на небольшую глубину (до 3—5 м) карбонатные образования семилукского-саргаевского облика, в то время как западнее (рис.) простирается широкое поле терригенных отложений среднедевонского (полоцкого) возраста. Учитывая эту особенность, видимо, трассирование разломов здесь должно быть уточнено тектонистами. На востоке ступени в пределах Тереничского блока скв. Уваровичская 116 также вскрыты (мощностью более 292 м) вулканогенно-осадочные отложения (*уваровичская свита*) евлановского надгоризонта и верхней части воронежского горизонта, залегающие на нормально-осадочных образованиях нижней части воронежского и семилукского горизонтов.

Расположенная южнее Медведовской, Городокская ступень уже входит в состав южной зоны СПП. Здесь на Мормальском блоке скв. 478 и 4 вскрыты отложения небольшой мощности (до 175 м) фаменского (домановичско-тонежского) и франского (чернинско-евлановского) возраста. По-видимому, карбонатные породы пройденные на незначительную глубину заверочными скв. 482, 483 и 484 в восточной части Шиховского блока следует относить к задонскому горизонту нижнего фамена. В южной части Ивольского блока скв. Городокские 1 и 3 пройден разрез девонских отложений, состоящий из образований фаменского, франского, живетского, эйфельского и верхней части эмского ярусов. Полная мощность девонских отложений здесь в скв. 3 составляет 1 015 м.

Характерной особенностью девонского разреза на данной территории является сокращённая мощность чернинского (ливенского) горизонта, представленного не соленосными, а сульфатно-глинисто-карбонатными породами, и присутствие в нем условно выделенных надсолевых образований полесского возраста. В восточной части Городокской ступени, примыкающей к Уваровичскому блоку Буда-Кошелёвской ступени, на Урицком (Урицко-Ивольском) блоке, наблюдается последовательное выклинивание фаменских, чернинских (ливенских) и нижнеевлановских отложений (скв. 26, 28, 8), появление вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований вулканических построек поздневоронежского-раннеевлановского возраста (скв. 8, 54).

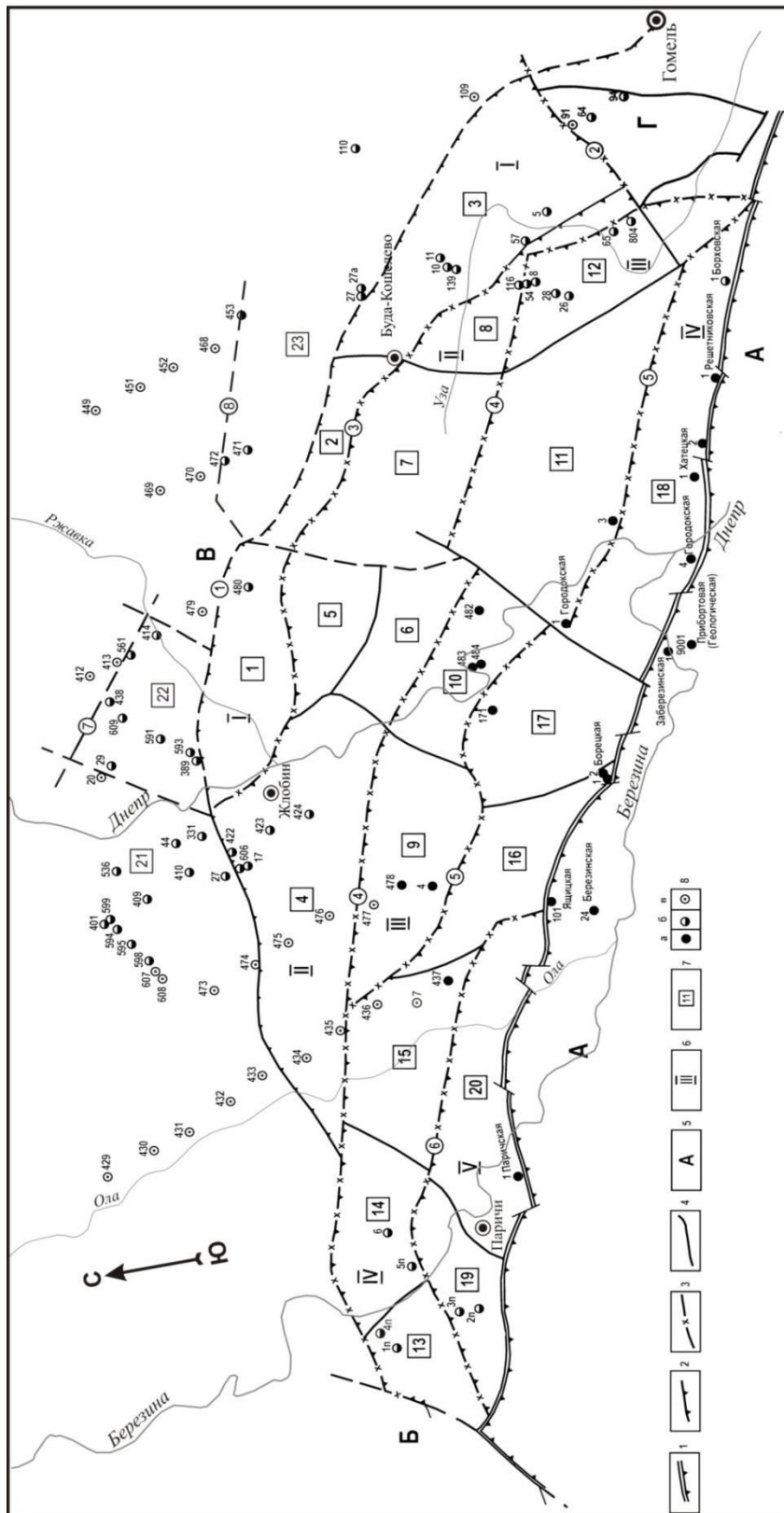


Рисунок. Схема тектонического районирования Северо-Припятского плеча и расположения скважин, вскрывших девонские отложения

Составили С. В. Антипенко, Т. Г. Обуховская, В. И. Толстошеев по материалам Р. Г. Гарецкого, В. С. Конисцева, А. М. Ковхута, М. Г. Левого и др. с дополнениями С. А. Кручека.

1—4 — разломы:

1 — Северо-Припятский краевой;
2 — региональные, ограничивающие Северо-Припятское плечо (цифры в кружках: 1 — Жлобинский, 2 — Гомельский);
3 — ступенеобразующие (цифры в кружках: 3 — Кошелёвский, 4 — Малиновско-Глазовский, 5 — Городокский, 6 — Китинский, 7 — Марусиновский, 8 — Суражский);
4 — субрегиональные и локальные

5 — структуры, окаймляющие плечо

(А — Припятский прогиб, Б — Бобруйский погребённый выступ, В — Жлобинская седловина, Г — Гомельская структурная перемячка)

6 — тектонические ступени Северо-

Припятского плеча (I — Буда-Кошелёвская, II — Медведовская, III — Городокская, IV — Китинско-Хатецкая, V — Паричская)

7 — блоки (цифры в квадратах: 1 — Колыбовский, 2 — Потаповский, 3 — Уваровичский, 4 — Жлобинский, 5 — Пиревичский, 6 — Стрешинский, 7 — Наспенский, 8 — Тереничский, 9 — Мормальский, 10 — Шиховской, 11 — Ивольский, 12 — Урицкий (Урицко-Ивольский), 13 — Малимовский, 14 — Щедринский, 15 — Китинский, 16 — Доброшагинский, 17 — Борецкий, 18 — Хатецкий, 19 — Завичский, 20 — Паричский, 21 — Лучинский, 22 — Еленецкий, 23 — Дуравичский)

8 — скважины, вскрывшие кровлю девонских отложений: а — фаменских (D_3^{fm}), б — франских (D_3^{fr}), в — эйфельских, живецких (D_2)

Китинско-Хатецкая ступень, как и Медведовская, также характеризуется различными по полноте разрезами девона. В западной её части (Малимоновский и Щедринский блоки) скв. 1п (Дражня), 5п и 7 вскрыты отложения франского яруса в составе желонского, саргаевского и семилукского горизонтов, общей мощностью более 100 м. На расположенном восточнее Китинском блоке (скв. 437) вскрыты карбонатные породы нижнего фамена предположительно задонского возраста.

С позиций перспектив нефтегазоносности наибольший интерес представляют девонские отложения, вскрытые и пройденные на полную мощность в пределах блоков, примыкающих к зоне Северо-Припятского краевого разлома [4]. К таким относятся Паричский блок Паричской ступени и Доброгощанский, Борецкий и Хатецкий блоки Китинско-Хатецкой ступени. Из них Хатецкий блок является наиболее погруженным. Девонские отложения, вскрытые в его южной части скв. Хатецкие 1 и 2, Городокской 4, Решетниковской 1, характеризуются наибольшей полнотой разреза. Здесь их мощность достигает 2 246 м (скв. Хатецкая 2) в прибортовой части блока и уменьшается к северной его части до 978 м (скв. Городокская 3). В разрезе выделяются палеонтологически обоснованные образования верхней части эмского, эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов. Из них фамен представлен мощной (более 680 м) толщей (скв. Хатецкая 1) домановичско-петриковских и надсолевых отложений. Характерно присутствие соленосного типа разреза чернинского (ливенского) горизонта верхнего франа. На востоке Хатецкого блока на Борховской площади (скв. 2) присутствует также толща (до 220 м) вулканогенных образований чернинского (ливенского) возраста [9]. В расположенных западнее Хатецкого Борецком и Доброгощанском блоках скв. Южно-Борецкая 1 и Борецкая 2 вскрыты девонские отложения мощностью до 730 м, представленные породами верхнеэмского, эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов. В скв. Южно-Борецкая 1 по тектоническому нарушению из разреза выпадают подсолевые франские, живетские, эйфельские и верхнеэмские образования, а в скв. Борецкая 2 отсутствуют отложения чернинского (ливенского) горизонта и аналоги межсолевой и верхнесоленосной толщ. Кроме того, в скв. Борецкая 2, как и скв. Хатецкая 2, Городокские 3 и 4, Паричская 1 условно выделяются до 300 м мощности отложения полесского надгоризонта, а в скв. Южно-Борецкая 1 и Борецкая 2, кроме полесских, присутствуют и маломощные образования калиновского горизонта фаменского яруса верхнего девона и залегающие выше породы до 135 м мощности турнейского и визейского ярусов каменноугольной системы [12]. Видимо, более полный разрез верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений следует ожидать и в прогнозируемых по сейсмическим данным эрозионных врезках в межсолевых нижнефаменских отложениях СПП [8], которые также представляют интерес как поисковые объекты на полезные ископаемые.

Именно девонские отложения Борецкой площади примыкающей к Березинскому нефтяному месторождению Северной зоны Припятского прогиба, согласно [5], являются наиболее перспективными для поисков залежей углеводородов (газогидратов, нефти и свободного газа). На севере Борецкого блока скв. Новый Свет 171 вскрыты нижнефаменские отложения мощностью более 127 м, разрез которых завершается так же, как и в скв. 478 на соседнем Мормальском блоке Городокской ступени, карбонатными породами тонезского горизонта задонского надгоризонта нижнего фамена.

Расположенная в западной части СПП Паричская ступень состоит из двух блоков — Завичского и Паричского. В пределах первого из них скважинами 2п, 3п и 4п вскрыты отложения франского возраста. Наиболее полный их разрез в скв. 4п (мощность более 119 м) представлен убортскими, желонскими, саргаевскими, семилукскими и предположительно речицко-воронежскими отложениями. На Паричском блоке образования девона пройдены на полную мощность (до 1 620 м) скв. Паричская 1, пробуренной вблизи зоны Северо-Припятского краевого разлома. Она вскрыла надсолевые (полесские) отложения и аналоги елецкого горизонта фаменского яруса. По тектоническому нарушению из разреза этой скважины выпали задонско-домановичские и чернинские (ливенские) отложения. Ниже разрез этой скважины представлен франскими, живетскими и позднеэмскими образованиями девонской системы.

Что касается девонских образований, вскрытых на сопредельной с СПП территории Бобруйского погребенного выступа, то здесь они представлены толщей до 150 м мощности (скв. Бобруйская 40) карбонатно-глинистых (верхний эмс—эйфель) и глинисто-песчаных (полоцкий горизонт живетского яруса) отложений, содержащих пресные и минеральные воды.

Более сложное строение имеют отложения девонской системы на Гомельской структурной перемычке, примыкающей к СПП с востока. Здесь на предмезозойскую поверхность выходят их разновозрастные срезы, представленные породами эйфельского (скв. Уваровичская 91), речицкого (скв. 94) и анисимовского (скв. Уваровичская 65) горизонтов франского яруса [11]. На этой территории широко распростра-

нены вулканогенные образования, вскрытая мощность которых достигает 600 м (скв. Центролит К2); их возраст по аналогии с вулканитами Борховской площади Хатецкого блока датируется как чернинский (ливенский) позднего франа [9]. Девонские отложения Гомельской структурной перемычки, как и территорий северной и западной частей СПП, также рассматриваются как перспективные для поисков залежей углеводородов (газогидратов) в осадочном чехле [4].

Как видно из изложенных выше материалов, девонские отложения территории СПП, перспективные на поиски в них полезных ископаемых, весьма неравномерно охарактеризованы бурением. Сравнительно лучше разбуренной является южная часть Китинско-Хатецкой ступени, где девонские отложения пройдены на полную мощность и по своим литофациальным особенностям близки к одновозрастным нефтеносным образованиям Северной тектонической зоны Припятского прогиба. Информативными явились и разрезы скважин, пробуренные на Урицком (Урицко-Ивольском) и на Уваровичском блоках, а также севернее Жлобинского регионального разлома. И хотя ни одна из них не прошла полностью весь разрез девона, результаты их палеонтологического изучения позволили уточнить площадь распространения франских отложений, установив их присутствие севернее Жлобинского регионального разлома на Еленецком и Лучинском блоках, ограниченных с севера Марусиновским разломом и на Дуравичском блоке, ограниченном, по-видимому, Суражским разломом. Уточнена также площадь распространения фаменских отложений центральной части СПП, которая ограничена не Городокским, как предполагалось ранее, а расположенным севернее Малиновско-Глазовским тектоническим разломом. Для уточнения геологического строения девонских отложений северо-западной части плеча, а также палеоврезов в нижнефаменских межсолевых отложениях его южной части необходимо провести бурение новых скважин с полным отбором керна для различных видов научно-исследовательских работ.

Литература

1. Богомолов Г. В., Пахольчук А. А., Салажнев В. Н., Цалко П. Б. Перспективы нефтегазоносности зоны, расположенной за северным бортом Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1974. Т. 18, № 9. С. 832—835.
2. Гарецкий Р. Г., Давидюк В. Ф., Некрасов Г. А. К тектонике Жлобинской седловины и северного борта Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1975. Т. 19, № 6. С. 563—566.
3. Гарэцкі Р. Г., Канішчаў В. С., Каўхута М. Г., Стэфенсэн Р. А. Тэктоніка Паўночна-Прыпяцкага пляча // Літасфера. 1997. № 6. С. 34—38.
4. Грибик Я. Г., Кусов Б. Р. Перспективы нефтегазоносности Северо-Припятского плеча // Эффектив. пути поисков, разведки и разработки залежей нефти Беларуси: Матер. науч.-практ. конф., Гомель, 4—6 окт. 2006 г. Гомель: РУП «ПО «Белоруснефть», 2007. С. 97—102.
5. Веретенников Н. В., Лапцевич А. Г. Результаты научно-исследовательских работ института геохимии и геофизики НАН Беларуси по проблеме алмазоносности южной части Беларуси и предложения по направлению и методике поисковых работ на алмазы // Анализ соврем. состояния и направления дальней. геологоразведоч. работ на алмазы в Беларуси: Матер.-науч. практ. совещ. Минск: БелНИГРИ, 2005. С. 3—15.
6. Голубцов В. К., Кручек С. А., Кедо Г. И. и др. О геологическом строении Северной и Южной прибортовых зон Припятской впадины (девонские и каменноугольные отложения) // Нов. данные по стратиграфии осадоч. толщи Беларуси. Минск: БелНИГРИ. 1975. С. 56—125.
7. Дашкевич В. П., Левый М. Г. Методика и результаты поисковых работ на коренные месторождения алмазов в Беларуси // Анализ соврем. состояния и направления в Беларуси: Матер. науч.-практ. совещ. Минск: БелНИГРИ, 2005. С. 15—20.
8. Конищев В. С., Клушин С. В., Ковхута А. М. Условия формирования и соотношения с разломами палеоврезов и палеосрезов в межсолевых отложениях Припятского прогиба и Северо-Припятского плеча // Докл. АН Беларуси. 1995. Т. 39, № 4. С. 95—98.
9. Кручек С. А., Обуховская В. Ю. О возрасте и этапах проявления девонского вулканизма в Северо-Припятской области Беларуси в связи с поисками алмазных структур // Анализ соврем. состояния и направления дальней. геологоразведоч. работ на алмазы в Беларуси: Матер. науч.-практ. совещ. Минск: БелНИГРИ, 2005. С. 49—53.
10. Кручек С. А., Обуховская Т. Г. Детальная стратиграфия девонских отложений Жлобинской седловины и сопредельных районов в связи с поисками полезных ископаемых // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы. Минск: БелНИГРИ, 1997. С. 19—21.
11. Кручек С. А., Обуховская Т. Г., Левый М. Г., Обуховская В. Ю. Стратиграфия девонских отложений Уваровичско-Урицкой площади (юго-восток Беларуси) // Пробл. алмазоносности Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 57—71.

12. Кручек С. А., Толстошеев В. И., Некрята Н. С., Клименко З. М. О находке отложений каменноугольного возраста на юге Северо-Припятского плеча // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45, № 3. С. 100—104.
13. Некрята Н. С., Кручек С. А., Демиденко Э. К. О биостратиграфии нижнефаменских отложений Городокско-Хатецкой ступени Припятского прогиба // Новое о геол. строении территории БССР. Минск: БелНИГРИ, 1981. С. 54—62.
14. Никитин Е. А., Левый М. Г., Дроздов В. А., Штефан Л. В. Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазоносности // Літасфера. 1994. № 1. С. 168—175.
15. Обуховская Т. Г., Кручек С. А., Пушкин В. И. и др. Стратиграфическая схема девонских отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 69—88.
16. Хомич П. З., Варакса В. В., Данкевич Н. В. и др. Перспективы коренной алмазоносности Беларуси и направления геологоразведочных работ на алмазы // Анализ соврем. состояния и направления дальней. геологоразведоч. работ на алмазы в Беларуси: Матер. науч.-практ. совещ. Минск: БелНИГРИ, 2005. С. 3—15.

Н. С. Петрова¹, Э. А. Высоцкий²

¹ Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

² Белорусский государственный университет

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ПО СТРОЕНИЮ И СОСТАВУ ЗОН ВО II КАЛИЙНОМ ГОРИЗОНТЕ НА НЕЖИНСКОМ УЧАСТКЕ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В северной зоне Припятского прогиба в фаменский век наибольшее количество калийных горизонтов сформировалось в пределах наиболее интенсивно и устойчиво прогибавшихся частей палеосинклиналей. В депоцентрах залежи имеют, как правило, и максимальную мощность, и наиболее полные по строению разрезы. Согласно модели формирования калийных залежей красноцветной ассоциации на стадиях высокой солености [1], плотностная стратификация рассолов должна приводить к скапливанию наиболее тяжёлых и насыщенных по хлористому калию рассолов в интенсивно погружавшихся частях дна бассейна или в ранее существовавших топографических впадинах. Для месторождений калийных солей характер фациальных замещений играет особую роль, так как на седиментационном этапе слои соляных осадков располагаются параллельно и как бы «утыкаются» в возвышенные участки дна бассейна.

Действительно, в приосевых зонах палеосинклиналей довольно часто наблюдаются контрастно высокие концентрации сильвина. На конседиментационных возвышенностях залежи представлены менее мощными и менее полными по строению разрезами, а нередко полностью отсутствуют. Ареалы максимальных содержаний сильвина не совпадают с осевыми и приосевыми частями синклинальных зон в случае увеличения в разрезе кластогенного материала. Высокое содержание взвешенного карбонатно-глинистого вещества в этом случае также является фактором контроля плотности и вязкости рассолов. В соответствии с законом механической дифференциации вещества, этот материал частично сбрасывался с относительно возвышенных в погруженные части дна бассейна. Обильная примесь глинистого материала способствует выравниванию объёмов жидких и твёрдых фаз, создавая условия для поглощения жидкой фазы пелитовым материалом и формирования определённых минеральных ассоциаций калийных залежей — «глинистых» типов калийных горизонтов [2].

Материал, позволивший уточнить особенности фациального замещения калийных горизонтов, был получен в ходе проведения детальной разведки на Нежинском участке. В процессе выяснения геологических ситуаций, в частности в зонах перехода полноценных по строению и содержанию хлористого калия залежей в замещённые (бескалийные) разрезы учитывались структурные, палеотектонические и палеогеоморфологические факторы. Эталонным для калийного горизонта был выбран разрез на действующих шахтных полях, имеющий наиболее полное строение.

На основе непосредственного изучения керна в полевых условиях, детальной корреляции горизонта с выделением слоёв и пакетов, построения схематических карт их распространения, морфоструктурных и геохимических полей выявлены аномальные отклонения от эталонного разреза. Выделены отклонения, связанные с региональными отклонениями, а также с зонами замещения. Исследуемая территория была подразделена на ряд полей, определённых эталонами. Выявлены три характерные ситуации

«выклинивания» горизонта: 1) полное «выклинивание» на положительных структурах; 2) частичное «выклинивание» в депрессионных зонах; 3) переход сильвинитовых слоёв горизонта в стратифицированные гематитовые аналоги [3].

По мере продвижения от приосевой части Старобинской синклинальной зоны к Червонослободскому валу наблюдается уменьшение мощности сильвинитовых слоёв, промежуточного слоя каменной соли (1—2) и подстилающей каменной соли. Более выдержанными по латерали являются сильвинитовые пакеты в нижнем (1-ом) слое. Происходит фактически не выклинивание, а фациальное замещение сильвинитовых прослоев каменной солью.

Частичное «выклинивание» II горизонта в депрессионной зоне рассмотрено на примере скв. 411 и 249, которые расположены в приосевой части Старобинской синклинальной зоны. В разрезе скв. 411 присутствуют два сильвинитовых слоя 1 и 2 мощностью 0,66 и 0,62 м соответственно. Характерно, что в покрывающем пласте каменной соли наблюдается прослой седиментационной конгломерато-брекчии. Мощность подстилающей каменной соли составляет 16,9 м, в ней широко распространены многочисленные «ёлочки» и «лодочки».

В скв. 249 в разрезе II калийного горизонта выделяется лишь один (нижний) сильвинитовый слой. Слой 2 замещён каменной солью, содержащей относительно маломощные прослои галопелитов. Мощность покрывающего пласта каменной соли в скв. 249 существенно возрастает в связи с появлением на стратиграфическом уровне, соответствующем развитию конгломерато-брекчий в скв. 411, линз каменной соли. Мощность подстилающей каменной соли равна 19,3 м, т. е. несколько увеличивается. В замещённом разрезе сильвинитового слоя 2 величина бром-хлорного отношения составляет 0,24—0,30. Кривые распределения брома в разрезе подстилающей каменной соли в скв. 249 и 411 практически идентичны.

Изучение в краевых зонах переходов II калийного горизонта в надсолевые глинисто-мергелистые отложения свидетельствует о следующем: 1) вблизи зоны перехода строение разреза и состав калийного горизонта принципиально не меняются; 2) латеральный переход осуществляется постепенно, сначала замещается верхний, а затем нижний сильвинитовый слой; 3) стратиграфическими аналогами собственно сильвинитов являются ожелезненные (гематитовые) прослои; 4) мощность аналогов по сравнению с нормальным (сильвинитовым) типом разреза горизонта уменьшена примерно в 15—20 раз.

Созданная серия геологических и структурно-тектонических карт и профилей, освещающая основные особенности строения и условия залегания калиеносной субформации, а также изучение состава калийных горизонтов позволили выделить косвенные признаки, по которым обнаруживаются малоамплитудные нарушения, обусловленные постседиментационными процессами.

Высокоразрешающими сейсморазведочными работами не выявлено тектонически нарушенных или осложненных зон на площади детальной разведки. Однако на основе косвенных признаков в разрезе калиеносной субформации на Нежинском участке с большей или меньшей степенью вероятности выявлена сложная система относительно малоамплитудных нарушений. Большинство из них выделено не по одному, а по нескольким косвенным признакам. Нарушения трассируются в основном в субширотном, реже в субмеридиональном направлениях. Наибольшее протяжение имеет сброс, прослеживающийся в центральной части Нежинского участка от скв. 228 и 465 на востоке до скв. 432 и 419 субширотного простирания и от скв. 424 до скв. 226. Амплитуда его колеблется от 100 м на востоке до 40—50 м в центральной части и до 20 м на западе участка.

Если крупные региональные разломы формировались в конседиментационный и постседиментационный периоды, то малоамплитудные разрывные нарушения, по-видимому, связаны, в основном, с особенностями постседиментационного развития Припятского прогиба.

Любанский разлом, трассирующийся на северо-востоке участка, не затрагивает области развития продуктивных слоёв. Южная граница распространения калийного горизонта достаточно удалена от структурообразующего Червонослободского разлома. В береговой зоне происходило формирование несколько измененного по строению и калиенасыщенности разреза горизонта. Участки отсутствия калийных солей, связанные с конседиментационными положительными структурами, следует считать первично-неседиментационными бескалийными зонами.

Однако в центральных частях площади развития II горизонта в ходе детальной разведки были выявлены локальные участки в пределах калийных слоёв с аномально низким содержанием хлористого калия относительно регионального уровня (так называемые «зоны замещения») (рис.), которые чётко группируются по линиям предполагаемых малоамплитудных разрывных нарушений [4].

По аномальным отклонениям (отсутствие слоёв или пакетов в зависимости от ранга рассматриваемых изменений; аномально уменьшенные элементы рассматриваемых объектов; аномально уменьшенные концентрации сильвина или хлористого магния; развитие линз водяно-прозрачного галита или молочно-белого сильвина с сингалом) судят о наличии зон замещения. По своему облику и геохимическим особенностям развитые здесь могут рассматриваться как вторичные, возникшие на раннедиагенетическом или постседиментационном этапах в результате воздействия рассолов, нередко с высоким содержанием брома. В случае полного замещения горизонта или слоя решение принять нетрудно, значительно сложнее с зонами замещения, охватывающими лишь часть разреза сильвинитового слоя.

На Старобинском месторождении такого рода зоны замещения сильвинитов каменной солью впервые были обнаружены в горных выработках на начальном этапе освоения месторождения (1961 г.). В дальнейшем было установлено, что они связаны в основном со II калийным горизонтом. По материалам бурения зоны замещения не были зафиксированы (не говоря уже о прогнозе и оценке масштабов их развития), хотя, как показали данные эксплуатационных работ, они имеют достаточно широкое распространение в пределах указанных шахтных полей.

Впервые при проведении детальной разведки на Нежинском участке буровыми работами выявлено значительное количество зон замещения вторичного происхождения, на которые следует обратить особое внимание, так как они могут затруднить отработку II калийного горизонта на подготавливаемом шахтном поле.

1. Петрова Н. С., Высоцкий Э. А. Седиментологические аспекты эволюции эвапоритовых бассейнов Припятского палеорифта // Литосфера. 1998. № 8. С. 62—68.
2. Высоцкий Э. А., Петрова Н. С. Роль кластогенного материала при формировании разных типов калийных залежей в Припятском прогибе // Геология и освоение ресурсов галоген. формаций. Пермь: Гор. ин-т УрО РАН, 2001. С. 114—122.
3. Высоцкий Э. А., Петрова Н. С. Геологические модели и интерпретация обстановок выклинивания калийных горизонтов Припятского прогиба // Литосфера. 2001. № 1 (14). С. 60—64.
4. Петрова Н. С., Ерошина Д. М., Кутырло В. Э. Перспективы освоения калийных залежей Нежинского участка Старобинского месторождения калийных солей // Природ. ресурсы. 2006. № 2. С. 28—39.

В. П. Самодуров¹, В. Э. Кутырло², Г. Д. Стрельцова³, Ю. Н. Еленский²

¹ Белорусский государственный университет

² ОАО «Белгорхимпром»

³ Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

МАГНЕЗИТ И ПРОДУКТЫ ЕГО ПЕРЕРАБОТКИ

Магнезит $MgCO_3$ является природным карбонатом Mg и содержит в своём составе 47,8 % MgO и 52,2 % CO_2 . Магнезитами также называют породы, состоящие в основном из магнезита. Сходными продуктами переработки обладает брусит, в котором содержание MgO достигает 69 %, однако в природе в промышленнозначимых количествах брусит встречается значительно реже, чем магнезит. Магнезит- и бруситсодержащие породы являются ценным сырьём для химической и нефтехимической промышленности, для производства металлического магния, магнезиальных огнеупоров и магнезиальных вяжущих, поэтому потребность в этом сырье резко возросла в последние годы. Цена магнезита составляла 400 \$US/т в ценах 2008 г. Кроме непосредственной добычи этого сырья, брусит можно получать осаждением из магнезийсодержащих рассолов, и в настоящее время примерно 2/3 огнеупоров получают из магнезита, а 1/3 — из магнезиальных рассолов. В Беларуси проявления магнезита редки и пока не представляют промышленного интереса, но в практике геологоразведочных работ, проводимых белорусскими геологами за рубежом, встречаются магнезитовые породы, практическая ценность которых должна быть оценена. Целью настоящей работы является изучение геологических условий залегания, минералогических и физико-химических особенностей магнезитовых пород Гарлыкского месторождения калийных солей с предварительной оценкой возможности их переработки для производства огнеупоров и магнезиальных вяжущих.

Большинство месторождений магнезита являются стратиформными и сосредоточены в метаморфизованных доломитах. Часто проявления магнезита отмечаются в осадках эвапоритовых бассейнов сульфатного типа галогенеза, где его образование приурочено к карбонатно-сульфатному этапу соленакопления. Гарлыкский магнезит относится именно к этому типу пород. Другой тип месторождений магнезита приурочен к ультрабазитам и связан с постмагматическим гидротермальным и экзогенно-инфильтрационным минералообразованием. Странами-поставщиками магнезита являются Россия, Австрия, Греция, Мексика, Китай, Индия и США. Основным разработчиком магнезита в России является комбинат «Магнезит», осваивающий Саткинскую группу месторождений магнезита, сосредоточенных в Челябинской обл. Магнезитовые породы этого месторождения характеризуется высокой чистотой (примеси составляют 2—6 %), пластовой формой залежей мощностью до 40 м и крутым (20—40°) падением рудных тел в юго-восточном направлении. В связи с высоким содержанием магнезита в руде отпадает необходимость его обогащения, что повышает рентабельность производства. Однако, в связи с быстро растущими потребностями в этом сырье, в настоящее время всё чаще проводятся оценки рентабельности добычи магнезита с обогащением его флотацией.

Магнезитовые породы встречены при изучении разрезов Гарлыкского месторождения калийных солей, расположенного в Лебапском велаяте Республики Туркменистан. Оно находится у подножья хребта Кугитангтау, входящего в систему юго-западных отрогов Гиссара. На площади месторождения развиты юрские и четвертичные отложения. Юрская система представлена отложениями верхнего отдела, сложенными образованиями кимеридж-титонского яруса, состоящего из двух свит — гаурдакской (J_3gr) и карабильской (J_3kr). Галогенные отложения гаурдакской свиты включают две подсвиты: нижнюю (ангидритовую) (J_3gr_1) и верхнюю (соленосную) (J_3gr_2). Непосредственно в соленосной подсвите по литологическим признакам выделяются три пачки: нижняя — некалиеносная ($J_3gr_1^1$), средняя — калиеносная ($J_3gr_2^2$) и верхняя — представленная ангидритом ($J_3gr_2^3$). Ангидритовая (верхняя) пачка $J_3gr_2^3$ завершает разрез солевых отложений гаурдакской свиты. Она залегает на глубинах от 187,0 м до 203,0 м, её мощность колеблется от 5,7 до 7,5 м. Породы пачки представлены сверху гипсами тёмно-серыми, переходящими в ангидрит светло-серый, мелкозернистый. Магнезитовые породы приурочены к подошве этой пачки и имеют мощность 1,2—1,9 м.

Магнезитовый слой представлен зернистыми карбонатными породами псаммитовой размерности, поэтому этот слой иногда принимают за песчаник. На отдельных участках магнезитовые породы имеют вид конгломерата, состоящего из окатанных обломков размером 1—4 см, которые в свою очередь состоят из остроугольных обломков размером 1—3 мм. По данным рентгенофазового анализа окатанные обломки псефитовой размерности представлены в основном сульфатами (ангидритом и гипсом), а основная масса состоит из магнезита с примесью сульфатов. Кварц в магнезитовых породах гаурдакской свиты присутствует только в виде незначительной примеси алевритовой размерности. Кроме магнезита, в этих породах отмечается также гидромагнезит ($Mg_5[CO_3]_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$). Гидромагнезит обычно присутствует в виде криптокристаллических масс и чаще всего встречается в зонах выветривания серпентинитов или в осадках эвапоритовых бассейнов.

Магнезит в шлифах пород гаурдакской свиты Гарлыкского месторождения калийных солей представлен монокристаллическими зёрнами размером 0,1—0,4 мм, а также в виде округлых карбонатных желвачков с расплывчатыми границами. Кристаллы магнезита имеют типичные для карбонатов перламутровые цвета интерференции и псевдоабсорбцию, совершенную спайность по ромбоэдру. Желвачки карбоната с нечеткими очертаниями характеризуются зональным строением. Зоны выражены неотчётливо, однако можно заметить наличие внешнего кольца с отличной от центральной части структурой или содержащего включения других минералов. Кроме того, в породе отмечаются крупные бесформенные фрагменты карбоната со следами регенерации монокристаллическим карбонатом. Основная масса магнезитовых пород представлена криптокристаллическими и радиально-лучистыми волокнистыми агрегатами. Дисперсная основная масса пород представлена магнезитом и гидромагнезитом. Встречаются очень мелкие зернышки кварца, который присутствует здесь в виде примеси. В магнезитовых породах гаурдакской свиты отмечаются также сульфаты — ангидрит и гипс. Эти минералы отмечаются в виде примеси (до 20 %) или выполняют небольшие участки пород.

Технология переработки магнезита состоит из нескольких этапов. На первом этапе его обжигают при температуре 700—750 °С, при этом он теряет большую часть CO_2 и превращается в порошкообразную массу (каустический магнезит, MgO). Каустический магнезит является химически активным веществом и используется как основа магнезиальных цементов (цементов Сореля). Каустический магнезит для магне-

магнезиальных цементов должен иметь не менее 75 % MgO. Допустимые примеси: до 4,5 % CaO, до 3,5 % $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, потери при прокаливании не должны превышать 18 %. Особенностью магнезиальных цементов является их высокая прочность, которая на растяжение достигает 10 МПа. Каустический магнезит затворяют не водой, а растворами хлорида магния или сульфата магния. Чаще всего для этой цели используют рассол бишофита $MgCl_2 \cdot 6H_2O$. Каустический магнезит является быстро твердеющим вяжущим. Магнезиальные цементы хорошо схватываются с древесиной. Ксилолитовые изделия являются изделиями на основе магнезиальных вяжущих и опилок, а в фибролите в качестве наполнителя используется длинноволокнистая древесная масса. Эти изделия имеют высокую прочность на сжатие, растяжение и изгиб. На втором этапе, в случае глубокого обжига магнезита при температурах 1 450—1 750 °С, он теряет химическую активность и превращается в искусственный периклаз (металлургический магнезит). Metallургический магнезит не вступает в реакцию с водой и углекислым газом, это высокотемпературное вещество с температурой плавления 2 800 °С. Он очень прочен и используется для футеровки мартеновских и вращающихся цементных печей.

Предварительная оценка экономической целесообразности добычи и переработки магнезитов гаурдакской свиты Гарлыкского месторождения калийных солей обнаруживает ряд негативных показателей. Глубокое залегание рудного пласта (в среднем 190 м), небольшая мощность рудной залежи (в среднем 1,5 м.), большой разброс в размерах зерен магнезита и гидромагнезита (от криптокристаллических до 0,4 мм), а также примеси мелкокристаллических сульфатов (ангидрита и гипса) в породах — все эти факторы являются негативными для организации высокорентабельного производства. Руды такого типа требуют обогащения методом флотации, при этом существенный разброс в размерах зерен и примеси сульфатов осложняют флотацию. С другой стороны, в связи с ограниченностью месторождений магнезита, его добычу уже в настоящее время ведут как открытым, так и подземным способом. Изучаются также новые технологии обогащения магнезита для возможной разработки руд, сходных по условиям залегания и составу с магнезитами Гарлыкского месторождения.

1. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Магнезит и брусит. М., 2007. 32 с.

В. П. Самодуров¹, В. Э. Кутырло², Г. Д. Стрельцова³

¹ Белорусский государственный университет

² ОАО «Белгорхимпром»

³ Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ФРАНКОЛИТ И ТЕХНОЛОГИИ ЕГО ОБОГАЩЕНИЯ

В настоящее время отмечается активизация геологоразведочных работ, проводимых белорусскими геологами на зарубежных месторождениях. В процессе выполнения таких работ приходится сталкиваться с рудами и минералами, имеющими ограниченное распространение на территории стран СНГ. В то же время особенности и вариации состава таких руд оказывают определяющее значение для выбора оптимальной технологии их обогащения, проектирования горно-обогатительных комбинатов. Одним из таких объектов является фосфатное месторождение Навай, Венесуэла. Основным рудным минералом здесь является франколит, при этом сведения об особенностях состава и физико-химических свойствах франколита в отечественной научной литературе весьма скудны.

Целью настоящей работы является обобщение данных по составу и свойствам франколита, изучение франколитов месторождения Навай и определение основных параметров и технологий его обогащения.

Франколит — фосфат осадочного происхождения, относящийся к минеральному виду апатита, который имеет переменный состав $Ca_{10}[PO_4]_6X_2$, где X может быть F (фторапатит), Cl (хлорапатит) или OH (гидроксилапатит), при этом кальций может замещаться Sr, Ba, Pb, Na, Mg, а группа PO_4 замещается CO_3 , HPO_4 , AsO_4 , VO_4 , SiO_4 [1]. Франколит является карбонат-фторапатитом, в котором часть групп PO_4 замещена на CO_3 , поэтому основное его отличие от фторапатита состоит в повышенном отношении CaO/P_2O_5 и присутствии CO_2 . Эти особенности химического состава на ранних этапах изучения франко-

лита объяснялись примесями карбонатов, но более тщательные структурные исследования доказали изоморфный характер замещения групп $\text{PO}_4\text{—CO}_3$ в структуре минерала [2, 3].

Теоретический состав карбонат-фторапатита для эмпирической формулы $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_5[\text{CO}_3]_1\text{F}_2$ включает: 57,60 % CaO , 36,45 % P_2O_5 , 4,52 % CO_2 , 3,90 % F [5]. Обзор результатов химического анализа природных минералов показал вариации состава франколитов из разных месторождений. В наиболее чистых пробах, в которых отсутствуют существенные примеси силикатов, сульфатов и др., отмечаются следующие вариации химического состава: 53,94—54,88 % CaO , 35,01—40,0 % P_2O_5 , 2,80—5,60% F , 1,98—5,30 % CO_2 , 0,5—1,51 % H_2O^+ (вода кристаллизационная).

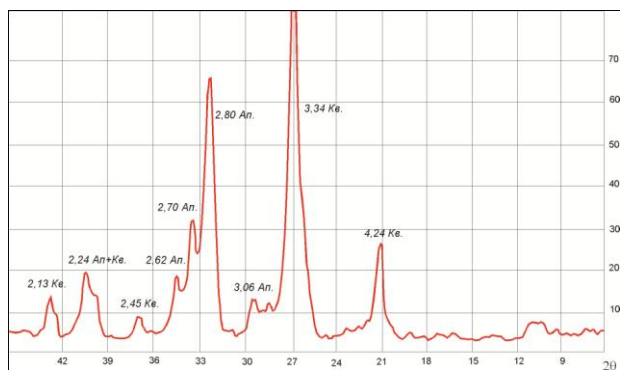


Рисунок 1. Цифровая фотография фосфатной фороды формации Навай Скв. LL-94, глуб. 67,70 м. Размер поля зрения 16 мм (слева). Дифрактограмма фосфатного песчаника (справа). Породообразующие минералы кварц и апатит (франколит).

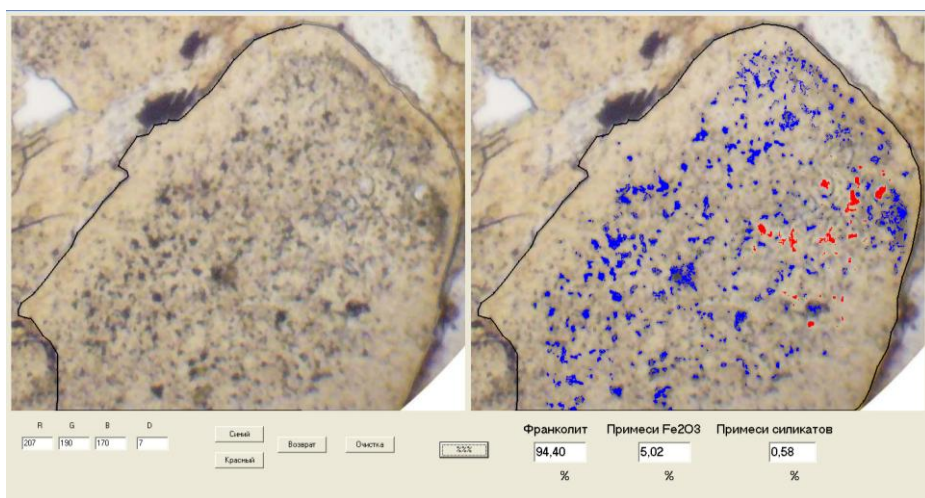


Рисунок 2. Примеси окислов Fe и силикатов в составе фосфатной пеллеты Solendo, скв. LL-94-2, глуб. 63,38 м. Размер поля зрения 0,9 мм. Примеси составляют 5,6 % объема.

Фосфатные песчаники месторождения Навай являются породами морского генезиса, в которых фосфат представлен криптокристаллическим франколитом (рис. 1), входящий в состав органических обломков и пеллет (нодулей песчаной размерности) [4, 5]. Пеллеты франколита не являются монокристалльными зёрнами, а поликристаллическими нодулями, содержащими дисперсные примеси силикатов, карбонатов, окислов Fe, органического вещества и др. Криптокристаллическое состояние франколита и дисперсные примеси осложняют химический состав фосфатов этого типа (рис. 2). В зависимости от количества и состава примесей, химический состав пеллет меняется. Поскольку примеси не могут быть извлечены из пеллет на стадии обогащения, их влияние сказывается на некотором уменьшении содержания P_2O_5 в пеллетах по сравнению с чистым франколитом.

В результате выполненных нами исследований, определён следующий химический состав чистого (без примесей) франколита месторождения Навай: 56,6 % CaO; 35,7 % P₂O₅; 3,5 % CO₂; 3,1 % F; 1,1 % H₂O. Отношение CaO/P₂O₅ при этом составляет 1,585. Если неизвлекаемые на этапе обогащения примеси составляют 5 %, то содержание CaO в пеллетах будет 53,8 %, а содержание P₂O₅ составит 33,9 %. Эти параметры являются основополагающими для проведения расчётов технологических процессов обогащения таких руд.

Франколит является сырьём для производства фосфатных удобрений, которое основано на крупнотоннажной переработке руд, поэтому перевозка сырья на большие расстояния нерентабельна, и горно-обогатительный комбинат обычно располагают вблизи добычного карьера. Получаемый в результате переработки концентрат считается продуктом высокого качества при содержании в нем 32 % P₂O₅. Концентраты с содержанием 28 % P₂O₅ также могут быть использованы для производства фосфатных удобрений, но они считаются неконкурентоспособными на рынке концентратов. При содержании в пеллетах 33,9 % P₂O₅, примеси в концентрате 32 % P₂O₅ не должны превышать 5,6 %, а в концентрате 28 % P₂O₅ они могут составлять 17,4 %. Таким образом, высококачественный концентрат требует высокой степени обогащения. Присутствие 10 % примесей снизит содержание P₂O₅ в концентрате до 30,5 %.

Эффективность обогащения во многом зависит от раскрываемости руд, которая обеспечивается помолом руд до размера, необходимого для полного отделения фосфатных зерен от других компонентов породы. Размер помола определяется размерами фосфатных пеллет. Средний размер фосфатных зерен составляет 0,45 мм (450 мкм), однако отдельные нодулы достигают 2 мм, а наиболее мелкие частицы — менее 0,015 мм по размеру. Изучение гранулометрического состава фосфатных песчаников формации Навай показало, что при помоле до размера 0,2 мм (65 меш) раскрывается более 90 % фосфатных частиц. Это обстоятельство определяет технологическую схему процесса обогащения таких руд — применение высокопроизводительных шаровых или стержневых мельниц с помолом до 65 меш на этапе подготовки руд к флотации.

Полный процесс переработки фосфатных руд состоит из следующих основных этапов: горно-добычные работы — первичное дробление и транспортировка руды на обогатительный комбинат — подготовка к флотации (истирание до размера 0,2 мм и очистка на гидроциклонах) — обогащение флотацией — накопление и хранение готовой продукции.

Переработку таких руд обычно ведут в мокром виде, используя пульпы разной плотности. Очистку промежуточных продуктов осуществляют с помощью гидроциклонов. Перед этапом флотации проводят классификацию промежуточного продукта по размерам. Флотацию ведут для тонкой и грубой фракций отдельно для улучшения качества концентратов. Примеси карбонатов плохо отделяются от фосфатов в процессе флотации, поэтому руды с повышенным содержанием карбонатов непригодны для обогащения методом флотации. Критерием качества руд является отношение CaO/P₂O₅. Если это отношение существенно выше 1,60, то это указывает на заметные примеси карбонатов в составе руд. Фосфатные песчаники месторождения Навай в своём большинстве не содержат значительных примесей карбонатов и поэтому пригодны для обогащения методом флотации.

Производство концентрата является крупнотоннажным. В среднем производительность горно-обогатительного комбината составляет 530 т/час в пересчёте на сухую породу. В связи с тем, что породы этого типа в природном состоянии содержат 10-20% воды, необходимо обеспечить добычу 610 т руды в час (226 м³/час по объёму пород в условиях их залегания). В результате полной переработки концентрат составляет 35 масс. %. Отходы, которые составляют 65 % по массе исходной породы, накапливаются в шламохранилище. Извлечение P₂O₅ в процессе переработки составляет 70 %.

1. Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М.: Высш. шк., 1971. 602 с.
2. Elliott J. C. Structure and Chemistry of the Apatites and other Calcium Orthophosphates. Amsterdam: Elsevier, 1994.
3. Elliott J. C., Wilson R. M., Dowker S. E. P. Advances in X-ray analysis. 2002. Vol. 45. P. 172—181.
4. Analisis Mineralogico de Muestras de Mineral Fosfatico de Navay. Informe Tecnico. Pequiven, S. A. 2009.
5. Deposito fosfatico de Los Monos, Navay // Fosfatos del Suroeste C. A. Estado Tachira. Republica Venezuela. 1993.

ГЕНЕЗИС ДАВСОНИТА В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Припятский прогиб — одна из немногих тектонических структур, где обнаружены не только проявления, но открыты промышленные залежи давсонита (карбоната Al и Na), который является ценным сырьём для получения Al, соды и цемента.

Были предложены седиментационная, постседиментационная, гидротермальная и грязевулканическая гипотезы генезиса давсонита в Припятском прогибе.

Практически все они исходят из того, что давсонит образовался в результате воздействия на алюмосиликатные породы гидрокарбонатнонатриевых растворов, богатых натрием и углекислотой, но отличаются представлениями об источниках этих растворов.

Согласно седиментационной гипотезе [1] содовые воды образовались при выветривании натрийсодержащих алюмосиликатов и их концентрирования благодаря сильной испарительной деятельности в периоды аридизации климата. Однако в Припятском прогибе во время накопления бокситоносных отложений климат был гумидным.

В соответствии с постседиментационной гипотезой [2] высокощелочные воды, обогащенные углекислотой и Na, продуцировали обогащенные органическим веществом покрывающие песчано-глинистые породы тульского горизонта. Проникая в породы бобриковского горизонта, они преобразовывали алюмосиликаты в давсонит. Как отмечала Н. А. Савченко [2] непременным условием формирования давсонита явилось присутствие глиноземсодержащих минералов (гиббсита, бёмита, нордстрандита), которые послужили источником глинозема для давсонита. Вторым обязательным условием образования давсонита следует считать присутствие высокоминерализованных вод содового типа, т. е. вод, содержащих NaHCO_3 и (или) Na_2CO_3 . Такие воды могут иметь различное происхождение. Во-первых, к ним следует отнести высокосодовые воды аридной зоны, в которых происходило накопление эвапоритов содового типа. Во-вторых, высокоминерализованные содовые воды могли сформироваться в результате эпигенеза песчано-глинистых отложений. Этому благоприятствует генерация больших масс углекислоты в результате преобразования органического вещества, рассеянного в породах, или при окислении углеводородов. Происхождение углекислоты может быть биогенным, хемогенным, метаморфогенным и др. По её мнению, гидрокарбонатнонатриевые и сульфатные рассолы поступали из нижележащих соленосных толщ по разломам, что послужило причиной эпигенетических преобразований бокситов и замещения их карбонатами (кальцитом, доломитом, сидеритом) и сульфатами (ангидритом, реже гипсом) с последующим более поздним образованием давсонита. Доказательством этого служит то, что давсонитовые руды на Заозёрной площади располагаются в виде линз вдоль разломных зон или на участках их пересечения, где разрез карбона наиболее полный, а верхневизейские отложения перекрыты породами среднего карбона. Таким образом, по её заключению, бокситы Припятского прогиба по своему генезису являются переотложенными осадочными образованиями, отложившимися в условиях озёр, болот, речных стариц, а давсонитизация бокситов произошла позднее, в результате воздействия на бокситы гидрокарбонатнонатриевых растворов, поступавших снизу по разломам. Однако, по данным В. П. Курочки [3], в зонах разломов давсонитовая минерализация уменьшается, так как перемещение минерализованных вод по разломам приводило к изменению обстановки и pH среды и к выщелачиванию давсонита в зонах разломов, при этом давсонит при выщелачивании переходил в гиббсит.

По мнению В. П. Курочки [3], исходным материалом для глинистых пород бобриковского горизонта были туфы и туффиты, преобразованные при гальмиролизе в глины монтмориллонитового состава, они же в свою очередь послужили при гидрогенезе исходным материалом для каолинита и давсонита. Однако, по заключению Л. Ф. Ажгиревич [4], пирокластический материал является переотложенным и не играет роли ни в осадконакоплении, ни в давсонитовой минерализации.

Согласно гидротермальной [5—7] и грязевулканической [8] гипотезам, содовые воды являются гидротермальными и поступали с больших глубин или из межсолевых и подсолевых отложений по разломам или в процессе грязевулканической деятельности. Однако, никаких следов грязевулканической деятельности в Припятском прогибе не обнаружено, и геологические условия прогиба не благоприятны для

формирования грязевых вулканов. На Заозёрном поднятии все разломы глубокого заложения затухают в нижней соленосной толще и не проникают в надсолевые отложения через глинисто-галитовую подтолщину. Внутричехольные разрывные нарушения, образованные в надсолевом комплексе при формировании межкупольного поднятия типа «щита черепахи», затухают в надсолевых девонских отложениях. Поэтому путей для миграции гидротермальных растворов в бобриковские отложения здесь нет. Противоречит гидротермальной гипотезе приуроченность давсонита к определённому стратиграфическому уровню со специфическим набором пород и минералов, накопившихся в озёрных водоёмах, приуроченных к компенсационным синклиналям, и уменьшение содержания давсонита в зонах разломов.

При изучении залежей и рудопроявлений давсонита в Припятском прогибе не обращалось должного внимания на их тектоническую и палеотектоническую позицию. На Заозёрном месторождении залежи расположены на северном и южном крыльях антиклинального поднятия типа «щита черепахи». Но в палеотектоническом плане они приурочены к вторичным компенсационным синклиналям, которые формировались на далеких крыльях соседних Николаевского и Каменского соляных поднятий в результате течения соли от их склонов к сводам. Эти компенсационные синклинали контролировали озёрные водоёмы, в которых накапливались радаевские и богутичские отложения увеличенной мощности. В районе Осташковичской скв. 11-к рудопроявление контролируется первичной компенсационной синклиналью, которая формировалась в гостовское и богутичское время на южном склоне Осташковичского соляного поднятия. В сводах соляных массивов в это время каменная соль выходила на поверхность и подвергалась выщелачиванию, в результате чего формировалась насыщенная нефтью брекчия кепрока, сложенная брекчированными в процессе галокинеза глинисто-карбонатными, карбонатными и сульфатными породами внутрисолевых прослоев. Выход брекчии кепрока на поверхность во время регионального перерыва в осадконакоплении в предтульское время подтверждается залеганием тульских отложений на брекчии кепрока на Копаткевичском предверхневизейском криптодиапире.

Выявление приуроченности залежей и рудопроявлений давсонита к компенсационным синклиналям, формировавшимся на далеких склонах соляных поднятий, подтверждает представления, что они относятся к лимногенному типу и седиментогенному и раннедиагенетическому подтипам. Залежи давсонита формировались в содовых озёрах под воздействием высокощелочных растворов, содержащих карбонаты и бикарбонаты Na, на алюмосиликаты коры выветривания, переотложенные в водоёмах компенсационных синклиналей. Содовые воды могли формироваться в результате карстования пород верхней соленосной толщи в сводах окружающих соляных криптодиапиров, где она в это время выходила на поверхность и подвергалась размыву с образованием брекчии кепрока, пропитанной нефтью.

Наличие сульфатов, карбонатов и углеводов в брекчии кепрока соляных криптодиапиров даёт основание полагать, что они были источником содовых вод.

Ю. В. Баталин и др. [9], Е. Ф. Станкевич и Ю. В. Баталин [10] считают, что возможно частичное преобразование силикатных пород в давсонитосодные под воздействием высокощелочных содовых вод гидрокарбонатнонатриевого состава, сформировавшихся под влиянием окисления углеводов и генерации больших количеств углекислого газа.

Образование гидрокарбонатнонатриевых содовых вод может быть связано с взаимодействием сульфатнонатриевых вод с известняками [11].

При всем многообразии источников и условий образования содового компонента обращает на себя внимание парагенезис наиболее крупных скоплений давсонита и соды с концентрированными скоплениями органического вещества — углей и битумов [12].

Известен процесс, формирующий содовый компонент — взаимодействие углеводов с сульфатным компонентом природных вод: $C_6H_{12}O_6 + 3Na_2SO_4 = 3CO_2 + 3Na_2CO_3 + 3H_2S + 3H_2O$.

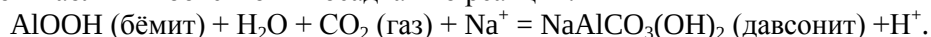
Анализ материалов по месторождениям и проявлениям давсонита свидетельствует о том, что давсонит образуется под воздействием высокощелочных растворов, содержащих повышенные количества углекислоты, карбонатов и бикарбонатов Na, на алюмосиликатные и глиноземные минералы. Давсонит может образоваться из альбита, слюды, монтмориллонта при их взаимодействии с водным раствором, содержащим CO_2 [13].

Анализ материалов по структурной позиции залежей и проявлений боксит-давсонитовых руд в Припятском прогибе и установление их приуроченности к компенсационным синклиналям, формировавшимся на крыльях соляных криптодиапиров, в сводах которых в это время выходила на поверхность брекчии кепрока, сложенная карбонатами и сульфатами, пропитанными нефтью, даёт основание полагать, что содовые воды формировались при взаимодействии сульфатов и карбонатов брекчии кепрока с

углеводородами, а давсонит образовался в компенсационных синклиналях в процессе взаимодействия этих вод с переотложенными в них алюмосиликатными породами коры выветривания. Петрографическими исследованиями установлено минимум две генерации давсонита, причем первая генерация образовалась по тонкодисперсному каолиниту, вероятно, в результате его взаимодействия с карбонатом Na, который образовался при взаимодействии углеводородов с сульфатным компонентом вод.

Подобную модель формирования давсонита в Припятском прогибе можно назвать галокинетической, поскольку она объясняет формирование содовых растворов процессами выщелачивания каменной соли, сульфатных и карбонатных пород нефтенасыщенной брекчии кепрока в сводах соляных криптодиапиров, образованных в результате галокинеза (течения соли) в галитовой подтолще фаменской соленосной толщи. Эта модель была предложена нами в 1997 г. [15]. Проведёнными сотрудниками Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук геохимическими исследованиями [13, 16] была подтверждена модель образования давсонита на Заозёрном поднятии в результате воздействия на алюмосиликатные породы хлоридно-натриевых рассолов, образованных при выщелачивании нефтенасыщенных пород галитовой субформации в брекчии кепрока соляных криптодиапиров. По их заключению выполненное моделирование систем «алевропесчаные, глинистые породы—вода», открытых по углекислоте и кислороду при 25 °С показало, что формирование ассоциации «давсонит + кварц + каолинит» на Заозёрном месторождении происходило при воздействии на терригенные осадки хлоридно-натриевых рассолов концентрации более 100 г/л H₂O, насыщенных углекислотой при парциальном давлении CO₂ более 0,5 бар. Эти рассолы образовались при выщелачивании пород брекчии кепрока в сводах соляных куполов.

По данным авторов этой статьи образование давсонита в каолинистых осадках происходило по реакции: $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{H}_4$ (каолинит) + H₂O + CO₂ (газ) + 2Na = 2NaAlCO₃(OH)₂ (давсонит) + 2SiO₂ + 2H⁺, а также дополнительно в каолинит-бокситовых осадках по реакции:



Принятие галокинетической модели формирования залежей давсонита в Припятском прогибе даёт чёткие критерии для поисков новых залежей в каменноугольных отложениях. Они приурочены к компенсационным синклиналям, выполненным гостовскими и богутичскими отложениями нижнего визе, и расположенными в синклинальных зонах, окруженных соляными криптодиапирами с брекчией кепрока в сводах. В современном структурном плане такие синклинали расположены на крыльях межкупольных поднятий типа «щита черепахи» и на широких крыльях синклинальных зон.

1. Дмитриев Ф. Л., Курочка В. П., Маевская Н. Д. и др. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины в Белоруссии // Пробл. генезиса бокситов. М.: Недра. 1975. С. 291—302.
2. Савченко Н. А. Условия формирования боксит-давсонитовых пород Припятского прогиба // Пробл. минералогии платформ. чехла и кристалл. фундамента БССР. Минск: БелНИГРИ. 1986. С. 134—141.
3. Курочка В. П., Зыков И. А., Зингерман А. Я. и др. О направлении поисков давсонита на Заозёрной площади Припятской впадины // Пробл. поисков твёрдых полез. ископаемых в БССР. Минск: БелНИГРИ, 1977. С. 21—28.
4. Ажгиревич Л. Ф., Матвеева Л. И. Палеогеографические и палеогидрохимические условия формирования давсонитсодержащих пород Белоруссии // Геохим. методы корреляции. Минск: Наука и техника. 1982. С. 80—87.
5. Бирина Л. М. Давсонит в коре выветривания карбона Белоруссии // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 113—117.
6. Курочка В. П. О генезисе, закономерностях размещения и направлениях поисков давсонита в Припятской впадине // Полез. ископаемые Белоруссии. Минск, 1975. С. 66—76.
7. Бобров Е. Т., Щипахина И. Г. Генезис давсонита Русской платформы и её обрамления // Полез. ископаемые в осадоч. толщах. М.: Наука, 1981. С. 100—125.
8. Кудельский А. В., Бурак В. М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 174 с.
9. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С. и др. Давсонит и перспективы его поисков в СССР // Сов. геология. 1975. № 3. С. 30—33.
10. Станкевич Е. В., Баталин Ю. В. О распространении и происхождении давсонита // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 108—117.
11. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 332 с.
12. Азизов А. И. Важнейшие закономерности размещения и образования давсонитов // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 89—94.

13. Рыженко Б. Н. Формирование давсонитовой минерализации. Термодинамический анализ. Альтернативы // Геохимия. 2006. № 8. С. 902—907.
14. Курочка В. П., Войтов А. П., Фролов Г. Н. Алюминий-органический комплекс и его роль в образовании давсонита // Поиски твёрдых полез. ископаемых в БССР. Минск: БелНИГРИ. 1984. С. 102—105.
15. Конищев В. С. Тектонические закономерности формирования и размещения залежей давсонита в Припятском прогибе // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы: Тез. докл. научно-технич. конф., посвящ. 70-летию БелНИГРИ. 22—24 окт. 1997 г. Минск: БелНИГРИ, 1997. С. 107—109.
16. Лиманцева О. А., Махнач А. А., Рыженко Б. Н., Черкасова Е. В. Формирование давсонитовой минерализации Заозёрного месторождения давсонита (Беларусь) // Геохимия. 2008. № 1. С. 69—83.

С. А. Юдаев

Белорусский государственный университет

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА СУЛЬФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БРИНЁВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПСА

Выявление условий формирования гипса и ангидрита является сложной проблемой. Сульфат кальция в эвапоритовых бассейнах может образовываться либо в процессе испарения морской воды, либо вследствие реакций метаморфизации морской воды и её дериватов континентальными водами, обогащенными бикарбонатом кальция. Факт кристаллизации сульфата кальция в форме гипса экспериментально установлен в опытах по изотермическому испарению морской воды, а также в озёрах аридного пояса [1].

Физико-химические исследования условий формирования гипса и ангидрита показали, что в растворах, содержащих 18—21,5 % хлоридов, превращения гипса в ангидрит при температуре 25 °С невозможно, так как это область стабильного существования гипса; под влиянием более концентрированных хлоридных растворов гипс превращается в ангидрит, однако для этого требуется продолжительное время (десяtkи лет и более).

Превращение гипса в ангидрит уже может происходить на стадии раннего диагенеза при отсутствии более или менее длительных разбавлений воды [5]. Гипс, погружающийся под перекрывающей его толщей осадка, благодаря влиянию литостатического давления, температуры и при благоприятных гидрохимических условиях дегидратируется и превращается в ангидрит. И, наоборот, при поднятии блоков с эвапоритовыми отложениями в зону гипергенеза ангидрит снова преобразуется в гипс.

Эти интенсивные процессы, происходящие неоднократно в эвапоритовой толще, носят название «гипсовая тектоника пучения». Гипс, присоединяя воду, увеличивается в объёме, что приводит не только к дроблению и брекчированию вмещающих пород, но и к полной перекристаллизации сульфатов с изменением габитуса кристаллов, изменению агрегатного состояния вследствие перестройки атомной структуры самого вещества. Благодаря этим изоморфным переходам сульфата Са из ангидрита в гипс и обратно, возникло всё замечательное разнообразие типов и разновидностей кристаллических форм сульфатов Бринёвского месторождения. С ними неразрывно связаны некоторые парагентические галоидные и сульфидные минералы, часто в аксессуарном состоянии, а иногда в виде изоморфных примесей и включений (битум).

Изучение сульфатосодержащих пород, слагающих пластовые тела и межпластия, показало, что в их составе в переменных количествах устанавливаются сульфатная, карбонатная и глинистая составляющая. По соотношению этих компонентов можно выделить сульфатные (гипсовые и гипсово-ангидритовые), карбонатно-сульфатные и глинисто-карбонатно-сульфатные породы [3, 4].

Гипсовые породы слагают пластовые тела I—III продуктивных горизонтов и почти нацело состоят из агрегатов гипса различных структурных рисунков. В весьма незначительных количествах в них устанавливается примесь карбоната (фрагменты микрита или мелкокристаллических ромбоэдров, скаленоэдров кальцита) и примазки пелитового вещества (глинистого и кремнистого). В некоторых образцах в малых количествах встречаются сферолиты и корки халцедона, вкрапленность пирита, мелкие выделения целестина; в единичных образцах обнаружен натечный и кристаллический флюорит. В большинстве шлифов с гипсовыми агрегатами ассоциируются выделения полугидрата (бассанита), образованного в результате дегидратации гипса.

Гипсово-ангидритовые породы отмечены только в IV продуктивном горизонте, где они составляют центральную часть нижнего пласта. Здесь в ангидритовой массе разбросаны розетки гипса, с глубиной постепенно исчезающие. В приподошвенной и прикровельной частях пласта гипсово-ангидритовые породы медленно сменяются гипсовыми породами за счёт разрастания розеток и появления прожилков сахаровидного гипса.

Карбонатно-сульфатные и глинисто-карбонатно-сульфатные породы с переменным количеством карбонатного и всегда небольшой долей глинистого материала встречаются в виде внутрипластовых прослоев и в межпластиях, характеризуясь тем же, как и гипсовые породы, набором минералов. Все вмещающие породы очень сильно брекчированы, смяты в складки, имеют сбросы, сдвиги и надвиги. Карбонатные обломки брекчий сцементированы волокнистым гипсом (селенит), шпатовым гипсом (алебастр) и сахаровидным гипсом.

Сульфатные образования разных продуктивных горизонтов характеризуются неодинаковыми текстурно-структурными особенностями. Оба пласта I горизонта сложены серой сахаровидной породой с элементами субгоризонтальной слоистости. Характерной особенностью горизонта является широкое развитие прожилков гипса, секущих пластовые тела и проникающих в межпластия. Тонкие прожилки (до 2—2,5 см) выполнены, как правило, одной макроструктурной разновидностью гипса — белым, розовым или серым селенитом, с перпендикулярной, относительно стенок трещины, ориентировкой параллельных сростков удлинённых кристаллов. Селенит обладает шелковистостью и стеклянным блеском.

В пластах гипса и межпластиях II горизонта отмечаются субгоризонтальные и субвертикальные прожилки гипса. Пласты сложены гипсовой породой массивной текстуры с пятнистым распределением белой сахаровидной и бежевой шпатовой разновидностей гипса, а также глинисто-карбонатно-гипсовой породой — комковатой, массивной, местами брекчиевидной текстуры, где масса сахаровидного гипса цементирует карбонатные ксенолиты. В некоторых скважинах (скв. 28г) обнаружена редко встречающаяся в разрезах горизонта алебастровая разновидность гипса. В скв. 43 и 50 в гипсоносной толще на уровне II горизонта отмечены значительные дизъюнктивные деформации с широким развитием прожилков гипса в брекчированной глинисто-карбонатно-гипсовой породе с элементами слоистости [3, 4].

Пластовые тела III горизонта сложены гипсовой, реже карбонатно-гипсовой породой массивной текстуры с пятнистым или полосчатым распределением всех макроструктурных разновидностей гипса — алебастровой, шпатовой (розетковидной шпатовой), сахаровидной и селенитовой. В скв. 19, 43 и 44 на уровне третьего горизонта залегают брекчированные глинисто-карбонатные породы; обломки слоистой породы сцементированы сахаровидным гипсом. Судя по структурным картам кровли и подошвы третьего горизонта, причиной брекчированности в разрезах скв. 43 и 44 могли быть разрывные дислокации, а в скв. 19 — «гипсовая тектоника».

Верхний пласт IV горизонта сложен гипсовой породой массивной текстуры с пятнистым распределением разноокрашенных нескольких макроструктурных разновидностей — шпатовой, сахаровидной, иногда алебастровой. Нижний пласт горизонта представлен гипсово-ангидритовой породой и почти повсеместно имеет зональное строение. Средняя часть пласта сложена серым афанитовым ангидритом (в шлифах — метельчатым) с розетками шпатового гипса размером до 7 см; иногда в сахаровидной массе отмечаются субгоризонтальные выделения селенита.

Шпатовый гипс, характерный для пластовых образований и почти не встречающийся в прожилковых телах, представлен ксено- или гипидиоморфными, преимущественно разноразмерными агрегатами крупных (более 4—5 мм) изометричных или толстотаблитчатых кристаллов, образующихся, вероятно, при замещении ангидрита. Такая, с признаками бластеза, микроструктура может быть определена как ксено- или гипидиоморфная граногомеобластовая крупнокристаллическая. Агрегаты этой микроструктуры в переменных количествах обнаружены почти во всех сульфатсодержащих породах и преобладают в гипсово-ангидритовых, где гипс представлен только одной шпатовой разновидностью в матрице афанитового ангидрита.

Сахаровидная разновидность гипса состоит из равнозернистых агрегатов мелких или среднего размера идиоморфных таблитчато-пластинчатых кристаллов гипса — идиогомеобластовой таблитчатой мелко- и среднекристаллической структуры. Сахаровидный гипс, как правило, доминирует в гипсовых и карбонатно-гипсовых породах, где, вероятно, является продуктом замещения ангидрита. В гипсово-ангидритовых породах агрегаты сахаровидного гипса развиты незначительно в виде тонких извилистых прожилковидных выделений в ангидритовой массе и мелких гнезд среди граногомеобластовых крупнокристаллических агрегатов. Такие же агрегаты сахаровидного гипса составляют цементирующую массу в

брекчированных породах и нацело или частично выполняют прожилковые тела, т. е. имеют кристаллизационный генезис.

Алебастровая разновидность гипса, встречающаяся только в виде мелких фрагментов в основном среди шпатовых агрегатов в сульфатных породах, представлена мелко- и тонкозернистыми агрегатами изометричных или слабо удлинённых зерен, ориентированных мозаично или параллельно в виде пучка с расходящимися веером краями — гипидиоморфная граногомеобластовая мозаичная тонкокристаллическая или пучковидная микроструктура. Редкая встречаемость этой разновидности наводит на мысль о её реликтовой природе и связи с начальным периодом гидратации ангидрита.

Селенит широко распространен в продуктивных горизонтах, где нацело выполняет маломощные субгоризонтальные и субвертикальные прожилки в пластовых телах и межпластиях, а также периферические зоны более мощных прожилковых тел, центральные части которых заполнены сахаровидным гипсом. Селенит представлен сростками параллельно ориентированных между собой и перпендикулярно к стенкам трещин удлинённых кристаллов разного размера и формы. Микроструктуру агрегатов селенита можно определить как идиоморфную равнозернистую мелкоигльчатую, гипидиоморфную равнозернистую палисадную или гипидиоморфную разноморфную шестоватую (игльчатую).

Ангидрит в гипсово-ангидритовых породах представлен единственной структурной разновидностью — афанитовой, для которой в штуде характерно плотное массивное однородное (аморфное) строение. При оптическом изучении афанитовый ангидрит обнаруживает ксеноморфную равнозернистую тонко- и микролепидобластовую структуру с параллельной или спутанной ориентировкой чешуек в агрегатах. Границы лепидобластовых ангидритовых и гранобластовых гипсовых агрегатов нерезкие, размазанные через зоны вихреобразных явлений внедрений чешуек ангидрита в крупные кристаллобласты гипса.

В строении продуктивных горизонтов Бринёвского месторождения гипса участвуют пластовые и прожилковые тела.

Пластовые тела сложены сульфатными породами массивной текстуры с пятнистым или полосчатым распределением шпатовой, сахаровидной и алебастровой макроструктурных разновидностей гипса, характеризующихся своими микроструктурными особенностями. Глинисто-карбонатно-сульфатные породы нередко имеют брекчиевидную текстуру с реликтами нарушенной седиментационной слоистости; в обломках отмечается гипс шпатового строения, цементирующая масса сложена сахаровидным гипсом. Согласно и секущие прожилковые тела выполнены селенитом или сахаровидным гипсом.

Агрегаты шпатового, алебастрового и сахаровидного гипса, слагающие пластовые тела — продукт метасоматического замещения ангидрита, а селенит и сахаровидный гипс в прожилках — результат непосредственной кристаллизации в трещинах.

Трещиноватость пород связана с атектоническими и тектоническими процессами. Образование внутриформационных брекчий и мелких секущих прожилков обусловлено в основном «гипсовой тектоникой» [2]. Выпадение из разреза пластов, незакономерные вариации гипсометрических уровней их залегания и наличие крупных прожилковых тел — следствие разломной тектоники и процессов выщелачивания соленосных отложений.

1. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
2. *Дашкевич В. П., Кожин В. Д.* Фондовые материалы // БГРЭ РУП «Белгеология», 1996—2000.
3. *Махнач А. А., Стрельцова Г. Д., Гулис Л. Ф., Михайлов Н. Д.* Петрография сульфатных пород Бринёвского месторождения гипса (Припятский проиоб, Беларусь) // Литосфера. 2003, № 2 (19). С. 20—29.
4. *Махнач А. А., Стрельцова Г. Д., Гулис Л. Ф., Михайлов Н. Д.* Особенности химического состава сульфатных пород Бринёвского месторождения гипса // Литосфера. 2003, № 2 (19). С. 140—146.
5. *Мельникова З. М., Мошкина И. А., Колосов А. С.* Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса // Пробл. соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 128—134.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛАРУСИ

Целенаправленные исследования, которые включали поиски весовых концентраций Au в четвертичных отложениях на основе шлихо-минералогического опробования, позволили впервые получить огромный фактический материал по оценке изучаемых отложений на Au. Опробовались карьеры, естественные обнажения, аллювиальные образования рек, их притоков и крупных озёр. Проведено изучение ледниковых отложений и по керну скважин, что значительно расширило имевшиеся представления о золотоносности глубокозалегающих четвертичных отложений.

Фоновый уровень распределения шлихового Au оценивался по результатам количественного минералогического анализа тяжёлой фракции минералов, выделенных из основных генетических, возрастных и литологических типов четвертичных отложений. Выделение Au осуществлялось по специально разработанной схеме с использованием центробежных, винтовых сепараторов и концентрационных столов. Выявление аномальных концентраций металла также базировалось на результатах минералогического анализа с привлечением аналитического пробирно-спектрального метода. Полученные данные (табл.) отражают распределение только наиболее часто и равномерно встречаемой самородной формы металла весьма мелкого-тонкого размерного класса.

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что водно-ледниковые, речные и озёрные отложения характеризуются низкими фоновыми содержаниями шлихового Au. При этом отмечается тенденция повышения его уровня в водно-ледниковых образованиях от более древних к молодым: от 0,1—0,3 мг/м³ в березинском горизонте до 3,5—4,3 г/м³ в поозёрском и сожском. В отложениях современных водотоков фон Au составляет 2,1—3,6 мг/м³.

Полученные численные значения свидетельствуют о постоянном присутствии шлихового Au во всех литологических, возрастных и генетических типах четвертичных отложений. Это подтверждается накоплением его в продуктах переработки песчано-гравийного материала. В полученных классифицированных песках и концентрате тяжёлых минералов происходит накопление металла, в десятки-сотни раз превышающих его содержание в исходной породе.

В целом местный фон шлихового золота в четвертичных породах Беларуси ниже кларка Au в земной коре по Ф. Кларку и Г. Вашингтону ($n \cdot 10^{-7} \%$), А. Е. Ферсману ($5 \cdot 10^{-7} \%$), А. П. Виноградову ($4,3 \cdot 10^{-7} \%$), по С. Р. Тейлору ($4 \cdot 10^{-7} \%$), но выше кларка Au в осадочных породах по А. П. Виноградову ($1 \cdot 10^{-7} \%$) [1]. Исключение составляет его содержание в отложениях березинского и днепровского горизонтов.

Таблица

**Средние фоновые содержания самородного Au в четвертичных отложениях Беларуси
по данным количественного минералогического анализа (мг/м³)**

Генетический тип отложений	Литологический состав	Количество проб, шт.	Объём проб, м ³	Стандартная ошибка	Среднее фоновое содержание	Закон распределения
озёрные	пески с гравием и галькой	29	2,1	0,5	3,0	норм.
аллювиальные	пески, песчано-гравийные отложения, галечно-гравийные с валунами	49	10,2	0,4	3,2	норм.
флювиогляциальные	пески, песчано-гравийные отложения, галечно-гравийные с валунами	337	3,0	0,2	1,2	норм., логнорм.
моренные	галечно-гравийные с валунами, песчано-гравийные отложения, пески, супеси	1 434	49,3	0,1	2,0	логнорм.

По результатам проведённых работ в четвертичных отложениях Беларуси в 274 опробованных объектах установлено присутствие шлихового Au, а в 161 из них — его весовые содержания. 36 проявлений содержат шлиховой металл в количестве свыше 40 мг/м³, а в 23 из них его концентрации превышают 100 мг/м³.

На территории Беларуси проявления Au распределены неравномерно. В пределах Белорусского Поозерья выявлены 42 проявления с весовыми содержаниями металла, в том числе 6 — с концентрациями более 100 мг/м³. Девять из них классифицированы как россыпепроявления, а 33 — как точки россыпной минерализации. По данным пробирно-спектрального анализа, два из них являются комплексными — с присутствием платиноидов. Пространственно основная часть проявлений и точек минерализации россыпного Au приурочена к конечно-моренным возвышенностям. Они выявлены во флювиогляциальных отложениях моренных и надморенных образований поозёрского горизонта, в озёрных отложениях пляжевой зоны, в русловых аллювиальных отложениях Зап. Двины, в нерасчлененном комплексе флювиогляциальных отложений сожско-поозёрского горизонта и моренных образований сожского горизонта. Литологический тип опробованных пород представлен главным образом песчано-гравийным материалом.

В условиях Белорусской гряды и прилегающих к ней равнин выявлено 114 проявлений с весовыми содержаниями Au, в том числе 17 — с содержанием более 100 мг/м³. 25 из них классифицированы как россыпепроявления, а 89 — как точки россыпной минерализации. По данным пробирно-спектрального анализа, 13 из них являются комплексными, содержащими минералы платиновой группы.

Подавляющая часть россыпепроявлений и точек минерализации приурочена к флювиогляциальным отложениям краевых гряд моренных образований сожского горизонта. Отдельные проявления выявлены во флювиогляциальных отложениях зандровых полей надморенных образований сожского горизонта, в аллювиальных образованиях русловой фации и первой надпойменной террасы р. Днепр, в межморенных водно-ледниковых отложениях днепровско-сожского горизонта и флювиогляциальных отложениях конечных гряд моренных образований днепровского горизонта.

Пространственно основная часть проявлений и точек минерализации выявлена в пределах конечно-моренных возвышенностей. Гораздо реже они приурочены к моренным, морено-зандровым и зандровым равнинам. Несмотря на то, что подавляющая часть россыпепроявлений расположена в пределах флювиогляциальных отложений конечно-моренных возвышенностей, металлоносность последних в пределах Белорусской гряды различна. Проявления благородных металлов сосредоточены в основном в пределах Минской, Новогрудской, Копыльской и Оршанской возвышенностей. Аналогичные западные геоморфологические районы (Гродненский, Волковысский, Слонимский и др.) характеризуются слабой золотоносностью.

Особенностью распределения Au в пределах Белорусской гряды является наличие его весовых концентраций в песчаных отложениях (одно россыпепроявление и две точки минерализации). Полученное максимальное содержание Au в песках выше, чем в песчано-гравийном материале моренных отложений, и сопоставимо с его концентрациями в аллювиальных образованиях первых надпойменных террас.

Четвертичные отложения в пределах Белорусского Полесья изучены наиболее слабо. В результате выполненных работ на этой территории выявлены 5 участков с повышенным содержанием Au. Два из них классифицированы как россыпепроявления, три — как точки минерализации. Одно россыпепроявление установлено в песках зандровых полей флювиогляциальных надпойменных отложений днепровского горизонта, а другое — в грубозернистых песках водно-ледниковых отложений березинско-днепровского горизонта. Точки минерализации выявлены во флювиогляциальных отложениях зандровых полей надпойменных образований сожского горизонта и краевых гряд моренных образований днепровского горизонта, а также в аллювиальных отложениях русловой фации голоцена.

Обзор региональных особенностей распределения Au в четвертичных отложениях Беларуси свидетельствует о его присутствии на всей территории и практически во всех генетических типах пород. Наиболее продуктивными являются грубообломочные водно-ледниковые образования конечно-моренных возвышенностей и аллювиальные отложения крупных рек.

Полученные данные о распределении самородного Au на территории Беларуси однозначно свидетельствуют о повышенной региональной золотоносности самой верхней части осадочного чехла. При формировании четвертичного покрова Au распределялось в зависимости от генезиса конкретных типов пород и их исходного субстрата. В связи с этим на отдельных участках отмечаются его неравномерная концентрация (от единичных знаков до весовых концентраций) и повышенная частота встречаемости в более грубообломочных отложениях. Кроме того, характерны значительные колебания размерных клас-

сов (от пылевидного до крупного), их состава (от весьма высокопробного до низкопробного), а также совместное нахождение с минералами платиновой группы. Питающими провинциями россыпного Au в четвертичных отложениях Беларуси, скорее всего, были однотипные по рудоносности обширные области, приуроченные к выступам докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, часть из которых находится на изучаемой территории.

1. Краткий справочник по геохимии. М.: Наука, 1977. 176 с.

М. М. Аль-Обайди

Белорусский государственный университет

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ РАЙОНА АЛЬ-ХУССАЙНИЯТ (ЗАПАДНЫЙ ИРАК)

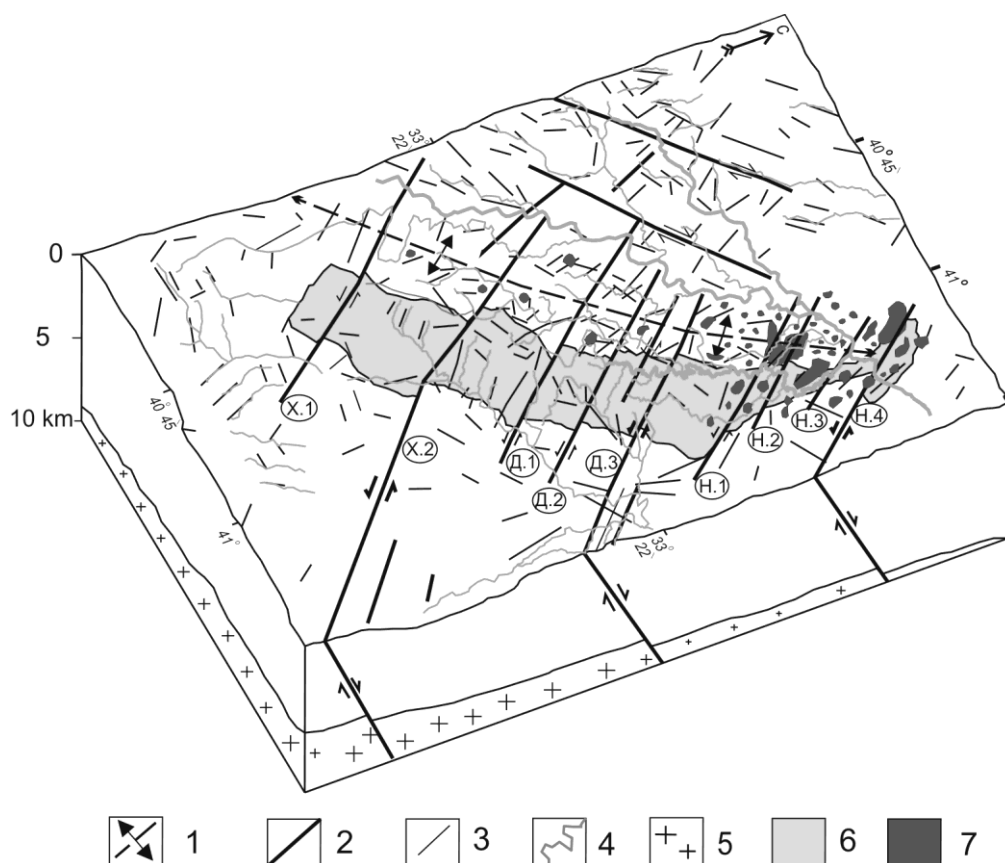
Статья посвящена результатам космогеологических исследований систем разломов земной коры в перспективном в минерагеническом отношении районе Аль-Хуссейният, расположенном в пределах крупной тектонической зоны Рутба-Джезира на западе Ирака (северо-восточная часть Аравийской платформы). При изучении разломной тектоники района Аль-Хуссейният выполнено структурное дешифрирование космических снимков масштаба 1 : 500 000 и 1 : 200 000, полученных со спутника MSS. При этом анализировались космоизображения в четырёх спектральных диапазонах: 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1 мкм, с разрешением на местности от 80 до нескольких десятков метров. По космогеологическим данным выделены системы линеаментов, отличающиеся по длине, простиранию и соотношению с разломной тектоникой. Первая группа включает линейные структуры, трассирующиеся на расстояния от нескольких десятков до 100 км и обнаруживающие связь с разломами в кристаллическом фундаменте [1, 2]. Линеаменты длиной менее 10 км или «линеары» составляют вторую группу структур, которые в меньшей степени отражают особенности тектонической делимости погребенного фундамента [3]. В результате космогеологического анализа выделены системы региональных линеаментов с азимутами простираний 43°, 52°, 312° и 318°. Линейные структуры обнаруживают связь с распределением разрывных нарушений в пределах тектонической зоны Рутба-Джезира. Линеаменты северо-западного направления трассируются на расстояние 20 км и более. По геофизическим (расположение зон магнитных и гравиметрических аномалий) и геологическим данным устанавливается связь линеаментов длиной около 50 км с региональными разломами Хуссейният (Х.2), Дугайм (Д.3) и Нуайфа (Н.4). Материалы магнитной и гравиметрической съёмок указывают на отражения этих разломов в кристаллическом фундаменте на глубинах 10 км и более. Дизъюнктивные структуры осложняют район месторождений Аль-Хуссейният в его юго-западной, центральной и северо-восточной частях. Другие линеаменты фрагментарно отражаются геофизических полях.

Расположенная на юго-западном фланге зоны месторождений толща Хуссейният пересекается двумя линейными структурами. Линеамент Хуссейният (Х.1) приурочен к одноименному разлому, который имеет протяжённость около 36 км и пересекает толщу Хуссейният по всей её ширине. По линии разлома с азимутом простирания 317° происходит смещение северо-восточного блока толщи амплитудой 0,96 км. Линеамент Хуссейният (Х.1) контролирует направление тальвега вад. Наиболее крупный линеамент, пересекающий толщу Хуссейният, приурочен к одноименному региональному разлому протяжённостью более 50 км. Геофизические данные указывают на проявление разлома в кристаллическом фундаменте на глубине около 7 км. В пределах толщи Хуссейният разлом имеет простирание по направлениям 332° и 313°. Вдоль разлома также происходит смещение северо-восточного блока амплитудой 2,16 км. Таким образом, разлом является взбросом с косым смещением (рис.).

Расположенная в центральной части района месторождений толща Дугайм пересекается тремя крупными линеаментами по всей её ширине. Линеамент Дугайм-1 (Д.1) имеет протяжённость около 33 км. Приуроченный к нему одноименный разлом, выделяется по геологическим данным. Азимут его простирания в пределах толщи 319°. По разлому происходит смещение соседних блоков амплитудой 2,08 км. Линеамент контролирует расположение тальвега крупного вад. Хоран и более мелких временных русел. Линеамент Дугайм-2 (Д.2), протяжённостью около 29 км, приурочен к одноименному разлому с азиму-

том простирания 315° . По линии дизъюнктива отмечается смещение соседних тектонических блоков в северо-западном направлении амплитудой 0,8 км.

Региональный линеамент, пересекающий толщу Дугайм, имеет протяжённость более 35 км. Приуроченный к данному линеаменту разлом прослеживается в геофизических полях и сечёт породы кристаллического фундамента на глубине около 8 км. Направление простирания разлома в пределах толщи Дугайм — 314° . Амплитуда горизонтального смещения разлома около 1,12 км. По кинематическому типу разлом является взбросом с косым смещением. Линеамент Дугайм-3 контролирует простирание тальвегов вад. Формация Нуайфа, расположенная на северо-восточном фланге зоны месторождений Хуссейнийт, пересекается по всей ширине четырьмя крупными линеаментами вытянутыми на расстояние от 13 до 15 км. Три из них образуют группу Нуайфа (линеаменты Нуайфа-Н.1, Н.2, Н.3). Линеаменты имеют азимут простирания 319° и одна руживают связь с дизъюнктивными структурами. К этим разломам приурочены характерные для формации Нуайфа карстовые впадины, которые вытянуты цепочкой по линии дизъюнктивов. Амплитуда горизонтального смещения разломов группы Нуайфа около 0,7 км. Линеаменты этой группы контролируют простирание вад Хуссейнийт и Хоран. Наиболее крупный линеамент, пересекающий формацию Нуайфа, — Нуайфа-4 (Н.4), имеет азимут простирания 318° и протяжённость более 20 км. Разлом, с которым связан данный линеамент, прослеживается в магнитном поле. В породах кристаллического фундамента он фиксируется на глубинах порядка 9 км. Разлом является взбросом с косым смещением, что характерно для разломов зоны месторождений Хуссейнийт. Амплитуда смещения соседних блоков пород составляет 1,6 км. Линеамент Нуайфа-4 (Н.4) отражается на земной поверхности коленообразным перегибом направления вад Хоран в пределах толщи. Кроме того, вдоль линеамента расположены карстовые впадины.



1 — антиклиналь, 2 — линеамент, 3 — линейар, 4 — вад, 5 — кристаллический фундамент, 6 — месторождений Аль-Хуссейнийт, 7 — карст; линеамнты: X1 — Хуссейнийт-1, X2 — Хуссейнийт-2, Д1 — Дугайм-1, Д2 — Дугайм-2, Д3 — Дугайм-3, Н1 — Нуайфа-1, Н2 — Нуайфа-2, Н3 — Нуайфа-3, Н4 — Нуайфа-4.

Рисунок. Тектоническая модель района исследований

В целом, все системы линеаментов зоны месторождений Хуссайнеиат пересекают гребневую часть антиклинальной складки Хоран, которая простирается с юго-запада на северо-восток по азимуту 45° . Сама зона месторождений Хуссайнеиат приурочена к юго-восточному склону данной антиклинальной складки. Некоторые из линеаментов, такие как Хуссайнеиат-2 и Дугайм-1 контролируют распределение разломов на северо-западном склоне антиклинальной складки Хоран. Данная система разломов имеет азимут простираения 53° и имеет перпендикулярное направление сети разломов зоны месторождений Хуссайнеиат.

Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы о связи между ориентировкой линеаментов района Аль-Хуссайниат с природой тектонических движений. Линеаменты, ориентированные в направлении 312° и 318° , отличаются большой протяжённостью. Вероятно, их заложение относится ко времени образования Аравийской (Африкано-Аравийской) платформы, образовавшейся в результате столкновения групп островов (плит) в форме дуги по направлению северо-запад—юго-восток. В результате океаническая земная кора была разрушена и образовались разломы и трещины в местах соприкосновения двух плит. Активизировались системы древних разломов, имеющих северо-западное направление. Это происходило в конце триасового, юрском и меловом периодах, когда развивались горизонтальные напряжения противоположного простираения, приведшие к образованию океана Тетис. Эффект этих напряжений особенно заметен по оси антиклинали Хоран, простираение которой было изменено на 21° в северо-восточной части, при сохранившейся, в целом, первоначальной ориентировке оси антиклинали в юго-западной части района исследований (53°). Региональные линеаменты с азимутами простираений 45° и 53° характеризуются большим количеством примыкающих линеаров. Эти линеаменты представляют собой глубокопогружённые разломы, отражающиеся в структуре кристаллического фундамента. Их заложение происходило в альпийскую складчатость, которая вызвала формирование Аденского залива и Красного моря, а затем и смещение Аравийской платформы к северо-востоку.

1. *El-Etr H.* Proposed terminology of natural linear features // Geol. Assoc. Publ. Utah, 1974. N 53. P. 480—489.
2. *El-Etr H., Moustafa A.* Delineation of the regional lineation pattern of the central western desert of Egypt // Proc. Acad. Sci. Egypt, 1980. Vol. 3. P. 933—953.
3. *Jordan G. et. al* // Intern. J. of Applied Earth Observ. and Geoinform. 7. Elsevier, 2005. P. 163—182.

М. М. Аль-Обайди

Белорусский государственный университет

ЛИТОФАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И БОКСИТОВ (ЗАПАДНЫЙ ИРАК)

Статья посвящена литологической и палеогеографической характеристике образований формации Хуссайниат и формации Нуайфа в Западной пустыне Ирака, где в пределах района Хуссайниат эти образования содержат важные в промышленном отношении залежи железной руды, бокситов и каолинистых глин. Район расположен в 90 км на север от г. Рутба; его площадь около $4\,500\text{ км}^2$. Координаты района — $40^\circ 33'—41^\circ 15'$ в. д. и $32^\circ 47'—33^\circ 37'$ с. ш. (рис.).

В районе залегает толща юрских терригенных и карбонатных отложений. Объект нашего внимания, формация Хуссайниат, наименование которой было введено М. Аль-Мубараком [3] и С. Яссимом [6], имеет байосский возраст [4]. Формация состоит из двух частей (субформаций): нижней, силикокластической (Нижний Хуссайниат) и верхней, карбонатной (Верхний Хуссайниат). Нижняя субформация представляет практический интерес, так как в юго-западной части района содержит залежи железных руд (железорудная толща Хуссайниат), а в центральной и северо-восточной — залежи каолинистых глин (каолинистая толща Дугайм) [2]. Для характеристики структурно-текстурных особенностей пород были исследованы петрографические шлифы и аншлифы образцов различных литотипов, отобранных через каждый метр в девяти разрезах (скважины и обнажения). В результате этих исследований в железорудной толще Хуссайниат были выделены три литофациальных типа железных руд: (1) пизолитово-оолитовые обломочные; (2) конкреционно-нодулярные и (3) глинистые. Железорудные литофации, представленные песчаниками, глинами и алеврито-глинистыми породами (мадстоунами по [1]), вверх по разрезу переходят в обломочные образования, которые характеризуются всё более тонкозернистой структурой снизу вверх.

Железородная толща Хуссайният состоит из нескольких циклов отложений, накапливавшихся в континентальных водных обстановках отдельных поднятий (отмелей) (собственно железородные литофации) и в условиях речной поймы (тонкозернистые отложения).



Рисунок. Местоположение района Хуссайният на западе Ирака (чёрный прямоугольник)

Каолинитовая толща Дугайм состоит из четырех литофаций. Это: (1) песчаники; (2) глины; (3) алевроито-глинистые породы (мадстоуны) и (4) песчанисто-глинистые известняки. Эти литофации обычно образуют циклы, структура пород которых снизу вверх становится более тонкозернистой, что указывает на осадконакопление в водной среде. Общий характер и распределение литофаций свидетельствуют, что седиментация осуществлялась в обстановке меандрирующих рек, которые текли на юго-восток.

В целом, можно говорить о двух типах водных обстановок, в среде которых происходило накопление отложений двух толщ субформации Нижний Хуссайният. Это отдельные отмели и поймы, в пределах которых накапливались образования железородной толщи Хуссайният, и слабо меандрирующие русла, где шла седиментация осадков каолинитовой толщи Дугайм. Оба типа обстановок характеризовались повторяющимися изменениями топографии речной долины. На это указывают, в частности, резкие изменения состава отложений в пределах небольшой площади.

Образования железородной толщи Хуссайният представлены породами, состоящими из железистых оолитов и пизолитов размером с гальку и гравий, вверх по разрезу переходящими в пески, затем в зеленые и красные, а ещё выше — в тёмно-коричневые железистые глины. Преобладающие текстурные особенности — плоскопараллельное напластование с косой слоистостью, поверхности перерывов в осадконакоплении и ходы илоедов. В целом, литологические характеристики железородной толщи Хуссайният свидетельствуют о том, что её отложения накапливались в условиях пойменных, в меньшей степени русловых фаций. Железные руды формировались в процессе осушения поймы и последующей переработки новыми речными потоками, оставившими после себя русловые литофации.

Отложения каолинитовой толщи Дугайм представлены сериями песчаников, глин и алевроито-глинистых пород, причем, глинистые пласты обычно имеют большую мощность, чем пласты песчаников (среднее соотношение песчаников и глин в разрезе 1 : 3). Песчаники представляют собой русловые отложения, а алевролиты и алевроито-глинистые породы — образования, сформировавшиеся за пределами русел. Пласты песчаников залегают на эродированной поверхности и имеют мощность 3—4 м. Размер зерен терригенных пород, средний и крупный (песчаники) в нижних частях седиментационных циклов, сменяется на мелкий и очень мелкий (алевролиты и глины) — в верхних. Песчаникам присуща косая и горизонтальная, довольно толстая слоистость и слои ряби. Более тонкозернистые отложения характеризуются волнисто- и линзовидно-слоистыми текстурами, подчеркиваемыми разной окраской слоёв, содержат корни и другие остатки растений, а также ходы илоедов. Таким образом, разрез характеризуется прогрессивным уменьшением размера зерен и масштабов седиментационных текстур снизу вверх. Общее направление седиментационного потока юго-восточное [5]. В целом, литологические особенности этой толщи указывают на её накопление в условиях извилистой меандрирующей водной системы.

Отложения субформации Нижний Хуссайният накапливались в континентальных условиях в период относительной тектонической стабильности. В дальнейшем эвстатические колебания моря обусловили начало мелководной морской седиментации, в результате чего сформировалась субформация Верхний Хуссайният, представленная карбонатными образованиями.

Что касается формации Нуайфа (позднепалеоценовая), состоящей из аллохтонных отложений глины, песчаника и автохтонных отложений бокситовых руд, то здесь были выделены следующие подразделения основных фаций:

(1) На дне карстовой впадины находятся, как правило, аллохтонные фации. Они характеризуются чередованием песчаников и каолинитовых глин. Песчаник, как правило, залегает на поверхности карстовых формаций Убайд, его мощность от 1 до 5 м.

(2) Автохтонные бокситы каолининовые и кремнево-глинистых литофаций. Текстура этих литофаций пизолитово-оолитовая с низким коэффициентом оолиты/матрица.

(3) Каолининовый боксит залегает выше над предыдущей фацией. Характеризуется пизолитовой и оолитовой текстурой и имеет высокий коэффициент оолитов/матрицы. Выше этой литофации залегают отложения бокситных каолинитов, мощность которых составляет от 1 до 2 м.

(4) Выше перечисленной последовательности залегают отложения верхнего эоцена. Эти отложения состоят в основном из каолинита с гидроксидом Fe. Контакт между бокситами и вышележащими отложениями является ровным с выраженной поверхностью, что указывает на резкое изменение условий осадконакопления от фации болотных бокситов к фации речные песчано-глинистых фаций.

1. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 916 с.
2. Al-Aani T. M. Stratigraphy of the Western Desert of Iraq. Baghdad, 1997. 179 p.
3. Al-Mubarak M. Regional mapping of the southern and Western Desert of Iraq // Iraqi J. of Sci. 1983. Vol. 6. P. 277—282.
4. Hassan K. M. Jurassic mollusca from western Iraq. Hull, 1984. 210 p.
5. Jawad Ali. A. Facies analysis of fluvial of the lower Jurassic Hussaniyat formation, western desert // Iraqi J. of Sci. 1990. Vol. 31. P. 291—327.
6. Jassim S. Z., Karim S., Bad M., Al-Mubarak M. A., Munir J. Stratigraphic sequences of the western desert // Iraqi J. of Sci. 1984. Vol. 9. P. 312—329.

А. Н. Мотузко

Белорусский государственный университет

КОМПЛЕКСЫ ФАУНЫ ИСКОПАЕМЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ

Фаунистические комплексы млекопитающих в плейстоцене на территории Беларуси формировались под влиянием ледниковых и межледниковых процессов. Происходила полная смена фауны в периоды оледенений и межледниковий. Материковые оледенения полностью или частично покрывали территорию Беларуси. В приледниковой и внеледниковой зоне развивались холодные ландшафты перигляциальных тундр, лесотундр, степей и тундростепей. Эти экологические условия способствовали миграции на территорию республики животных открытых пространств. Деграляция ледниковых покровов вызывалась развитием межледниковых процессов — потеплением климата, восстановлением лесных ландшафтов и, как результат, миграцией на территорию Беларуси лесных, лесолуговых видов млекопитающих. Неоднократная смена экологических условий на протяжении плейстоцена вызывала многократное формирование фаунистических комплексов, видовой состав которых изменялся во времени за счёт вымирания и появления новых видов. Это даёт возможность хорошо диагностировать комплексы млекопитающих для разных периодов оледенений и межледниковий.

Наиболее древним комплексом млекопитающих на территории Беларуси является фауна из местонахождения Корчëво [1, 2]. В нижнем слое песчаных отложений были определены следующие виды мелких млекопитающих: *Trogontherium* sp., *Clethrionomys* sp., *Lemmus* sp., *Mimomys intermedius* (Newton), *Microtus* sp., *M. (Stenocranius) hintoni* (Kretzoi), *M. (Pallasiinus) protoeconomus* Rekovets, *M. (Microtus) nivaloides* (F. Major), *M. (Microtus) ex gr. hyperboreus-middendorffi*. Самый большой объём ископаемого материала, несколько тысяч определимых остатков, получен из средней части разреза из прослоев оторфованных супесей. По всей толще ископаемый материал однотипный и в видовом отношении содержит следующие таксоны микромамманий: *Desmana* sp., *Sorex* sp., *Trogontherium* cf. *boisviletti* (Laugel), *Clethrionomys glareolus* Schreber, *Pliomys* sp., *Myopus* vel *Lemmus* sp., *Apodemus (Sylvimus) cf. flavicollis* (Melchior), *Mimomys intermedius* (Newton), *Microtus* sp., *M. (Stenocranius) hintoni* (Kretzoi), *M. (Pallasiinus) protoeconomus* Rekovets, *M. (Microtus) ex gr. hyperboreus-middendorffi*. В верхней супесчанистой части разреза фауна имеет другой облик. В ней присутствовали: *Cricetus* cf. *runtonensis* Newton, *Clethrionomys* sp., *Lemmus* sp., *Dicrostonyx* sp., *Lagurini (Lagurus?)* gen., *Mimomys intermedius* (Newton), *Microtus* sp., *M. (Stenocranius) cf. gregaloides* (Hinton), *M. (Pallasiinus) protoeconomus* Rekovets, *M. (Microtus) nivaloides* (F. Major), *M. (Microtus) ex gr. hyperboreus-middendorffi*.

По своему видовому составу все три фаунистических комплекса отражают межледниковые условия. На раннем этапе развития межледниковья характерной особенностью является преобладание в структуре фауны серых полёвок (*Microtus s.l.*) над корнезубыми (*Mimomys intermedius* (Newton)). Серые полёвки представлены несколькими видами. В отложениях этого времени часто встречаются остатки леммингов (*Lemmus sp.*), в небольшом количестве — рыжие лесные полёвки (*Clethrionomys sp.*) и бобры-трогонтерии (*Trogontherium sp.*). Оптимальная фаза межледниковья характеризуется преобладанием корнезубых полевок (*Mimomys intermedius* (Newton)). Серые полёвки (*Microtus s. l.*) немногочисленны. Преобладают в сборах остатки *Microtus (Pallasiinus) protoeconomus* Rekovets. Доля бобров-трогонтериев (*Trogontherium cf. boisviletti* (Laugel)) и рыжих лесных полёвок (*Clethrionomys glareolus* Schreber) увеличивается. Присутствуют в структуре фауны выхухолы (*Desmana sp.*) и корнезубые полёвки рода *Pliomys*. На позднемежледниковом этапе в составе фауны опять наблюдается уменьшение роли корнезубых полёвок *Mimomys intermedius* (Newton) и преобладание некорнезубых серых полевок (*Microtus s.l.*), среди которых отмечены единичные остатки узкочерепной полёвки (*Microtus (Stenocranius) cf. gregaloides* (Hinton)). Появляются хомяки (*Cricetus cf. runtonensis* Newton), степные пеструшки (*Lagurini (Lagurus?) gen.*), копытные и серые лемминги (*Lemmus sp.*, *Dicrostonyx sp.*). Руководящими видами в фаунах являются *Mimomys intermedius* (Newton), *Clethrionomys glareolus* Schreber, *Pliomys sp.*, *Microtus (Stenocranius) hintoni* (Kretzoi), *M. (Pallasiinus) protoeconomus* Rekovets, *Trogontherium cf. boisviletti* (Laugel). Фауны мелких млекопитающих подобного типа относятся к раннетираспольским фаунам и существовали в период межледниковья в начале среднего плейстоцена.

В разрезах Койтово и Гралево-1 в Витебском районе в песчаных отложениях, перекрывающих морену березинского оледенения собрана небольшая фауна мелких млекопитающих — *Dicrostonyx simplicior* Fejfar, *Lemmus sibiricus* Kerr, *Microtus (St.) gregalis* Pallas, *Microtus (M.) oeconomus* Pallas, *Microtus (M.) arvalinus* Hinton [3]. Фауна отражает холодные условия в период своего существования, а сочетание древних копытных леммингов (*Dicrostonyx simplicior* Fejfar) с вымершими серыми полёвками (*Microtus (M.) arvalinus* Hinton) позволяет довольно уверенно определять относительный её возраст как середина среднего плейстоцена, что отвечает времени березинского оледенения. Вернее всего, речь идёт о заключительной стадии оледенения, когда ледник был за пределами территории Беларуси.

Днепровской стадии припятского оледенения отвечает фауна млекопитающих из местонахождения Микашевичи [4]. В её состав входили — хазарский степной слон (*Mammuthus chosaricus* Dubrovo), шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatis* Blumenbach), длиннорогий бизон (*Bison priscus priscus* Bojanus), дикая лошадь (*Equus caballus latipes* V.Gromova), северный олень (*Rangifer tarandus* L.), большой пещерный медведь (*Ursus (Speleartcos) spelaeus* Rosenmuller et Heinroth), мелкий волк (*Canis lupus* L.). Присутствие в составе фауны *Mammuthus chosaricus* Dubrovo позволяет возраст фауны и отложений, в которых она была обнаружена, определять временем существования на территории республики ледника днепровской стадии припятского оледенения.

Фауна позднесожского времени припятского оледенения известна из разрезов Александрия, Жукевичи, Кобеляки [5]. В её состав входили — *Sorex araneus* L., *Sorex cf. tundrensis* Merriam, *Ochotona cf. pusilla* Pall., *Arvicola chosaricus* Alexandrova, *Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx simplicior* Fejfar, *Microtus sp.*, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall., *Microtus (Pallasiinus) oeconomus* Pall., *Mammuthus sp.*, *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) раннего типа; *Bison sp.*. Фауна отражает тундростепные условия. Сочетание в составе фауны *Arvicola chosaricus* Alexandrova, *Dicrostonyx simplicior* Fejfar, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. и *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) раннего типа позволяет датировать и фауну и отложения, в которых была найдена фауна подобного типа, заключительными стадиями развития среднеплейстоценового припятского оледенения.

Муравинская межледниковая фауна млекопитающих известна из разрезов Тимошковици и Борисова гора [1]. Ранние этапы формирования межледниковой фауны охарактеризована видами из местонахождения Борисова гора. В её состав входили — *Erinaceus sp.*, *Talpa cf. europaea* L., *Sorex araneus* L., *S. caecutiens* Laxm., *S. minutus* L., *S. isodon* Turov, *Sorex sp.*, *Neomys fodiens* Pen., *Ochotona pusilla* Pall., *Sciurus vulgaris* L., *Glis sp.*, *Mus musculus* L., *Apodemus (Apodemus) agrarius* Pall., *A. (Sylvimus) sylvaticus* L., *A. (Sylvimus) flavicollis* Melch., *Cricetus cricetus* L., *Clethrionomys glareolus* Schreb., *Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx sp.*, *Arvicola aff. terrestris* L., *Microtus sp.*, *M. (Pitymys) subterraneus* Sel.-Long., *M. arvalis* Pall., *Clethrionomys glareolus* Schreb., Pall., *M. agrestis* L., *M. oeconomus* Pall., *Vulpes vulpes* L., *Ursus sp.*, *Sus sp.*, *Cervidae gen.* [8]. Фауна оптимальной стадии межледниковья выявлена в местонахождении Тимошковици — *Insectivora gen.*, *Sorex sp.*, *Desmana moschata* L., *Glis sp.*, *Myopus vel Lemmus sp.*, *Clethrionomys glareolus* Schreb., *Arvicola aff. terrestris* L., *Microtus sp.*, *M. agrestis* L. [9]. Муравинская фауна млекопитающих имела лесной облик. В её структуре доминировали — *Clethrionomys glareolus*

Schreber, *Arvicola terrestris* (L.), *Microtus* (T.) *subterraneus* Sel.-Long., *Apodemus flavicollis* (Melchior). В 2006 г. в районе г. Минска впервые на территории Беларуси в муравинских отложениях были обнаружены остатки лесного слона — *Palaeoaxodon antiquus* (Falconer et Cautley) [6].

Ископаемые фауны поозёрского времени на территории республики известны из северных районов Беларуси и связаны с отложениями усвячской и чижовской аллювиальных свит в долине Зап. Двины и Днепра, а также с отложениями в долинах Немана и Припяти (местонахождения: Пашино, Селище, Чижовка, Шапурово, Дричалуки, Гожа, Юровичи, Бердыж). На ранне- и позднеледниковых этапах развития поозёрского оледенения для территории Беларуси был характерен перигляциальный тип ландшафтов, объединявший представителей приледниковых фаун, существовавших на обширных, в основном открытых пространствах, и содержащих виды, обитающие ныне в субарктике, степи и лесной зоне. Некоторые исследователи называют их дисгармоничными, вследствие совместного обитания ассоциаций животных, населяющих ныне различные природные зоны Аркто-бореальную группу животных составляли представители так называемого «мамонтового комплекса», типичными животными которого являлись мамонт, шерстистый носорог, пещерный медведь, северный олень. Сюда же входили и хищные межзональные виды: *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* L., *Alopax lagurus* L., *Ursus ex. gr. arctos* L., *Putorius* sp., *Gulo gulo* L., а также копытные: *Celodonta antiquitatis* Blumenbach; *Equus caballus latipes* Gromova; *Bison priscus* Bojanus и др. Группа мелких млекопитающих была представлена различными в эволюционном отношении формами копытного и сибирского леммингов (*Dicrostonyx cf. torquatus* Pallas, *Lemmus sibiricus* Kerr.), узко-черепной полевкой (*M. (Stenocranius) gregalis* Pall.), полёвками из группы hyperboreus-middendorffi, а также интразональными околотовными видами из группы *Arvicola terrestris* (L.), разными эволюционными формами серых полевков (линии: *M. oeconomus* Pall., *M. agrestis* L., *M. arvalis* L.). Отдельные лесные бореальные виды: *Clethrionomys glareolus* Schreb. и представители рода *Sorex* sp. присутствовали во время интерстадиальных потеплений. Особую группу среди перигляциальных биоценозов составляли степные и полупустынные виды животных, современный ареал которых находится южнее Беларуси — *Lagurus lagurus* Pall., *Citellus* sp., *Ochotona* sp. и др. [7].

1. Motuzko A. N., Ivanov D., Nadachowski A. Middle and Late Pleistocene small mammals assemblages of the Russian plain: faunal succession and biostratigraphy // 18th Intern. Senckenberg Conf. Vol., Weimar. 2004. P. 188—189.
2. Санько А. Ф., Великевич Ф. Ю., Рылова Т. Б. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 146—156.
3. Еловичева Я. К., Мотузко А. Н., Иванов Д. Л. Эволюция природной среды территории Беларуси в плейстоцене и голоцене по данным опорных разрезов // Вестн. БГУ, серия 2. 2009. № 1. С. 88—99.
4. Мотузко А. Н., Ковшик Л. П., Грицкевич Г. М. и др. Палеонтологические материалы во внеклассной работе в школах г. Микашевичи // Краеведение в учебно-воспитательном процессе школ и вузов: Матер. II Республик. науч.-практ. конф., посвящ. 85-летию со дня рожд. проф. М. В. Омелянчука. Брест, 29—30 апр. 2009 г. Брест: Альтернатива, 2009. С. 59—60.
5. Мотузко А. Н. Фауна млекопитающих позднесоожского времени на территории Беларуси // Пробл. середньоплейстоценового інтергляціалу: Матер. XIV українсько-польського семінару, Луцьк, 12—16 вересня 2007 р. Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. С. 163—182.
6. Motuzko A. The skeleton of *Palaeoaxodon antiquus* from Eemian sediments from Belarus // Quaternary international, 17th Intern. Congr. of the Union of Quarter. Res. (INQUA), 28 July—3 Aug. 2007. Cairns, Australia: Cairns Convention Centre, 2007. Vol. 167—168. P. 291.
7. Надаховский А., Мотузко А. Н., Иванов Д. Л. Стратиграфия четвертичных отложений Беларуси, Польши и соседних территорий на основании изучения мелких млекопитающих // Стратиграфия и палеонтология геол. формаций Беларуси. Минск: Изд-во ИГН АН РБ, 2003. С. 217—224.
8. Санько А. Ф., Мотузко А. Н. Моллюски и млекопитающие из известковых туфов Борисовой Горы на Западной Двине // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35, № 11. С. 1004—1008.
9. Мотузко А. Н. Возможности использования фауны мелких млекопитающих для стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений // Четвертич. период. Палеонтология и археология. Кишинёв: Штинца, 1989. С. 44—52.

ИЗУЧЕНИЕ АЛМАЗОПЕРСПЕКТИВНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СОЖСКОГО УЧАСТКА ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЁМОК

Многочисленными исследованиями установлено, что материалы аэрокосмических съёмок (МАКС) несут информацию, которая раньше не учитывалась при геологических исследованиях, но отражает важные черты строения земной коры. К этой информации относятся разрывные нарушения различного порядка, играющие важнейшую роль в формировании мозаично-блоковой структуры земной коры, кольцевые и дуговые структурные элементы разного размера и генезиса.

Выявление и картографирование трещинно-разрывной сети, участков аномально высоких значений поля мегатрещиноватости, узлов пересечения крупных тектонических нарушений как участков повышенной проницаемости горных пород и путей внедрения кимберлитовой магмы, обнаружение кольцевых структур — основные объекты дешифрирования материалов аэро- и космических съёмок при изучении алмазоперспективности территории по данным дешифрирования МАКС [2].

Проводимые исследования базируются на комплексном изучении разномасштабных и разновременных материалов аэро- и космических съёмок и существующей геолого-геофизической информации с целью выявления поисковых особенностей структурно-тектонического строения исследуемой территории и выделения аэрокосмоструктур, связанных с предполагаемыми проявлениями кимберлитового магматизма, как основного поискового критерия выявления участков, благоприятных для обнаружения алмазов.

По мнению большинства исследователей, наиболее перспективной в алмазопроисловом отношении является юго-восточная часть Беларуси, в том числе полоса Брагинско-Лоевских активизированных девонских разломов в пределах Брагинского гранулитового массива. В ходе наших исследований на этой территории был выделен Сожский участок, как наиболее перспективный в алмазопроисловом отношении.

Сожский участок расположен в междуречье р. Сож и р. Беседь, между г. Чечерск и г. Ветка. С запада он ограничен долиной р. Сож, с востока — государственной границей, с севера — по широте г. Чечерск, а с юга — по широте г. Ветка. Почти в центре участка находится п. Светиловичи. Площадь территории составляет приблизительно 2 007 км². В административно-территориальном отношении это Ветковский и Чечерский р-ны Гомельской обл.

В тектоническом отношении данный участок почти полностью находится в пределах Воронежской антеклизы. На данной территории Суражский суперрегиональный разлом разделяет её на Суражский погребенный выступ и Клиновский грабен. Также здесь проходят несколько региональных разломов, не проникающих в чехол. Поверхность фундамента погружается в южном и юго-западном направлении от —0,4 до —0,7 км [1, 3].

В ходе работ нами было проведено детальное структурное дешифрирование МАКС на данный участок, с последующей обработкой данных, их генерализацией, выделением наиболее важных линеаментов и кольцевых структур, предположительно имеющих поисково-прогнозное значение. Результаты дешифрирования легли в основу построения Схемы расположения аэрокосмоструктур возможного проявления кимберлитового магматизма на Сожском участке (рис.).

На данной схеме отображены структурные элементы, выявленные по результатам дешифрирования МАКС. По космическим материалам выделены линейные (трещинные) структуры, мегатрещины и линеаменты, отождествляемые с разрывными нарушениями: локальные и региональные; кольцевые структуры различного генезиса; предполагаемые тектонические зоны повышенной проницаемости пород. По аэрофотоматериалам — линейные (трещинные) структуры, отождествляемые с разрывными нарушениями и кольцевые структуры различного генезиса.

Также для сопоставления на карте приведены структурные элементы, выявленные по геолого-геофизическим данным. Это разломы: суперрегиональные, региональные и локальные; перспективные геофизические участки: выявленные по результатам переинтерпретации геофизических данных и завершенные бурением; магнитные аномалии.

Условные обозначения

Структурные элементы, выявленные по результатам дешифрования МАКС

По космическим материалам

Линейные (трещинные) структуры

— региональные

— локальные

Кольцевые структуры



По аэрофотоматериалам

— Линейные (трещинные) структуры

Кольцевые структуры

Структурные элементы, выявленные по геолого-геофизическим данным

Разломы

—+— суперрегиональные

— региональные

—— локальные

ПГУ(перспективные геофизические участки)

! по результатам переинтерпретации

А заверенные бурением

(Магнитные аномалии

Участки, включающие аэрокосмоструктуры
возможного проявления кимберлитового магматизма

Граница Сожского участка

! Населенные пункты

Реки



Рисунок. Схема расположения аэрокосмоструктур возможного проявления кимберлитового магматизма на Сожском участке

Как видно из прилагаемой схемы, территорию исследований пересекают две крупные тектонические зоны юго-западного и запад-юго-западного простирания, шириной 24—25 км и 18—25 км соответственно. Эти обширные тектонические структуры, пересекая друг друга, образуют крупный тектонический блок повышенной проницаемости пород. Именно здесь чётко дешифрируется скопление кольцевых структур диаметром от 0,15—0,40 км до 13,5—21,5 км и секущих их разрывных нарушений, что чётко находит своё отражение в рельефе местности в виде спрямленных, овальных, дугообразных элементов речной сети. Особенно чётко это наблюдается в прямолинейном и овальном расположении днища долины р. Сож.

На схеме обозначены участки, в пределах которых располагаются аэро- и космоструктуры возможного проявления кимберлитового магматизма в виде линейных и кольцевых структур, выявленных по результатам дешифрирования МАКС.

Также учитываются разломы, определённые по геолого-геофизическим данным и перспективные геофизические участки. Особое внимание уделено магнитным аномалиям, приуроченным к большинству оконтуренных участков. Совокупность множества поисково-прогнозных критериев и признаков обусловило выделение участков, включающих аэрокосмоструктуры возможного проявления кимберлитового магматизма на Сожском участке.

Таким образом, по результатам комплексного анализа данных дешифрирования МАКС, имеющихся геолого-геофизических данных, а также теоретических и практических предпосылок ряда зарубежных и белорусских исследователей, на рассматриваемой территории было выделено 17 участков, включающих аэрокосмоструктуры возможного проявления кимберлитового магматизма.

1. Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
2. *Святогор А. А.* Проведение интерпретации материалов дистанционного зондирования Полоцко-Нарочанской площади в помощь поисковым работам на алмазы. Отчёт по объекту 565/1998. Минск: БелНИГРИ. 2004.
3. Тектоническая карта Белоруссии масштаба 1 : 100 000 / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, 1976.

В. Н. Губин

Белорусский государственный университет

ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Качественно новый этап регионального изучения земных недр и дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы Республики Беларусь предусматривает обновление существующих геологических карт масштаба 1 : 200 000 и проведение геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) с общими поисками, в первую очередь в пределах перспективных на нахождение месторождений полезных ископаемых площадей. При общих поисках, выполняемых в составе геолого-съёмочных работ в области древне-материкового оледенения, особое внимание должно уделяться поисковым гляциотектоническим критериям, которые прямо или косвенно указывают на возможность обнаружения различных полезных ископаемых. Рассматриваемая группа геологических критериев имеет важнейшее значение при поисках месторождений минерального строительного сырья в отложениях квартера. Анализ гляциотектонических критериев совместно с другими поисковыми признаками информативен в связи с изучением разломов и локальных структур, контролирующих распределение залежей углеводородов в перспективных в нефтегазоносном отношении регионах.

Теоретико-методологические основы гляциотектоники разработаны в 80-х гг. XX века ведущим белорусским учёным профессором Эрнстом Аркадьевичем Левковым — создателем отечественной научной школы в области новейшей тектоники и геодинамики. В своей многогранной геологической деятельности он уделял пристальное внимание важнейшему направлению гляциотектоники как отрасли геологии — изучению гляциодинамических деформаций в приповерхностной части земной коры, вызванных развитием плейстоценовых ледниковых покровов [1]. При этом в сфере научных интересов ученого особое место занимала разработка на основе собственных многолетних полевых исследований поиско-

вых гляциотектонических критериев, которые впоследствии нашли практическую реализацию в ходе геологических съемок на территории Беларуси. И сегодня ученики Э. А. Левкова продолжают развивать гляциотектонические идеи, сформулированные этим выдающимся учёным и находить их приложение в различных сферах геологии.

Гляциодинамическая структура Белорусского региона и её изменения в процессе деградации плейстоценовых оледенений отразились на земной поверхности в размещении комплексов форм ледниковой экзарации и аккумуляции. Заметное воздействие на распределение ледниковых покровов и интенсивность гляциоморфогенеза оказали новейшие тектонические процессы. Отмечается связь активных в плейстоцене структур платформенного чехла и кристаллического фундамента с особенностями древнеледниковой морфоскульптуры. При выполнении гляциотектонических реконструкций высокой геоинформативностью отличаются космогеологические методы. Путём анализа космических снимков (КС) и геолого-геоморфологических данных устанавливаются особенности пространственного распределения краевых ледниковых комплексов, гляциодислокаций и проявлений гляциоизостазии, а также выясняется роль новейшей тектоники в развитии ледниковых покровов и гляциоморфогенезе.

Среди гляциотектонических структур наиболее отчётливое выражение на КС имеют гляциодислокации складчато-чешуйчатого типа, представляющие собой закономерно построенные комплексы, сформированные под воздействием вертикальной и горизонтальной составляющих движущегося льда [1]. Такие структуры составляют большинство возвышенностей Беларуси и морфологически лучше всего выражены в краевой ледниковой зоне. На земной поверхности подобные гляциодислокации обнаруживаются в виде дугообразных форм рельефа различных размеров, что позволяет надежно фиксировать их по параллельно-полосчатому рисунку космического фотоизображения. Благодаря многоступенчатой генерализации КС достигается возможность дистанционного изучения складчато-чешуйчатых сооружений различных уровней пространственной организации: элементарных, локальных и региональных ледниковых форм.

При поисках песчано-гравийных месторождений обращается внимание на изучение и картографирование по материалам космических съёмок высокого разрешения элементарных комплексов напорных образований, сформированных в результате экзарационно-аккумулятивной деятельности одного ледникового языка. Довольно подробно описанные Э. А. Левковым такие объекты гляциотектонической природы представляют собой скибовые сооружения, образованные системами складок и чешуй (скиб), сопряженных по надвиговым плоскостям [1]. Скибовые сооружения обычно проявляются на земной поверхности в виде параллельно-грядового рельефа. Гряды вытянуты по простиранию на расстояние от нескольких сотен метров до 1—3 км. Их ширина около 100—350 м, высота до 10—15 м. Склоны гряд более пологие (до 10—20°) во внутренней (проксимальной) части и на 3—5° круче с дистальной стороны. Такие формы как бы нанизаны на осевые ледниковые ложбины, которые имеют длину от первых сотен метров до 30—50 км и ширину от нескольких десятков метров до 5—8 км. С дистальной стороны напорные образования примыкают к поперечным ледниковым ложбинам. Ориентировка переуглублений гляцигенного генезиса соответствует направлению движения ледяных масс.

При составлении геологических карт четвертичных отложений в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000 важно отразить в содержании этих моделей особенности пространственного распределения напорных ледниковых форм и в дальнейшем акцентировать на них внимание при поисках песчано-гравийных месторождений и других видов минерального строительного сырья. Отличительной чертой напорных образований, представляющих поисковый интерес в связи с нахождением в их пределах песчано-гравийного материала, является их дугообразная форма в плане и приуроченность к системам ледниковых ложбин. Внутренняя структура конечноморенных гряд прослеживается на КС детального уровня генерализации благодаря проявлению в ландшафте фрагментов погружающихся скиб-чешуй и гребней скиб-складок [2]. С площадями распространения скибовых сооружений обычно совпадают поля развития ледниковых отторженцев. Их дешифрирование возможно в том случае, если пластины перемещенных образований выступают над кровлей моренного горизонта и выходят на земную поверхность. По периферии напорных образований на КС высокого разрешения удастся различить крупные валуны, ориентировка длинной оси которых обычно совпадает с направлением движения ледникового языка, подчеркивая напорный характер его внешних дуг.

На КС диагностируются инъективные формы, или гляциодиапиры, образованные разного рода внедрениями материала одних слоёв ледникового субстрата в пространство других. Уверенно дешифрируются крупные диапиры, получившие прямое отображение в рельефе. Обычно они выражены в виде хол-

мов, гряд и других возвышений относительной высотой до 30—80 м и протяжённостью до нескольких километров.

Путём космогеологических построений устанавливаются региональные закономерности пространственной организации гляциотектонических структур, на которые необходимо обращать внимание в процессе геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 (1 : 100 000) и составлении карт прогнозно-минерагенического содержания. На КС довольно отчётливо видно, что элементарные комплексы краевых образований выстраиваются в виде дуг шириной 1—5 км и протяжённостью от нескольких до 60—80 км. В осевых частях и на крыльях дуг нередко наблюдаются разрывы, разбивая такие сооружения на отдельные сегменты. Дешифрируемые на КС дуговидные цепи конечных морен образуют языковые комплексы шириной внешних дуг около 15—30 км. В свою очередь, сближенные гирлянды формируют более массивные краевые пояса (Ошмянско-Минский, Гродненско-Новогрудский и др.), различимые в основном на региональных КС. Следует отметить, что в отличие от традиционных гляциотектонических построений, основанных, главным образом, на результатах полевых геологических исследований, космогеологические методы позволяют сделать выводы относительно пространственного распределения, условий локализации и морфолитогенных параметров складчатых форм гляцигенного генезиса от частного к общему, что представляет интерес с позиций познания региональной гляциотектоники.

Гляциотектонические критерии информативны при поисках мергельно-меловых залежей на площадях, подвергшихся значительному гляцигенному воздействию. По данным Э. А. Левкова [1], такие месторождения в западной и центральной частях Беларуси имеют длину до 1—3,5 км, ширину — от нескольких десятков до 200—400 м и мощность до 40—60 м. Вскрышные породы представляют собой разнообразные четвертичные или находящиеся во вторичном залегании палеоген-неогеновые отложения мощностью от первых дециметров до 15—25 м. Для обнаружения подобных мергельно-меловых залежей следует учитывать особенности локализации гляциодислокаций на участках положительных структурных форм кристаллического фундамента и платформенного чехла, в приразломных зонах. Среди поисковых гляциотектонических критериев можно выделить фрагменты ледниковых ложбин, скибовые формы и отторженцы, достаточно отчётливо проявляющиеся в рельефе и на КС. Ведущее поисковое значение имеют складчато-чешуйчатые дислокации с крупными запасами мергельно-меловых пород. Подобные залежи выявлены у Волковыска, Порозово, Мира, Берёзы и на других территориях.

В ходе гляциотектонических реконструкций на основе космогеологических методов выяснены закономерности строения Недведской гляциодислокации (Климовичский р-н Могилёвской обл.), где верхне-меловые и палеоген-четвертичные аккумуляции представлены системой параллельных складок-скиб на участке площадью порядка 60 км². Элементарные складчато-чешуйчатые образования группируются в гляциотектонические дуги протяжённостью до 15—30 км, которые уверенно дешифрируются на КС в районе Краснополя, на территории между Климовичами и Костюковичами. Нашли отражение в современном рельефе и на снимках из космоса ледниковые отторженцы вблизи Кричева, Славгорода и Бобруйска. Самый крупный из них, обнаруженный вблизи Кричева имеет длину около 1,5 км при ширине от 50 до 250 м [1]. Гигантская глыба представлена доломитизированными известняками и пластичными моренными глинами. Она залегает в приповерхностной части четвертичных отложений (мощность вскрышных пород до 2—3 м) и на земной поверхности проявляется серией пологих холмов высотой около 5 м. Подобные округлые формы рельефа (высота 5—12 м) с высыпками доломитовой щебенки либо покрытые маломощным чехлом флювиогляциальных песков и супесей, располагаются над отторженцами девонских пород, выявленными в Хотимском р-не Могилёвской обл.

В Припятской нефтегазонасной области космогеологический анализ гляциотектонических критериев в комплексе с геолого-геофизическими данными позволяет выявить системы дизъюнктивных дислокаций — от трещин до глубинных разломов, которые создают блоковый характер строения платформенного чехла и влияют на формирование высокопродуктивных трещинных коллекторов. Среди широкой группы индикаторов активных разломов на КС особую роль играют гляцигенные дислокации верхней части платформенного чехла складчато-чешуйчатого типа и ледниковые ложбины. Поскольку динамика плейстоценовых ледников контролировалась неотектоническим структурным планом, такие гляциодислокации сконцентрировались в пределах разломов Припятского палеорифта, испытавших позднеолигоцен-четвертичную активизацию. Складчато-чешуйчатые дислокации уверенно дешифрируются на КС в том случае если деформированные горные породы кембрий-четвертичного возраста выходят на земную поверхность или перекрыты покровными образованиями малой мощности.

Индикаторами проявлений разрывных нарушений служат также ложбины ледникового выпахивания и размыва, представляющие собой системы полупогребенных отрицательных форм дочетвертичного рельефа, или «мегаложбины», фиксирующиеся на КС. Геоиндикационная роль ледниковых ложбин заключается в их локализации вдоль линий дизъюнктивных структур, активизирующихся на неотектоническом этапе. Подобный парагенез установлен в пределах Припятского палеорифта, где направление ряда ложбин ледникового выпахивания и размыва контролируется пространственным распределением систем активных разломов. Погребенные ложбины гляцигенного генезиса дешифрируются в том случае, если они наследуются современной гидросетью либо проявляются в особенностях развития древнего термокарста, суффозии, заболачивания и иных экзогенных геологических процессов.

Устанавливаемые по комплексу космических и геолого-геофизических данных системы разломов являются важнейшим элементом структуры Припятского нефтегазоносного бассейна. На основе дешифрирования КС разных уровней оптической генерализации (региональный, локальный, детальный) выявляется иерархическая совокупность разломных структур и оценивается их активность на новейшем этапе геологической истории. Анализ КС при нефтепоисковых работах в комплексе с геолого-геофизическими методами позволяет уточнить пространственное распределение разломов разного порядка, выделить блоковые структуры в подсолевом нефтеносном комплексе девонских отложений, различающиеся по амплитуде и направлению позднеолигоцен-четвертичных движений, а также наметить зоны повышенной трещиноватости платформенного чехла, с которыми связано улучшение коллекторских свойств продуктивных горизонтов.

При оценке перспектив нефтеносности Припятского палеорифта следует учитывать особенности проявлений динамики плейстоценовых ледниковых покровов. В. И. Астаховым [3], Е. Н. Былинским [4] и др. высказано мнение о том, что региональные оледенения и связанные с ними зоны гидратообразования существенно воздействовали на ход процессов миграции и аккумуляции углеводородов. Ледниковые нагрузки приводили к отжатию флюидов из глинистых и других пород и перемещению пластовых вод, нефти и газов в проницаемых толщах в направлении движения ледников. В Центральноевропейском нефтегазоносном бассейне большинство выявленных к настоящему времени крупнейших месторождений нефти (в области Северного моря — Статфьорд, Брент, Найниан и др.) расположены в пределах осевой зоны валообразного гляциоизостатического поднятия, существовавшего 18—12,5 тыс. лет назад. Менее крупные нефтяные залежи концентрируются в подобных зонах вдоль рек Нейсе, Одра и Варта, а также в Люблинско-Львовской области. На территории Припятского палеорифта гляцигенные процессы возможно оказали заметное влияние на формирование известных залежей нефти к периферийным зонам наревского, березинского и сожского ледниковых покровов в пределах Северной тектонической зоны.

Приуроченность нефтяных залежей к периферии плейстоценовых оледенений и осевым зонам валообразных гляциоизостатических поднятий свидетельствуют о перспективной нефтеносности этих территорий. Методами космического зондирования достаточно уверенно устанавливается пространственно-временная структура древнеледниковых покровов, что позволяет использовать гляциодинамические критерии при прогнозировании залежей нефти. Однако, если краевые ледниковые комплексы, получившие прямое отражение в рельефе современной поверхности, дешифрируются в той или иной степени однозначно, то обнаружение по КС проявлений гляциоизостазии, вызванных нагрузкой значительных масс льда, крайне проблематично. Для установления подобных поднятий земной поверхности в нефтепоисковых целях важную роль играют гляциотектонические реконструкции эволюции плейстоценовых оледенений [3, 4].

Изложенные выше некоторые актуальные проблемы анализа гляциотектонических поисковых критериев несомненно требуют дальнейшего всестороннего изучения и практической реализации при организации и проведении геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) с общими поисками в пределах перспективных в прогнозно-минерагеническом отношении площадей. Рассматриваемая группа геологических критериев совместно с другими поисковыми признаками наиболее информативна при выявлении песчано-гравийных месторождений, мергельно-меловых пород и других видов минерального сырья в отложениях квартала. Проявления гляциотектонических процессов следует учитывать при космогеологических исследованиях Припятского нефтегазоносного бассейна в связи с изучением разломов и локальных структур, контролирующих распределение залежей углеводородов.

1. Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
2. Губин В. Н., Левков Э. А. О геологической природе параллельно-полосчатого рисунка аэрокосмического фотозображения областей древнематерикового оледенения // Исслед. Земли из космоса. 1983. № 6. С. 60—65.
3. Астахов В. И. Гляциотектоника Западной Сибири в связи с проблемами нефтяной геологии // Геоморфология. 1986. № 3. С. 56—63.
4. Былинский Е. Н. Валообразные гляциоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // Геоморфология. 1990. № 4. С. 3—13.

А. К. Карабанов¹, Г. И. Илькевич², В. В. Бадяй¹

¹ Институт природопользования НАН Беларуси

² РУП «Белгео»

О НОВОЙ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ г. МИНСКА

В 2005—2008 гг. специалистами Института природопользования НАН Беларуси, РУП «Белгео», Гидрогеологической экспедиции РУП «Белгеология» и БелНИГРИ Минприроды с использованием материалов УП «Геосервис» Минстройархитектуры были построены авторские оригиналы инженерно-геологической карты (ИГК) масштаба 1 : 50 000, а также карта дочетвертичных отложений и геоморфологическая карта масштаба 1 : 100 000 территории г. Минска и его окрестностей.

Основу инженерно-геологической карты составляют данные об условиях залегания и площади распространения рельефообразующих и приповерхностных горизонтов четвертичных отложений, поскольку глубина сферы взаимодействия большинства зданий и сооружений с геологической средой находится преимущественно до 25—30 м от поверхности земли.

Кристаллический фундамент в пределах рассматриваемой территории залегает на глубине 422,0—550,0 м. Максимальная вскрытая мощность пород фундамента — около 34,0 м. Фундамент представлен метаморфитами дитвинской толщи щучинской серии архея (гранит-биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами) и ооловской серии нижнего протерозоя (биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами) в пределах Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны. Метаморфиты прорваны интрузивными телами голеновского комплекса (чарнокитоиды) архея и мостовского комплекса (биотитовые граниты) нижнего протерозоя.

Осадочная толща, мощность которой достигает 550 м, представлена оршанской свитой рифея (песчаники), гирской (глины, алевриты, песчаники), ратайчицкой (туфогенные песчаники и алевриты), лиозненской (аледриты, песчаники, глины), редкинской (песчаники, алевриты, глины, гравелиты) и котлинской (песчаники, алевриты) свитами венда верхнего протерозоя; витебским (мергели, доломиты), адровским (доломиты, песчаники), наровским (мергели, доломиты, глины) и полоцким (глины, алевриты) горизонтами девонской системы; альбским (глауконит-кварцевые пески), сеноманским (глауконит-кварцевые пески с желваками фосфоритов, мелоподобный мергель), туронским (мелоподобный мергель) ярусами меловой системы и отложениями четвертичной системы.

В тектоническом плане регион приурочен к Белорусской антеклизе [1]. На сложившиеся инженерно-геологические условия района главное влияние оказало формирование наиболее молодого структурного комплекса платформенного чехла: верхнетриасово-антропогенового. В составе данного структурного комплекса объединены альбский, сеноманский ярусы, нижний подъярус туронского яруса мела и четвертичные образования. Мощность комплекса меняется в пределах 144,0—250,0 м, в его составе выделяются верхнетриасово-миоценовый и плиоцен-антропогеновый структурные этажи, а в последнем — обломочно-терригенная ледниковая формация.

По геолого-геохимическим данным на территории г. Минска выделено две геодинамически активных зоны повышенной проницаемости (трещиноватости) земной коры. Одна из них имеет северо-западную ориентировку и простирается вдоль р. Свислочь. Вторая зона совпадает с Минским разломом северо-восточной ориентировки. Для названных зон характерно повышенное содержание радона в почвенном воздухе.

Четвертичные отложения (мощность около 134,0—230,0 м) в г. Минске и его окрестностях представлены мелко- и разноразмерными песками, песчано-гравийным материалом, моренными супесями, суг-

линками, с незначительными объёмами торфа, гиттий, сапропелей и мергелей, глин. Здесь же широко распространены техногенные образования (выемки, насыпи и т. п.).

На исследованной территории выделены отложения брестского, наревского, беловежского, березинского, александровского, припятского, муравинского и поозёрского горизонтов плейстоцена и голоцен [2].

Главные особенности рельефа территории определяются её положением в пределах Минской возвышенности. Основной этап формирования рельефа связан с деградацией ледникового покрова ошмянской стадии сожского оледенения. Согласно гляциодинамическим реконструкциям здесь выделены Дзержинский, Каменногорский, Загорский угловые массивы и Заславская, Свислочская гляциодепрессии. В дальнейшем некоторое преобразование рельефа протекало в перигляциальных условиях поозёрского оледенения и в голоцене. Значительная часть территории подверглась техногенному преобразованию. Наиболее широкое распространение в пределах территории имеют техногенные поверхности. Это площадки промышленного и гражданского строительства, зоны железных, шоссежных дорог, метро, канализации, водопроводов, газопроводов, электрокабельной связи, днища водохранилищ, каналы, спрямлённые и преобразованные русла рек. Участки техногенного рельефа имеют разные размеры, глубина техногенной переработки достигает 9,0 м.

В пределах изученной территории развиты карьеры и отвалы. Наиболее крупные карьеры находятся южнее г. Заславля, у д. Ратомки, в южной части г. Минска, у д. Богатырёво. Техногенному воздействию подвергнуты поверхности биогенной аккумуляции.

В соответствии с гидрогеологическим районированием характеризующаяся территория расположена в зоне Белорусского гидрогеологического района. По характеру и интенсивности процессов водообмена, особенностям химического состава и минерализации подземных вод, в вертикальном разрезе структур выделяются две гидродинамические зоны и связанные с ними гидрохимические зоны. Зона интенсивного водообмена мощностью до 370 м охватывает четвертичные, неогеновые, палеогеновые, меловые, девонские отложения, а в пределах Белорусского массива, и отложения верхних частей разреза венда и рифея, и содержит пресные воды гидрокарбонатного кальциевого и магниевых-кальциевого типа с минерализацией до 1 г/дм³.

Здесь водоносные горизонты и комплексы гидравлически связаны, что подтверждается близким положением пьезометрических уровней и уровня грунтовых вод, сходством их химического состава и минерализации вод, а также связью режима с климатическими и гидрогеологическими факторами. Всё же эта связь несколько затруднена из-за наличия в четвертичной толще слабопроницаемых ледниковых, озёрных и озёрно-ледниковых отложений, а в девоне — пачек и прослоев мергелей и глин. Вследствие этого, колебания уровня в более глубоких водоносных горизонтах затухают по амплитуде, сглажены и сдвинуты во времени.

Ниже залегает зона замедленного водообмена, приуроченная к отложениям волынской и вильчанской серий венда, верхнего и среднего рифея, верхнего протерозоя. В ней содержатся в основном хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 27,2 г/дм³. Границей раздела между зонами в пределах территории является пачка алевролитово-глинистых пород, залегающих в подошве редкинских горизонтов валдайской серии и в кровле лиозненской свиты.

Питание первых от поверхности водоносных горизонтов и комплексов зоны интенсивного водообмена осуществляется на водоразделах по всей территории, в основном за счёт инфильтрации атмосферных осадков, нижележащих — за счёт вертикальных перетоков. Разгрузка первых от поверхности водоносных горизонтов осуществляется за счёт дренирования их речными долинами, а нижележащих — также, за счёт вертикальных перетоков. Региональные области питания горизонтов и комплексов находятся северо-западнее характеризующейся территории и в её юго-западной части (сводная часть Белорусского массива), где они залегают ближе всего к дневной поверхности. Пьезометрическая поверхность неглубоко залегающих вод в более сглаженном виде повторяет гипсометрию земной поверхности, а в нижележащих — имеют уклон в сторону Оршанской впадины, здесь же происходит их разгрузка.

В пределах характеризующейся территории в толще осадочных пород и трещиноватой зоне кристаллического фундамента выделяется 23 водоносных горизонта и комплекса. Ниже приводится характеристика наиболее распространенных из них, играющих наиболее важную роль в формировании грунтовых безнапорных вод, первых от поверхности водоносных комплексов и комплексов, являющихся основными водоносными горизонтами для организации хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Минска и его окрестностей.

Инженерно-геологические особенности территории определяются, прежде всего, её расположением в зоне краевых ледниковых образований. Основными особенностями региона являются следующие:

— сплошной покров четвертичных отложений, с мощностью которого (около 130,0—230,0 м) не сопоставима глубина сферы взаимодействия большинства зданий и сооружений (преимущественно около 15—30 м от поверхности земли);

— большое разнообразие генетических типов и фаций отложений, видов и разновидностей грунтов, при резкой изменчивости их положения в разрезах и мощности даже на небольших расстояниях;

— исходная неоднородность состава, состояния и свойств грунтов, различный на этом фоне характер диагенеза и наложенных гипергенных (эпигенетических) процессов двойного рода — регрессивного эпигенеза с ухудшением физико-механических свойств грунтов и прогрессивного — с повышением их прочности и уменьшением деформируемости;

— расчленённость рельефа с дренирующим влиянием ложбин стока талых ледниковых вод, ряд которых унаследован реками и ручьями, и наряду с этим формирование на застроенных и застраиваемых территориях скоплений техногенных вод или их горизонтов (изменение баланса подземных вод, утечки из водонесущих коммуникаций).

За последние годы в результате инженерно-хозяйственной деятельности человека в окружающей среде в районе г. Минска произошли значительные изменения. Это связано со строительством, мелиорацией, разработкой месторождений торфа, стройматериалов и эксплуатацией подземных вод. Серьёзные опасения вызывают быстрые темпы загрязнения геологической среды. Особенно сильное антропогенное влияние проявляется в изменении уровня режима и химического состава подземных вод.

В результате длительной интенсивной эксплуатации днепровско-сожского водоносного комплекса вокруг водозаборов и одиночных скважин сформировались депрессионные воронки площадью в сотни километров квадратных. Понижение в центре водозаборов достигает 5—10 м. Заметное снижение напоров прослеживается на расстоянии 5—7 км от центра водозаборных сооружений. Снижение уровней подземных вод сопровождается сокращением поверхностного стока. В некоторых руслах ручьёв и малых рек сток прекратился.

Интенсивному загрязнению подвергнуты подземные воды в пределах промышленной зоны. Основными потенциальными источниками техногенеза подземных вод являются предприятия, канализационные коммуникации, старые захоронения бытовых отходов на глубине 15—20 м, места складирования твёрдых бытовых и промышленных отходов. На территории действуют десятки предприятий с накопителями и отстойниками сточных вод, содержащих более 20 контролируемых загрязняющих компонентов с концентрацией значительно выше нормы, принятой для хозяйственно-питьевых вод. На некоторых участках в напорных водах отмечается превышение в несколько раз фоновых значений сульфатов (5—10), хлоридов (10—30), нитратов (10—20), минерализации (3—4), общей жёсткости (2—3), тяжёлых металлов. Обнаружены фенолы и нефтепродукты (2).

В сельскохозяйственной зоне состав подземных вод формируется под влиянием производства, особенно на площадях интенсивного внесения удобрений и ядохимикатов, а также складирования и сброса отходов животноводства. В этой зоне на участках водозаборов наблюдается загрязнение грунтовых вод нитратами. Концентрация нитратов выше нормы обычно в пределах населённых пунктов. Обнаружено проникновение нитратов в напорные воды (в отдельных эксплуатационных скважинах замечено появление нитратов до 1,4—3,0 мг/дм³).

Во избежание негативных эколого-экономических последствий рекомендовано контролировать техногенное воздействие на рельеф, приповерхностные отложения и гидросферу, особенно на площадях со слабой естественной защищённостью подземных вод.

1. *Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Карабанов А. К.* Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларус. навука, 2009. 198 с.
2. *Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др.* Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

СОЗДАНИЕ БАЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ

ГИС, или географические информационные системы — это аппаратно-программные комплексы, позволяющие эффективно работать с пространственно распределенной информацией. Они являются закономерным расширением концепции баз данных, дополняя их наглядностью представления и возможностью решать задачи пространственного анализа.

Важнейшая характеристика ГИС — обеспечение возможности анализа и пространственного моделирования данных как в пространственном (геометрическом), так и атрибутивном банке данных. ГИС является объединением различных технологий обработки тематической информации и традиционных наук, основой которой является цифровая картография, обеспечивающая картографическое моделирование с использованием растровых и векторных операций, таблиц с атрибутивными данными и быстрого доступа к базам географических и геологических данных [1].

В настоящее время применение ГИС является неотъемлемой составной частью информационного обеспечения научных исследований [4]. Технологии ГИС выполняют ряд функций, обеспечивая интеграцию больших объёмов исследовательских данных различного характера, используемых в повседневной работе. На основе пространственной компоненты имеющейся информации в качестве первичного ключа средствами ГИС могут динамически создаваться новые виды связей между различными видами данных, в том числе, хранимых в разнородных базах, обеспечивая доступ к ним и визуализацию информации в пространственном контексте. Средствами ГИС также успешно решаются задачи подготовки и построения базовых и тематических карт, а также задачи, связанные с пространственным анализом геологической информации и моделированием [3].

Визуально большинство готовых ГИС выглядят как обычное приложение Windows с традиционным меню, опции которого включают собственно операции над пространственными данными и некоторые другие функции, а рабочее поле экрана содержит наложенные друг на друга картографическую основу и тематические карты, с которыми в данный момент работает пользователь со списками связанной информации (при необходимости) о визуализируемых объектах. В общем случае ГИС имеет следующую структуру (рис. 1):

- I. Подсистема управления;
- II. Подсистема обработки (1—3);
- III. Подсистема анализа (4, 5);
- IV. Подсистема использования информации (6).

1. *Накопление.* Исходные и производные картографические, статистические и аэрокосмические данные. Данные топографических съёмок и дистанционного зондирования.

2. *Ввод.* Преобразование в машинную форму. Цифрование полуавтоматическое (дигитайзер), автоматическое (сканер). Обработка изображений. Преобразование элементов и записей в нужную форму.

3. *Хранение.* Основные дезагрегированные данные. Совокупность территориальных единиц. Совокупность динамических рядов. Модели позиционных (растровые, векторные и т. д.) и содержательных (реляционные и т. д.) характеристик объектов.

4. *Поиск, анализ, моделирование.* Информационный поиск. Элементарные аналитические операции: реструктуризация данных, трансформация проекций и системы координат, вычислительной геометрии, общеаналитические и графоаналитические. Статистический анализ. Моделирование: математическое, картографическое, структуры взаимосвязей, развития явлений (проблемно-ориентированная библиотека).

5. *Вывод, распределение информации.* Генерация отчётов, картографирование, графическое отображение на периферических устройствах. Вторичные машинные записи. Преобразование для телекоммуникационной передачи.

6. *Пользователи:* органы управления, правоохранительные органы, научно-исследовательские и коммерческие организации, физические лица.

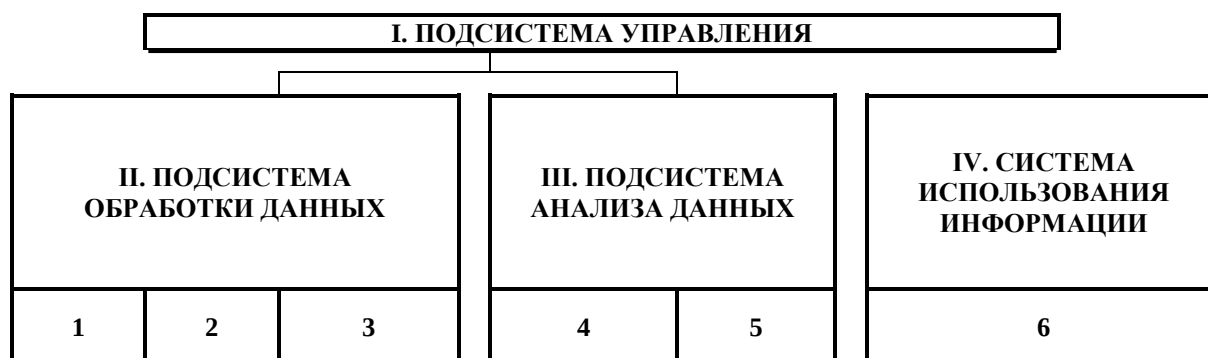


Рисунок 1. Структура ГИС

В случае решения конкретных задач и реализации соответствующих функций структура системы может меняться, подчиняясь принципу целесообразности [2].

Задачи, решаемые средствами географических информационных систем в области геологических исследований, на первый взгляд достаточно специфичны, тем не менее, структура проблемно-ориентированной ГИС практически не будет отличаться от представленной на рис. 1. Наиболее типичными задачами, которые решаются средствами ГИС в геологии являются следующие:

- учёт фактического местоположения месторождений различных видов полезных ископаемых;
- наполнение атрибутивных баз данных характеристиками месторождений для последующего анализа;
- создание информационных систем с базами данных о магматических образованиях для выделения рудно-магматических систем и установления их металлогенической специализации;
- учёт местоположения россыпей алмазов и золота для прогнозирования их коренных источников;
- создание эффективных структур баз данных для наполнения их информацией и последующего всестороннего анализа геологии и прогноза месторождений полезных ископаемых;
- создание комплексных географических, геологических и металлогенических проектов для оценки экономического потенциала территорий;
- пространственный анализ геофизических аномалий и связанных с ними месторождений полезных ископаемых;
- получение новых геологических знаний путём анализа и интерполяции имеющегося фактического материала.

В общем случае ГИС, ориентированная на решение задач в области геологии, состоит из внутренней и внешней баз данных.

Внутренней базой данных называется совокупность данных, позволяющих показывать и редактировать изображение карты на экране компьютера в целом. Она состоит из данных в растровом и векторном представлении.

Растровое изображение представляет собой прямоугольную таблицу из множества строк и колонок, каждая ячейка которой закрашивается определённым цветом. Формат записи растрового изображения включает в простейшем случае номер строки, номер колонки и цвет ячейки, каждый пиксель записывается индивидуально. Растровые изображения идеальны для передачи сложных изображений, но мало пригодны в качестве управляющих элементов информационных систем, поскольку не допускают произвольного увеличения, управляются отдельными пикселями, количество которых может достигать многих миллионов, и самостоятельные пиксели в них физически не связаны в объектные совокупности.

Векторная графика является объектно-ориентированной, состоит из точечных, линейных и полигональных объектов, расположение и конфигурация которых задаются координатами граничных точек и соединяющих их векторов. Простейший формат записи векторного изображения — это перечисление объектов разной топологии, для каждого из которых приводятся координаты узловых точек. Экранное отображение каждого объекта векторного изображения управляется единственным параметром. Координаты точек векторного изображения легко преобразуются в географические координаты. Структура векторного изображения не зависит от масштаба, поскольку переход из одного масштаба в другой осуществляется посредством линейного пересчёта координат и конформного преобразования изображений.

Внешняя база данных ГИС представляет собой набор текстовых, графических, табличных или аудио-видеодокументов, детализирующих информацию об объектах карты. Графические материалы внешней базы данных геологической ГИС — это различные фотографии и зарисовки обнажений или ландшафтных объектов, построенные колонки и разрезы, диаграммы распределений компонентов и т. д. Также в ГИС вводятся табличные материалы (например, результаты анализов или таблицы свойств объектов), и текстовые описания (например, систематические описания точек наблюдения, описания разрезов, детализирующие описания комплексов, включенных в легенду карту, а также целые разделы отчетов, справочников, энциклопедий и т. д.).

Структурно внутренняя и внешняя базы данных образуют связанную реляционную базу данных (рис. 2), в которой реализуются типы связей «один с одним» (1 на рис. 2) и «множество с одним» (2 на рис. 2).

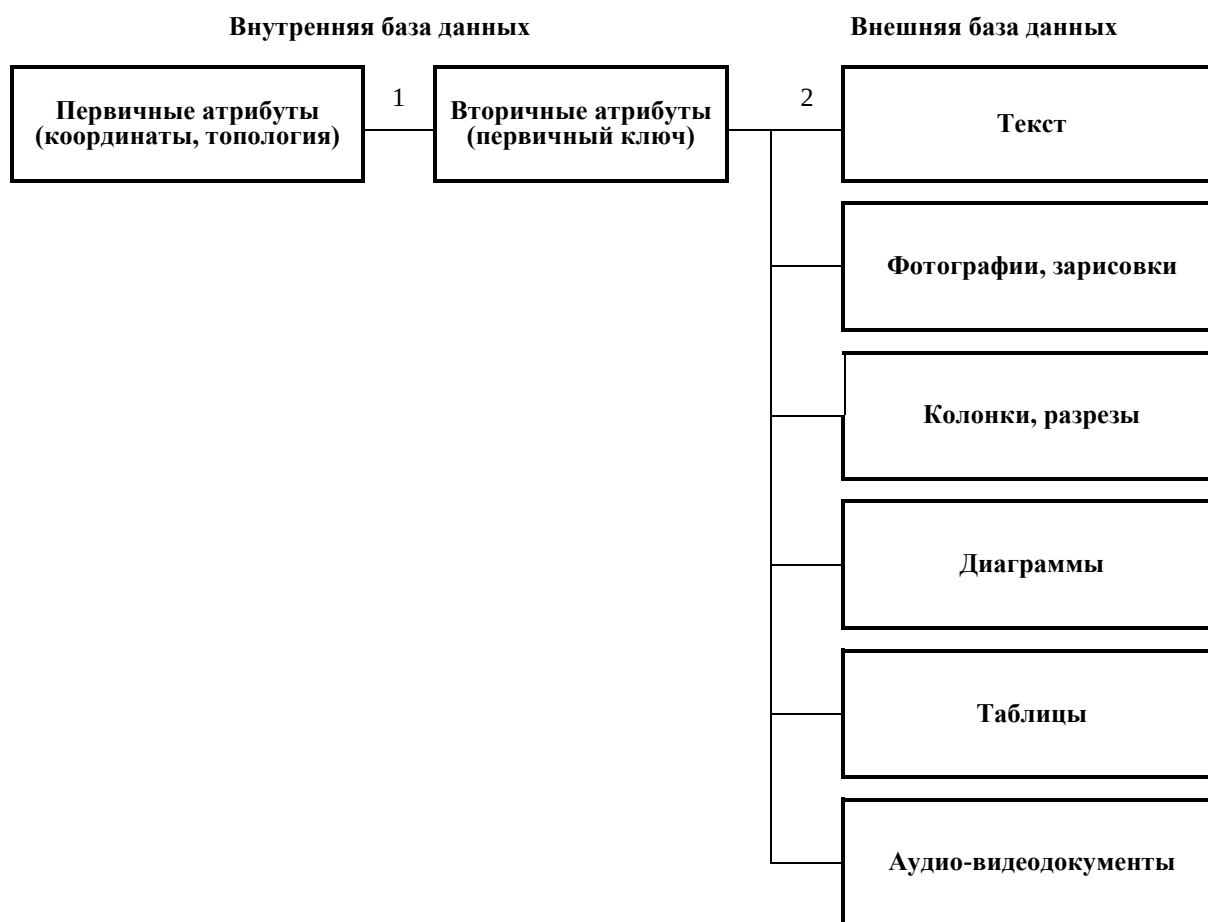


Рисунок 2. Структура связей в базе геологических данных

Современное программное обеспечение, предназначенное для разработки конечных приложений в виде различного рода географических информационно-аналитических систем, располагает собственными встроенными средствами обработки реляционных баз данных, включающими системы построения запросов к базам данных, процедуры логической, математической и других видов обработки. Тем не менее, средства разработки ГИС-приложений не являются специализированными системами управления базами данных (СУБД) в общем смысле. В связи с этим для сбора, хранения и первичной логической обработки данных используются хорошо зарекомендовавшие себя и широко распространенные СУБД: MicroSoft Access, Oracle, Sybase, Paradox и др.

Информация о характеристиках пространственных объектов, хранящаяся во внешних базах данных в различных форматах (рис. 2), посредством первичных ключей однозначно связывается с соответствующими объектами, пространственная информация о которых содержится во внутренней базе данных. Та-

кая структура позволяет ГИС-приложениям осуществлять все функции, связанные с пространственными операциями: визуализацию информации, выявление и анализ пространственных связей, построение и анализ моделей и т. д.

В последние десятилетия наблюдается интенсивное развитие средств разработки и создания ГИС-приложений. Активность в данном направлении проявляют многие разработчики программного обеспечения. Признанными лидерами в данной области являются компании ERDAS (программное обеспечение для обработки данных дистанционного зондирования) и ESRI (средства разработки ГИС-приложений) [5, 6]. Наибольшей функциональностью характеризуются программные продукты MapInfo, ArcInfo, ArcView с рядом модулей расширения (Spatial Analyst, 3D Analyst, ImageWarp и др.). Перспективной концептуальной разработкой ESRI последних лет является концепция ArcGis, представляющая собой серию продуктов с возрастающей степенью функциональности (от базовой «комплектации» ArcView через промежуточную ArcEdit к полнофункциональной ArcInfo).

В своё время технологическая поддержка проектов геокартирования была реализована в стиле систем автоматического проектирования (САПР), поскольку они также ориентированы на визуализацию данных и их структурных соотношений. Именно этот подход лежит в основе современных исследовательских геоинформационных систем. Эта глубинная «генетическая» связь получила своё выражение в разработке САПР, специализированных в области геоинформационных технологий. Одной из самых распространенных систем такого типа является комплекс AutoCAD Map 3D.

1. Абламейко С. В., Апарин Г. П., Крючков А. Н. Геоинформационные системы: создание цифровых карт. Минск: Ин-т техн. кибернетики НАН Беларуси, 2000. 276 с.
2. Бубнов В. П., Дорожко С. В., Лаптёнок С. А. Решение задач экологического менеджмента с использованием методологии системного анализа. Минск: БНТУ, 2009. 266 с.
3. Спутниковые технологии в геодинимике / Под. ред. В. Н. Губина. Минск: Минсктиппроект, 2010. 90 с.
4. Longley P. A., Goodchild M. F., Maguire D. J., Rhind D. W. GIS Teoria i praktyka. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN, 2006. 519 s.
5. www.esri.com
6. www.dataplus.ru

В. В. Шкабара, А. А. Святогоров

Научно-производственное республиканское унитарное предприятие «Космоаэрогеология»

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ И ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫХ ЗОН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Анализ большого объёма данных по аварийным ситуациям природного характера и ущербу на особо ответственных и экологически опасных объектах (около 2 000 аварий на трубопроводном транспорте) в пределах Восточно-Европейской платформы свидетельствует о том, что наибольшая концентрация ЧС (до 90 % случаев по данным ВНИМИ РАН, 2001 г.) приурочена к зонам влияния современных активных разломов земной коры.

Примером взаимосвязи данных явлений может служить авария тоннельного перегона Петербургского метро, произошедшая в 1985 г., обусловленная проявлениями современных тектонических процессов, проигнорированных проектантантами.

В 2001 г. для территории Российской Федерации была составлена схема проявлений опасных геологических процессов. Для территории Республики Беларусь такой карты нет.

В последние годы на полигонах Газпрома РФ получены принципиально новые данные. Установлено, что имеют место современные суперактивные деформации земной поверхности со скоростями до 50—70 мм/год (а не 1—5 мм, как считалось ранее), которые приурочены к активным зонам разломов. Причем, наибольшая интенсивность геодинамических аномалий наблюдается в зонах платформенных, не сейсмических, куда относится и территория Беларуси.

На территории Беларуси только на магистральных трубопроводах за 1986—2002 гг. (Проматомнадзор МЧС РБ) аварийность составила более 45 случаев, в том числе разрывы трубопроводов в 9 случаях

по предварительным данным связаны с геодинамическими процессами в зонах влияния активных в настоящее время разломов.

В 1998 г. группой специалистов дистанционных методов исследований РУП «Белгеология» были проведены опытные структурно-геоморфологические исследования масштаба 1 : 50 000, основанные на использовании материалов аэрокосмических съемок с целью выявления тектонически активных зон по трассе нефтепродуктопровода «Дружба» на Добрушском участке.

В целом, проведенные исследования, выполненные на основе дистанционного зондирования и сопоставления полученных результатов с имеющимися геолого-геофизическими данными, позволили обнаружить зоны повышенной тектонической активности, потенциально опасные для трубопроводного транспорта.

Полученные результаты, а также опыт аналогичных исследований на полигонах Газпрома РФ, проведенных в сочетании с геолого-геофизическими и др. методами свидетельствуют о существовании потенциальной опасности аварий на трубопроводном транспорте и на подземных газохранилищах, связанных с активными геологическими процессами.

Поэтому появилась острая необходимость своевременного выявления таких зон риска. Особую актуальность при решении этих проблем приобретают современные космические технологии, спектрально-оптические методы зондирования Земли, а также ГИС-технологии, способные четко и быстро определять современные опасные геодинамические процессы.

Вышеизложенные данные и результаты ряда исследований в Российской Федерации послужили основой для проведения НИР по разработке системы картирования опасных геологических процессов Республики Беларусь на основе данных дистанционного зондирования Земли и материалов геолого-геофизических исследований. В настоящее время такие работы впервые для Беларуси проводятся УП «Космоаэрогеология» в рамках Национальной программы исследований и использования космического пространства в мирных целях.

Использование ГИС-технологий в рамках данной НИР позволяет создавать базы данных МАКС (материалов аэро-космических съемок), проводить их предварительную и тематическую компьютерную обработку.

Электронные базы данных МАКС предоставляют возможность оперативного отбора данных, необходимых на том или ином этапе работ, создавать геопривязанные мозаики АФС (аэрофотоснимков) и космических изображений выбранного масштаба.

Предварительная обработка направлена на улучшение качества изображения, проведение геометрической коррекции, необходимой для устранения планово-координатных погрешностей снимков.

Тематическая обработка подразумевает синтез изображений в различных комбинациях каналов космоснимка. Поканальные изображения могут выявлять отдельные закономерности развития природных компонентов (например, в инфракрасной зоне хорошо выделяются затопленные и переувлажненные территории), однако для целостного восприятия и детального дешифрирования космических изображений необходимо использовать синтезированные изображения.

Данные виды обработки выполняются в программных средствах обработки аэрокосмических изображений, таких как ENVI, Photomod и ArcGIS.

Созданные вышеописанными способами материалы позволяют выявлять дешифровочные признаки опасных геодинамических процессов, на основе которых проводится структурно-геологическое дешифрирование и отработка системы картирования зон таких процессов на территории исследований. Предварительные результаты на ключевых участках Полоцкой, Витебской, Оршанской и Могилевской промышленных зон показывают принципиальную возможность использования материалов аэрокосмических съемок для создания карты проявлений опасных геологических процессов на всей территории Беларуси.

1. *Дако Р. Э., Малов Р. И.* Инженерно-геоэкологические аспекты аварии в Петербургском метро. СПб.: ГТП «Севзапгеология», 1997. С. 33—34.
2. *Нечипоренко Л. А.* Экологические последствия проявления современной геодинамики на территории Беларуси. Минск, 2005. 71 с.
3. *Ульмасвай Ф. С.* Геологические условия возникновения зон потенциальной аварийности МГ на севере Западной Сибири // Газ. пром-сть. 1997. № 7. С. 37—38.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МОРФОСТРУКТУР И ЭНДО-ЭКЗОГЕННЫХ МОРФОСКУЛЬПТУР БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

В настоящее время во всем мире интенсивно развиваются исследования в области структурной геоморфологии, неотектоники и неогеодинамики. Актуальность выполнения подобных работ обусловлена необходимостью учёта их результатов при проведении геолого-поисковых, геологосъемочных и геолого-разведочных работ, выборе оптимальных по инженерно-геоморфологическим и сейсмотектоническим характеристикам площадок для проектирования и строительства особо ответственных инженерных сооружений, оценке влияния геодинамических процессов на состояние окружающей среды.

В Республике Беларусь детальные структурно-геоморфологические исследования ранее были сосредоточены, в основном, в Белорусском Полесье, в то время как Белорусское Поозерье оставалось слабо изученным в этом отношении. Несмотря на значительный объём информации по истории развития тектонических структур, особенностям строения, состава и структурно-формационному расчленению отложений платформенного чехла, новейшим движениям и геоморфологии, до сих пор не было сделано обобщения всех накопленных данных с использованием современных географических информационных систем (ГИС) по структурно-геоморфологическим особенностям данной геоморфологической области.

Целью настоящего исследования явилось выявление закономерностей пространственной дифференциации влияния геодинамических процессов в строении и формировании рельефа Белорусского Поозерья с применением ГИС-технологий. Была разработана оригинальная методика, включающая комплекс методических приемов проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа в среде ГИС и геолого-геоморфологической интерпретации его результатов.

ГИС-анализ проводился по морфометрическому методу поисков тектонических структур Ф. П. Философова [9] и методу построения морфоизогипс Л. Б. Аристарховой [1] в ГИС ArcGIS. В модуле Model Builder разработан набор инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox, включающий в себя инструменты «Порядки долин», «Базисные поверхности», «Явный остаточный рельеф», «Скрытый остаточный рельеф», «Разности между базисными поверхностями» и «Морфоизогипсы». Использование данного набора инструментов позволяет в автоматическом режиме по серии геоинформационных моделей создавать векторные и grid-модели основных морфометрических показателей структурно-геоморфологического анализа, что в значительной мере снижает затраты труда и времени на их построение по сравнению с традиционной методикой.

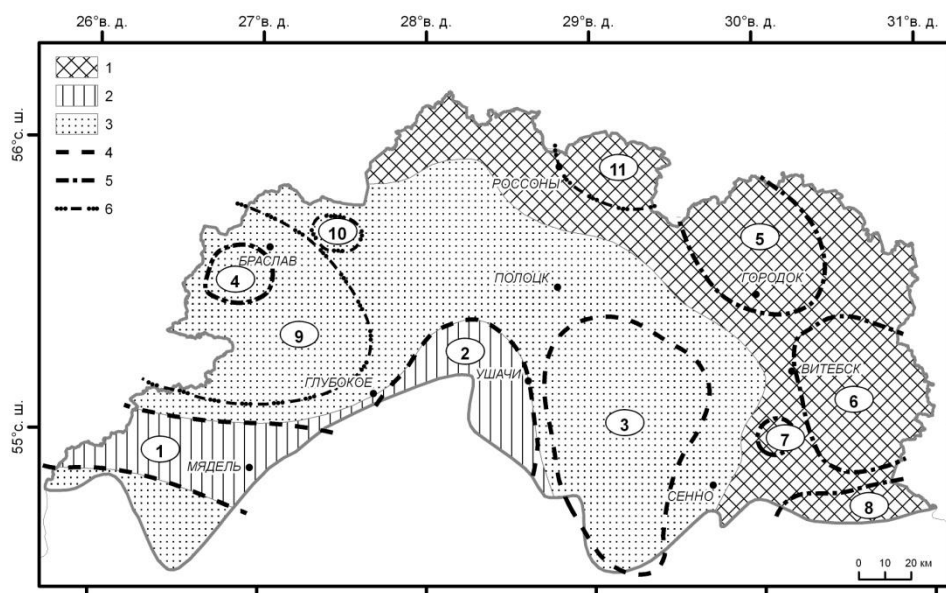
Для интерпретации результатов структурно-геоморфологических исследований выполнялась визуализация, анализ и моделирование структурно-геологических, литологических и геоморфологических данных с использованием ГИС, проводился корреляционный ГИС-анализ, анализ мощностей и фаций, выявление тополинеаментов. В исследования также была привлечена космическая и космогеологическая информация.

В результате выполнения ГИС-анализа в среде ГИС была сформирована база геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья», включающая в себя ряд наборов классов пространственных объектов («Топографическая подложка», «Морфометрия», «Геология», «Геоморфология»), растровых каталогов («Топографические растры», «Цифровая модель рельефа ТороGrid», «Гидрологические grid-модели», «Морфометрические grid-модели», «Космические снимки», «Космогеологические растры», «Геологические и геоморфологические растры и grid-модели»), а также ряд таблиц и TIN-моделей.

В результате выполнения структурно-геоморфологических исследований было установлено, что в условиях молодого ледниково-аккумулятивного рельефа ни один из морфометрических методов не позволяет исключить из анализа формы рельефа экзогенного (ледникового) происхождения. Поэтому морфоструктурный план исследуемой территории изучался по поверхности кровли дочетвертичных отложений, созданной в результате растрового ГИС-анализа данных бурения (всего для построения grid-моделей поверхностей кровли моренных и межморенных отложений использованы 1 500 скважин, из них для созда-

ния поверхности кровли дочетвертичных отложений — 625 скважин), путём построения по ней морфоизогипс.

Установлено, что в северной, северо-восточной и восточной частях территории исследований чётко выделяется морфоструктурный район Восточно-Белорусской высокой равнины, окаймляющийся морфоизогипсой 100 м и представляющий собой денудационную форму со столово-останцовым рельефом, развитым на карбонатных породах позднего девона (рис. 1). На юго-западе и юге морфоизогипсой 100 м ограничена высокая Центрально-Белорусская денудационная равнина структурного характера, развитая на песчано-глинистых породах среднего девона. Равнина приурочена к области приподнятого фундамента Вилейского погребенного выступа Белорусской антиклизы. Ниже морфоизогипсы 100 м в пределах центральной, западной и юго-западной части Белорусского Поозерья находится низкая Северо-Белорусская денудационная равнина, развитая на песчано-глинистых породах среднего девона. В пределах морфоструктурных районов были выделены крупные морфоструктуры. По отношению к тектоническим структурам кристаллического фундамента среди них выделяются прямые, обращённые и переходные. Установлено, что главными факторами, определившими характер формирования морфоструктур, явились статические (строение и состав земной коры) и динамические (тектонические движения и деформации) свойства геологического субстрата.



Морфоструктурные районы: 1 — Восточно-Белорусская высокая пластово-денудационная столово-останцовая равнина; 2 — Центрально-Белорусская высокая пластово-денудационная структурная равнина; 3 — Северо-Белорусская низкая пластово-денудационная равнина. Морфоструктуры по отношению к тектоническим структурам кристаллического фундамента: 4 — прямые; 5 — обращённые; 6 — переходные. Цифрами обозначены крупные морфоструктуры: 1 — Нарочанская; 2 — Кубличско-Лепельская; 3 — Чашникская; 4 — Даугауляйская; 5 — Прудовская; 6 — Витебская; 7 — Массаровская; 8 — Дубровенская; 9 — Поставско-Браславская; 10 — Миорская; 11 — Нещердовская.

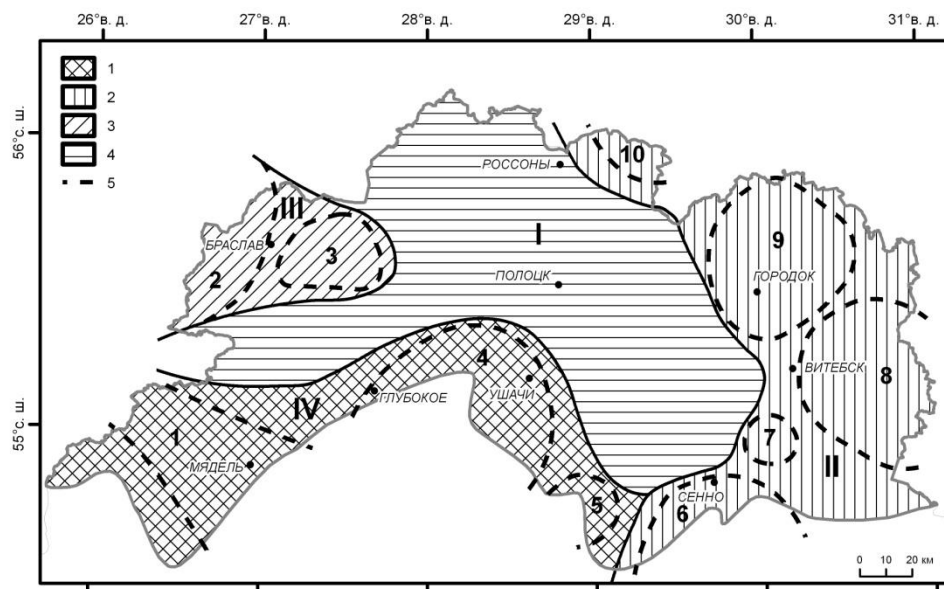
Рисунок 1. Морфоструктуры Белорусского Поозерья

На протяжении четвертичного периода морфоструктурные черты Белорусского Поозерья были в значительной степени трансформированы деятельностью плейстоценовых оледенений, однако интенсивность и формы проявления ледникового лито- и морфогенеза контролировались морфоструктурными особенностями территории [7]. Были сформированы морфоскульптуры, в образовании которых эндогенные процессы проявлялись скрыто и сложно, и оказывали влияние на их развитие в целом, а конкретные морфологические элементы морфоструктур были созданы экзогенными процессами.

С. С. Коржуев [6] предложил классифицировать морфоскульптуру на собственно экзогенную, включающую преимущественно мелкие формы рельефа, происхождение которых всецело обусловлено экзогенными процессами и эндо-экзогенную, охватывающую как мелкие, так и крупные формы рельефа, происхождение которых определяется, прежде всего, экзогенными процессами, взаимодействующими с

тектоникой. Данная классификация была принята для интерпретации результатов структурно-геоморфологического ГИС-анализа рельефа Белорусского Поозерья.

Региональные и локальные площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры (рис. 2) были выделены путём обобщения результатов, полученных при построении карт морфоизогипс поверхностей подошвы четвертичных отложений и кровли моренных и межморенных горизонтов плейстоцена, современного рельефа и, кроме того, карт базисных поверхностей 3—7 порядков, порядков долин, остаточного рельефа и разностей между базисными поверхностями. Всего выделено 4 региональных и 10 локальных эндо-экзогенных морфоскульптур.



Региональные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры: 1 — согласные с антиклинальными структурами осадочного чехла и выступами фундамента; 2 — согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующие крупным впадинам фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла; 3 — частично согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующие синклинальным и седловинным структурам фундамента; 4 — согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла и соответствующие седловинным структурам фундамента; 5 — локальные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры. Цифрами обозначены: I — Полоцкая депрессия; II — Северо-Восточный купол; III — Браславский купол; IV — Нарочано-Ушачский купол; 1 — Нарочанская; 2 — Даугауляйская; 3 — Миорская; 4 — Кубличско-Лепельская; 5 — Зелёноостровская; 6 — Сенненская; 7 — Массаровская; 8 — Витебская; 9 — Прудовская; 10 — Нешердовская.

Рисунок 2. Площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья

Анализ мощностей четвертичных отложений, слагающих эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья, позволил установить, что основное время их формирования — вторая половина среднего и поздний плейстоцен. Основными геодинамическими факторами, определившими характер их заложения и развития, являются: формирование в среднем плейстоцене Восточно-Балтийской рифтовой системы и воздействие плейстоценовых ледниковых покровов (изостатическое прогибание под ледниковыми покровами, поднятие блоков земной коры по периферии области оледенений, гляциотектоническая переработка субстрата).

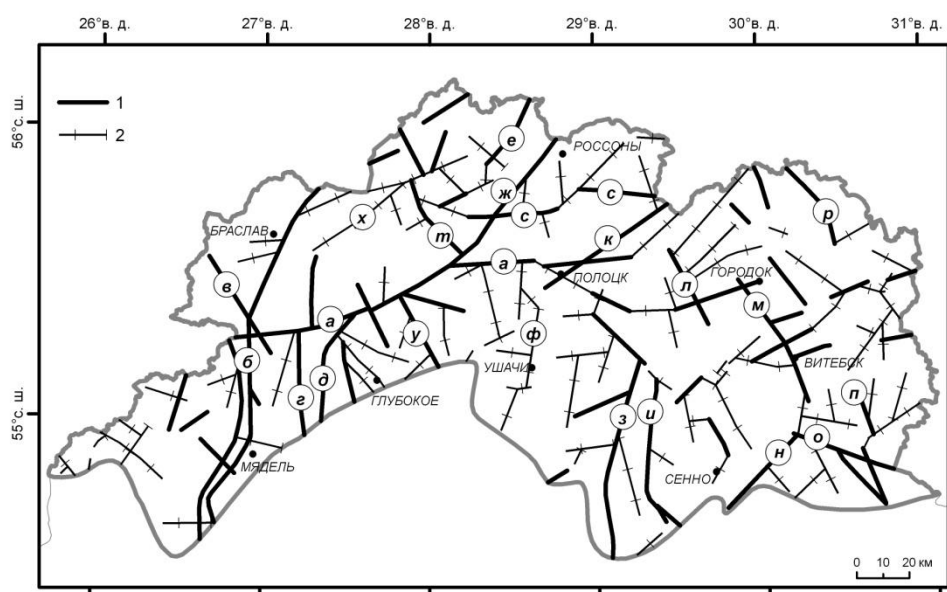
Сопоставление границ площадных эндо-экзогенных морфоскульптур с картами неотектонических [3] и кольцевых [2, 5], а также с картой морфоструктур (рис. 1) показывает, что они достаточно сходны между собой. Можно предположить, что происхождение данных морфоскульптур в общих чертах было предопределено тектоническими и гляциотектоническими процессами, а морфологические элементы были созданы экзогенными факторами.

Чаще всего крупные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры выражены в мезорельефе в виде конечно-моренных возвышенностей и гряд, камовых массивов, нередко расположенных над разломами кристаллического фундамента, границами или областями сочленения крупных блоков земной коры, аномалиями геофизических полей. Полоцкая депрессия, являясь отрицательной морфоскульптурой, в

рельефе представлена озёрно-ледниковой низиной. Она начала развиваться в позднем плейстоцене. Нисходящие движения [8] в её пределах оказали существенное влияние на характер современного рельефа.

Ряд площадных эндо-экзогенных морфоскульптур выделяется в микрорельефе по особенностям расположения гидросети, строению речных долин, расположению болотных массивов и олового рельефа и связан с гляциотектоническими процессами и современными тектоническими поднятиями.

Для выявления линейных эндо-экзогенных морфоскульптур анализировался характер рисунка базисных поверхностей 3-го и 4-го порядков и морфоизогипс, построенных в рамках структурно-геоморфологического ГИС-анализа. Установлено, что линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры неравномерно распределены по территории Белорусского Поозерья. Большинство из них группируется в протяжённые зоны, часто пересекающие всю территорию области исследований и даже выходящие на смежные площади. Всего на территории Поозерья была выделена 21 линейная эндо-экзогенная морфоскульптура (рис. 3). Они были сопоставлены с известными разломами кристаллического фундамента, что позволило выделить среди них две основные группы: морфоскульптуры, представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла, и морфоскульптуры, проявившиеся на неотектоническом этапе.



Эндо-экзогенные морфоскульптуры линейного характера: 1 — представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла; 2 — проявившиеся на неотектоническом этапе. Буквами на карте обозначены морфоскульптуры: а — Полоцкая; б — Поставско-Браславская; в — Богинская; г — Воропаевская; д — Козловщинская; е — Миловидовская; ж — Борковичская; з — Чашникская; и — Усвейская; к — Полотская; л — Оболевская; м — Витебская; н — Заозерьевская; о — Лучосенская; п — Веретейская; р — Ловатская; с — Дрисненская; т — Верхнедвинская; у — Мнютенская; ф — Ушачская; х — Вятская.

Рисунок 3. Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья

Растровый и векторный ГИС-анализ геолого-геоморфологических данных позволил подтвердить предположение о том, что со второй половины среднего и в позднем плейстоцене под действием гляцио-изостазии произошла активизация некоторых дизъюнктивных нарушений кристаллического фундамента и осадочного чехла или их частей. В геологическом разрезе признаками дифференцированных движений по активным разломам являются нарушения первоначального залегания отложений, выраженные в форме уступов, флексур, разрывов слоёв, а также резкое изменение мощности и состава аккумуляций на разных крыльях активной зоны. В мезо- и микрорельефе линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры представлены в форме линейно ориентированных краевых ледниковых образований, озов и озоподобных гряд, гляциодислокаций, мосаров, коленообразных изгибов рек, спрямленных участков речных долин, прямолинейных эрозионных и абразионных уступов, линейно ориентированных озёрных котловин [4], оловых гряд и холмов.

Таким образом, разработана оригинальная методика структурно-геоморфологического ГИС-анализа, применение которой даёт возможность исследовать структурно-тектоническую информативность рельефа Белорусского Поозерья на основе комплексного использования геологических, геофизических, геоморфологических материалов и данных дистанционного зондирования.

Выполненное в результате исследований структурно-геоморфологическое (морфоструктурное) районирование территории Белорусского Поозерья, показывает, что формирование макрорельефа региона Белорусского Поозерья (Полоцкая низина и окаймляющие её возвышенности и гряды) обусловлено преимущественно структурно-тектоническими факторами, а мезо- и микрорельефа — сочетанием структурно-тектонических и эрозионно-аккумулятивных факторов рельефообразования при доминировании последних.

1. Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Ласточкин А. Н. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л.: Недра, 1968. 152 с.
2. Губин В. Н., Ковалёв А. А. Космическая геология Беларуси. Минск: Лазурек, 2008. 120 с.
3. Карабанов А. К., Левков Э. А. Неотектоника Беларуси // Литосфера. 1995. № 1. С. 119—126.
4. Комаровский М. Е. Палеоложины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 2009. 183 с.
5. Кольцевые структуры территории Беларуси / А. В. Матвеев, Л. Ф. Ажгиревич, Л. С. Вольская и др. Минск: Наука и техника, 1993. 82 с.
6. Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 259 с.
7. Нечипоренко Л. А. Условия залегания и тектоническая предопределённость антропогенного покрова Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1989. 114 с.
8. Павловская И. Э. Полоцкий ледниково-озёрный бассейн: строение, рельеф, история развития. Минск: Наука и техника, 1994. 128 с.
9. Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

А. И. Свиридо, М. С. Кудряков, Т. В. Железнова, В. А. Сипач

Научно-производственное республиканское унитарное предприятие «Космоаэрогеология»

ТЕХНОЛОГИЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ КАРЬЕРОВ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ НА ОСНОВЕ ОПЕРАТИВНО ПОЛУЧАЕМЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ И ВЫБОРОЧНЫХ НАЗЕМНЫХ ДАННЫХ

В Республике Беларусь на сегодняшний день разработка месторождений строительных материалов в своём большинстве производится открытым способом. В республике имеется 2 186 карьеров на площади 7 051,2 га, из них в сельскохозяйственных организациях — 1 752 карьера для внутрихозяйственных нужд на площади 1 777,3 га, и в организациях, ведущих добычу полезных ископаемых, — 434 карьеров на площади 5 273,9 га. Также необходимо отметить и тот факт, что природные ресурсы являются собственностью государства и незаконное их изъятие подлежит уголовной и административной ответственности.

В современных условиях рыночных отношений разработка месторождений строительных горных пород и наблюдение за изъятием и ведением горных работ в соответствии с проектными и нормативными документам должна базироваться на передовых достижениях науки и производства, внедрении ресурсосберегающих малоотходных природоохранных технологий при комплексном использовании минерального сырья. Этому должны способствовать новые технологии и новые методы отслеживания состояния работ по добыче, дабы снизить материальные и трудовые затраты и исключить самовольное изъятие полезных ископаемых различными землепользователями.

Для выявления нарушений при ведении горных работ организациями согласно новому Кодексу о недрах, законодательством предусмотрен контроль деятельности природопользователей. Основные функции по проверке сосредоточены в контролирующих органах и инспекциях, которые имеют сеть территориальных подразделений. Процедура контроля заключается в регулярном проведении плановых и внеплановых проверок на карьерах сотрудниками инспекций, а также землеустроительными и геодезическими службами районов. При этом они на месте удостоверяются в том, что деятельность ведётся в соответствии с установленными регламентами. Если это не так, то на организацию-нарушителя накладываются

ются штрафные санкции. Однако, т. к. территория района или области республики значительна, то выполнение контроля осуществления деятельности землепользователей при разработке месторождений строительных материалов превращается в сложную и трудоемкую задачу (требуются значительные временные, денежные и людские затраты, чтобы ежегодно осмотреть всю территорию).

Поэтому в сложившейся ситуации необходимо было найти способ решения данной задачи с минимизацией всех видов затрат. УП «Космоаэрогеология» разработала технология идентификации карьеров строительных материалов на основе оперативно получаемых космических снимков высокого разрешения, что позволило определять не только месторасположения карьеров, но и при использовании субметровой стереоскопической космической съёмки их основные метрические параметры (площадь, глубина и объём).

Следует отметить, что на территории республики ранее не применялись дистанционные методы при учёте, оценке и соответствии месторасположения карьеров строительных материалов согласно учётной документации. Поэтому настоящий проект является уникальным для Беларуси.

Суть технологии заключается в следующем:

- Создаётся электронная база данных (БД) существующих карьеров строительных материалов (промышленных и внутрихозяйственных) на основе данных, получаемых в землеустроительных службах районов;

- Подбираются космические снимки высокого пространственного разрешения (2,5—10 м);

- Проводится предварительная обработка космических снимков и формирование мозаик на территорию исследования;

- Проводится тематическое дешифрирование космических снимков на основе эталонных выборок, представленных в БД «Карьеры»;

- Полученные данные сверяются с данными эталонной БД существующих карьеров строительных материалов. Число объектов, которые не входят в базу, проверяются в полевых условиях.

Важным элементом работ является сбор информации по карьерам всех типов в различных землеустроительных службах районов и, уточненных, в отделе государственного контроля за использованием земель, растительного и животного мира, особо охраняемых природных территорий службах Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды. Сводной информации по разрабатываемым промышленным, а уж тем более внутрихозяйственным, карьерам не существует. На основе собранной информации был сформирован реестр официально зарегистрированных карьеров, оформленных в БД «Карьеры».

Для территории исследования (Минская обл.) были подобраны космические снимки спутниковых систем RapidEye (Германия); пространственное разрешение — 5 м, ALOS (Япония) — 2,5—10 м. Выполнена их предварительная обработка (геометрическая, радиометрическая коррекция), синтезирование, создание мозаики и тематическое дешифрирование.

По результатам тематического дешифрирования космической информации с применением разработанной технологии обнаружения и идентификации карьеров строительных материалов на территорию Минского р-на Минской обл. было выявлено 142 объекта с подходящими критериями для идентификации их как карьеры строительных материалов. В ходе полевой проверки результатов тематического дешифрирования было обследовано 50 из 142 выявленных объектов: 16 из них являются санкционированными карьерами; 7 — рекультивированные карьеры и свалки ТБО, 7 — объекты со снятым грунтом (стройплощадки, раскорчёванные лесные территории) или песчаные насыпи искусственного происхождения, 22 — объекты являющиеся карьерами и карьерами со свалками ТБО, отсутствующие в БД санкционированных карьеров.

Дальнейшее развитие технология идентификации карьеров строительных материалов на основе оперативно получаемых космических снимков высокого разрешения получила в создаваемой системе мониторинга действующих, а также несанкционированных карьеров строительных материалов. Данная система будет реализована с применением современных серверных геоинформационных систем, что позволит повысить оперативность получения информации об осуществлении хозяйственной деятельности землепользователями, усилить контроль над использованием земельных ресурсов Республики Беларусь всеми заинтересованными организациями и приведёт к снижению затрат, связанных с осуществлением контроля за добычей полезных ископаемых.

После запуска в эксплуатацию Белорусского космического аппарата появится возможность использовать его данные (аналогичные космическим снимкам ALOS), это ещё больше снизит затраты на проведение постоянного оперативно мониторинга за карьерами строительных материалов.

1. «Разработать технологию идентификации карьеров строительных материалов на основе оперативно получаемых космических снимков высокого разрешения и выборочных наземных данных. Этап 2009 г. (софинансирование задания 3.5. ГНТП «Экологическая безопасность» 2006—2010 гг.): Отчёт (НИР) по договору № 06/09-02/2/2009/11.2.4 (заключительный) / УП «Космоаэрогеология». Руководитель И. А. Тяшкевич, ответств. исп. Е. В. Сидорчик. Минск, 2009. 80 с.

М. Е. Комаровский

Белорусский государственный университет

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ СУБГЛЯЦИАЛЬНЫХ ВОДНО-ЭРОЗИОННЫХ ЛОЖБИН В БЕЛОРУССКОМ ПООЗЕРЬЕ

К субгляциальным водно-эрозионным ложбинам относятся ложбинообразные понижения в субчетвертичной поверхности, четвертичной толще и в современном рельефе в области материковых оледенений, связанные с эрозионным воздействием талых ледниковых и подземных вод. Такие ложбины довольно широко распространены на территории Белорусского Поозерья. Сведения о них также получены из других областей Беларуси, Литвы, северо-запада России, Германии, Нидерландов, дна Балтийского моря, Канады, США и т. д. Представление об образовании ложбин субгляциальной эрозией талых ледниковых вод было впервые высказано немецкими и датскими геологами А. Ентшем, Н. Уссингом и Е. Версом [1]. В Беларуси подобные формы Г. И. Горецкий [2] обнаружил в Белорусском Понеманье и назвал их ложбинами водно-ледникового размыва.

В Северной Беларуси субгляциальные водно-эрозионные ложбины играют весьма заметную роль среди палеоложбин в субчетвертичном рельефе, поверхности березинского, сожского и поозёрского ледниковых горизонтов. Здесь они устанавливаются в основном в пределах Северо-Белорусской низины субчетвертичной поверхности. На западе низины к ним отнесены Верхнедвинская, Воропаевская ложбины, южные участки Видзовской и Поставской ложбин. В восточной части низины субгляциальными водно-эрозионными ложбинами являются южные фрагменты Чашникской, Селявской и других ложбин. В современном рельефе в качестве наиболее типичных могут быть названы Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская, Тухинская ложбины и т. д. Особенностью планового размещения зарегистрированных форм служит изолированное продольное или веерообразное расположение.

В локализации ложбин в значительной степени проявляется связь с районами развития бывших субгляциальных бассейнов, полями песчаных пород и комплексами краевых ледниковых образований. Районам расположения бывших субгляциальных озёр соответствуют, прежде всего, обширные понижения Северо-Белорусской низины: Видзовское — в районе между гг. Браслав и Поставы, и Полоцко-Чашникское, вытянутое от г. Полоцк до г. Новолукомль. Оба понижения котловинообразной формы, фиксируются изогипсой 60 м, имеют относительную глубину в среднем 30—35 м. В этих понижениях на субчетвертичной поверхности почти повсеместно размещается толща девонских песков и слабо сцементированных песчаников. Их мощность от нуля метров вблизи южных границ понижений увеличивается к северу до 120 м в г. Браслав и к северо-востоку до 72 м и более в п. г. т. Чашники. Под ними лежат более прочные карбонатные и терригенные алевроито-глинистые породы девона и нижнего палеозоя, которые моноклинально погружаются в таком же направлении. Девонские пески и песчаники на территории понижений более грубообломочные, проницаемые и водоносные в сравнении с карбонатными консолидированными породами остальной части.

По территории региональных понижений ложбины распределяются неравномерно. Большинство из них связано с гипсометрически наиболее низкими центральными участками региональных понижений, а также — с их южными районами и окраинами. В гляциоморфологическом отношении эти районы представляют собой фронтальные зоны ледниковых лопастей и языков, занимавших региональные понижения в фазу отступления оледенений. Ложбины совпадают с пространственным положением и ориентиров-

кой осевых зон языковых и лопастных краевых комплексов. Они протягиваются в дистальном направлении от уплощенных наиболее опущенных внутренних частей лопастей и языков к их краю поперек конечных морен, нередко против уклона поверхности.

Во многих случаях указанные ложбины замещают в дистальном направлении корытообразные экзарационные ложбины, врезааясь в их широкие днища и присклоновые участки. Некоторые из ложбин приурочены к зонам разломов и узлам их пересечения.

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины представляют собой 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. Многие ложбины на всем своём протяжении имеют каньонообразный морфологический облик с V-образным поперечным сечением. С днищами ложбин связаны в Белорусском Поозерье минимальные отметки субчетвертичной поверхности: в Чашниковской — минус 122 м, в Видзовской — минус 91 м, в Селявской — минус 50 м. Склоны ложбин крутые, днище неровное. Многочисленные закнутые и очень глубокие (до 179 м) котловины с озёрами на дне разделяют перемычки с камами и озами.

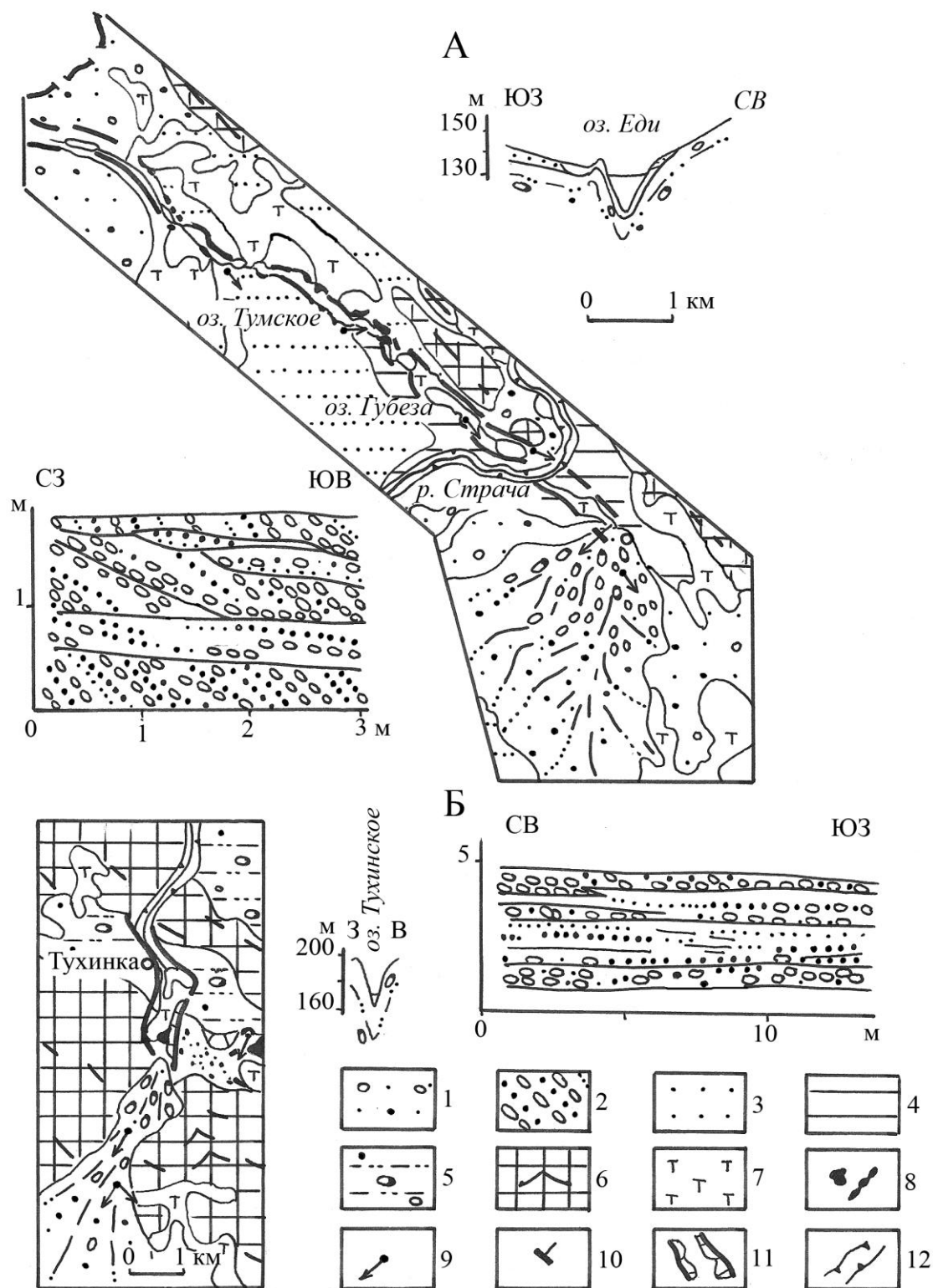
Заполнение ложбин представлено субгляциальными флювиогляциальными отложениями. Дно их выстлано хорошо промытым и окатанным грубообломочным материалом, состоящим из гравелистых песков и галечников с включением валунов. Выше по разрезу флювиогляциальные отложения представлены разно- и мелкозернистыми песками. Мощность субгляциальной песчаной толщи увеличивается от бортов к центру ложбин от 5 до 87 м. Этот материал перекрывается покрывкой из базальной массивной морены, которая слагает борта и моренный покров вокруг ложбин.

Среди водно-эрозионных ложбин выделяются туннельные долины, сформированные субгляциальным потоком в результате меандрирования, и туннельные каналы, прорезанные однократным спуском подпруженных вод. В современном рельефе Поозерья примерами таких форм могут служить Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская туннельные долины и Карпинский, Березовский, Белый, Дегтярский, Тухинский туннельные каналы (рис.).

Важно также отметить, что туннельные долины и каналы в субчетвертичной поверхности и четвертичной толще Белорусского Поозерья представляют собой разновозрастные краевые образования. Древнейшими из них являются субгляциальные ложбины березинского оледенения. Наиболее широко туннельные долины и каналы развиты в сожском ледниковом горизонте. По густоте развития, размерам и морфологической выраженности эти формы так эталонно не представлены ни в одном из ледниковых горизонтов. Самая молодая генерация туннельных долин и каналов имеет поозёрский возраст. Эти ложбины развиты относительно менее широко, обособляются в земной поверхности не столь рельефно, а размеры менее значительные. В то же время на субчетвертичной поверхности и четвертичной толще не отмечено туннельных долин и каналов наревского и днепровского оледенений.

Формирование туннельных долин и каналов определялось субгляциальной водно-ледниковой эрозией. Процессы эрозии установлены для периодов сокращения березинского, сожского и поозёрского оледенений и протекали путём быстрых выбросов больших объёмов воды и, возможно, за счёт канализированного течения водонасыщенного песка. Быстрые спуски субгляциальных талых ледниковых вод предопределялись подпруживанием талых вод многолетней мерзлотой за ледниковым краем, образованием региональных понижений-гляциодепрессий (коллекторов талых ледниковых вод) и прерывистым фронтальным отступанием ледникового покрова. В области Белорусского Поозерья условия для возникновения глубоких туннельных долин и полигенетических ложбин субчетвертичного рельефа сложились впервые в конце березинского оледенения, когда большие объёмы талой ледниковой воды выбрасывались из напорных субгляциальных бассейнов через канализированные потоки в приледниковую область и формировали туннельные долины и каналы у ледникового края.

Во время днепровского оледенения палеоложбины подобно дренажным каналам (трубам) осуществляли эффективный вывод талых вод из водонасыщенных слоёв за пределы региона. В таких условиях предотвращались катастрофические спуски талых вод и прекращалось формирование туннельных долин. В фазу стагнации оледенения и сожскую стадию аккумуляция моренных и озёрно-ледниковых отложений могла обусловить запруживание палеоложбин. Вновь шло накопление огромных запасов подпруженных вод и заполнение водой региональных понижений в основании сожского ледника. В фазы отступления выбросы воды с большой скоростью из этих субгляциальных резервуаров через палеоложбины и отдельные каналы привели к созданию в субчетвертичной поверхности крупных и глубоких туннельных рывтин сожской генерации.



А — Сорочанская туннельная долина, Б — Тухинский туннельный канал; 1 — зандровые пески, 2 — грубообломочные отложения прогляциальных дельт и конусов выноса, 3 — озёрно-ледниковые тонкие пески, 4 — озёрно-ледниковые глины, 5 — моренные супеси, 6 — напорные морены, 7 — торфяники, 8 — камы и озы, 9 — направление падения ко- сых серий флювиогляциальных отложений, 10 — азимут простираия гляциодислокаций, 11 — границы туннельных долин и каналов, 12 — речные долины

Рисунок. Строение субгляциальных водно-эрозионных ложбин

Сожские ложбины служили дренажными путями из-под ледника в краевую ледниковую и перигляциальную области в поозёрское оледенение. А это объясняет локальное распространение и формирование малых каналов и туннельных долин в поозёрское время.

1. *Горецкий Г. И.* О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений // Ниж. плейстоцен ледник. районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 17—23.
2. *Комаровский М. Е.* Палеоложбины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 2009. 183 с.

А. А. Вашков

Белорусский государственный университет

СВЯЗЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ С ДОЧЕТВЕРТИЧНЫМ СУБСТРАТОМ

Расположенная на северо-востоке Витебской обл. Городокская возвышенность является одной из наименее изученных краевых ледниковых образований в Белорусском Поозерье. Среди геологов не существует единого мнения, как по механизму образования, так и по возрасту заложения данной макроформы рельефа. Большинство исследователей относит её к типу островных аккумулятивных ледораздельных возвышенностей [1—3]. Наши исследования свидетельствуют о том, что Городокская возвышенность относится к цокольно-аккумулятивным возвышенностям. В её основании расположен цоколь дочетвертичных пород, перекрытый толщей гляциальных отложений мощностью от 70 до 140 м [4].

Структура поверхности дочетвертичных пород в пределах Городокской возвышенности довольно сложная. В её рельефе выделяется ряд крупных поднятий. Наиболее крупным является Центральнородокское поднятие. Абсолютные отметки его поверхности составляют 120—154 м. К югу от него расположена группа мелких поднятий с абсолютными высотами до 138 м. На юго-западе Центральнородокское поднятие граничит с Полоцкой депрессией, расположенной на отметках 80—0 м. На северо-востоке субчетвертичная поверхность понижается в сторону Верхнеловатской низины до абсолютных отметок от 70—50 м.

Поверхность дочетвертичных пород в пределах Городокской возвышенности практически повсеместно сложена прочными доломитами и известняками семилукского и саргаевского горизонтов верхнего девона. В направлении Полоцкой депрессии карбонатные породы выклиниваются и сменяются песками и песчаниками старооскольского горизонтов среднего девона, на северо-востоке доломиты и известняками перекрываются глинами воронежского и евлановского горизонтов. Поверхность дочетвертичного цоколя Городокской возвышенности осложняется также многочисленными более мелкими формами рельефа — фрагментами речной сети, ложбинами ледниковой экзарации, карстовыми западинами.

Поднятие дочетвертичных пород в пределах Городокской возвышенности имеет связь со структурой кристаллического фундамента. Поверхность фундамента разбита на блоки и наклонена к востоку и юго-востоку. В ней выделяются относительно приподнятые Езерищенский и Суражский блоки и опущенный Велижско-Городокский блок, которые с запада по Витебскому разлому ограничены Шумилинским горстом. Разломы, оконтуривающие блоки (Полоцкий, Витебский, Городокский, Богушевский и им сопутствующие), очевидно имеют продолжение в породах осадочного чехла, оказывая влияние и на распределение форм современного рельефа [5].

Особенности дочетвертичного субстрата определили основные черты современной Городокской возвышенности и более мелких форм её рельефа. Высокое положение Центральнородокского и прилегающих к нему поднятий относительно окружающих низин определяли ледораздельное положение рассматриваемой территории ещё в раннем и среднем плейстоцене, что привело к надстройке поднятия ледниковыми отложениями мощностью до 50—80 м. В разрезе этой толщи преобладают моренные отложения березинского оледенения (встречаются фрагментарно), днепровской и сожской стадий припятского оледенения. Наиболее мощными являются сожские образования, они имеют в пределах возвышенности практически повсеместное распространение. Моренные горизонты разделяются преимущественно водноледниковыми отложениями мощностью до 10 м и реже — озёрно-ледниковыми песками и супесями, иногда заторфованными. В поверхности припятского горизонта проступает возвышение с отметками

180—205 м. В позднем плейстоцене это возвышение было надстроено мощными ледниковыми образованиями поозёрского оледенения. Среди них преобладают моренные отложения преимущественно чешуйчато-надвиговых фаций морен. Их мощность достигает 50—65 м. Довольно широко в пределах возвышенности распространены водно- и лимногляциальные отложения. В то же время Полоцкой депрессии и Верхнеловатской низине в современном рельефе соответствуют одноименные низменности с незначительной мощностью четвертичных отложений.

Важно отметить, что такая же тесная связь существует между более мелкими формами субчетвертичного и современного рельефа. Например, останцовым формам палеогенового возраста тяготеют самые высокие отметки современной поверхности. Высшая точка возвышенности — гора Горватка расположена в 4 км от высшей точки дочетвертичной поверхности у д. Кузьмино Городокского р-на. Современные долины рек и ложбины стока талых ледниковых вод часто унаследуют фрагменты древней речной сети. Например, р. Овсянка в верхнем течении и её притоки, верхнее течение р. Ловать, частично — рр. Оболь, Усыса, Лужеснянка. Участки древних речных долин, переуглубленные в четвертичное время ложбинами ледниковой экзарации, имеют отчётливое выражение в современном рельефе в виде цепочек проточных озёр на реках. К таким может быть отнесены озёра Межа, Сосно, Чернясто, Сесито на р. Ловать, а также крупное оз. Сенница в пределах Ловатской ледниковой ложбины глубиной вреза 15—25 м. Озеро Оболь на одноименной реке унаследует локальное экзарационное понижение в рельефе глубиной 15—20 м, совпадая с ним по контуру. Группа озёр на северном склоне возвышенности — Езерище, Ордово, Емелец, Невель и другие также относятся к ледниковым котловинам ледниковой экзарации глубиной 10—18 м. Озеро Лосвидо расположено в пределах ложбины с глубиной вреза 10—15 м. К понижениям в дочетвертичном рельефе, очевидно, приурочены и котловины озёр Берново, Черново, Кашо, Вымно, Тиосто. Карстовые западины у д. Заозёрье Городокского р-на унаследуются локальными понижениями с лимногляциальными отложениями в структуре четвертичной толщи, им соответствуют локальные понижения и в современном рельефе.

Хорошо выражены в современном рельефе зоны разломов. На современном этапе часть разломов проявляет активность и принимает участие в формировании современного рельефа. К таким разломам относятся Полоцкий разлом и оперяющие его Глубокский и Городокский разломы широтного простирания, Витебский, Богушевский и Суражский разломы меридионального простирания. Например, Витебский и Суражский разломы контролируют распределение мощности четвертичных отложений на западном и восточном склонах возвышенности, к ним приурочены крупные озёрные котловины. Витебский разлом контролирует размещение семи крупных озёрных котловин, Суражский разлом — участок долины р. Ловати. К Полоцкому разлому приурочены наиболее высокие отметки погребенного субчетвертичного и современного рельефа. Глубокский разлом по линии дд. Моисеево—Ломоносово унаследует по простиранию системой озовых гряд, озёрных котловин общей протяжённостью более 40 км. Узлы пересечений зон разломов определяют расположение наиболее сложных по строению участков возвышенности. Здесь отмечается большое разнообразие ледниковых форм рельефа, наложение друг на друга разновозрастных систем экзарационных ложбин, ложбин стока талых ледниковых вод. К таким узлам могут быть отнесен район к северу от п. г. т. Езерище на пересечении Глубокского и Суражского разломов; район у д. Межа на пересечении Полоцкого и Суражского разломов и др. Учитывая слабую тектоническую изученность территории, выделение линеаментов в пределах возвышенности представляется важным и может указывать на наличие нарушений в земной коре, активных на современном этапе.

Таким образом, Городокская возвышенность имеет тесную связь с выступом поверхности дочетвертичных пород и формами, его осложняющими. Обусловленный тектоническими процессами и дифференцированно приподнятый по зонам разломов, повышенный блок карбонатных пород в центральной части Городокской возвышенности обрел хорошо выраженные очертания в процессе длительной денудации. В плейстоцене древнее дочетвертичное поднятие и активные разломы оказывали важное влияние на характер ледниковой экзарации и аккумуляции. Эти факторы обусловили ледораздельное положение и формирование мощной толщи четвертичных отложений Городокской возвышенности.

1. *Аболтиньш О. П., Асеев А. А, Вонсавичюс В. П. и др.* Островные возвышенности как особым образом организованные геологические объекты. Таллин: АН ЭССР, 1988. 56 с.
2. *Исаченков В. А.* Проблемы морфоструктуры и древнеледниковой морфоскульптуры. Л.: Наука, 1988. 176 с.
3. *Санько А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.

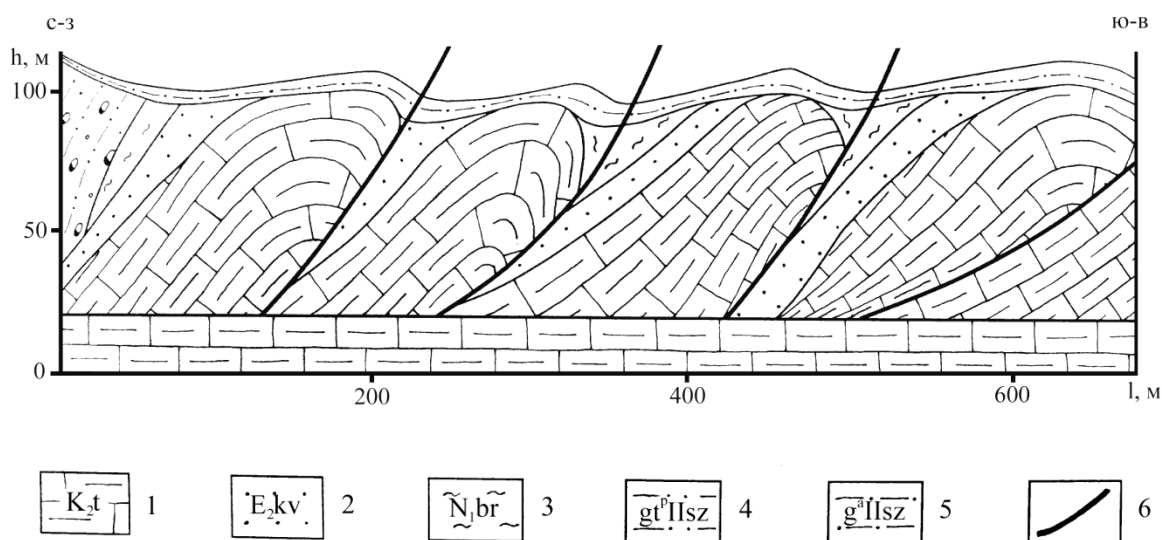
4. *Ваишков А. А.* Характер дочетвертичного субстрата Городокской возвышенности на северо-востоке Беларуси // Тез. докл. II науч.-практ. конф. молодых учёных и спец. памяти А. П. Карпинского. СПб., ВСЕГЕИ, 2011. С. 1—5.
5. *Нагорный М. А.* Тектоника Оршанской впадины // Литосфера. 2009. № 2 (31). С. 67—74.

М. Д. Колесник

Белорусский государственный университет

СКИБОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ВОЛКОВЫССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Системы скибовых нарушений встречены во всей области древнематерикового оледенения и не только в его внутренней зоне, где лёд достигал значительной мощности, но и на участках его бывшей краевой зоны. Подобные системы описаны на территории России, Польши, Германии, Дании, США и Канады, а также и на Беларуси. Наиболее важные из скибовых сооружений, в строении которых участвуют коренные породы, выявлены в большей мере в Гродненской обл. Эталонными можно считать Песковские скибовые гляциодислокации, в силу значительного количества техногенных обнажений и возможностью их изучения (рис.). Песковские дислокации протягиваются от п. г. т. Красносельский Волковысского р-на до д. Пески Мостовского р-на Гродненской обл.



1 — верхнемеловые мергельно-меловые породы, 2 — палеогеновые глауконито-кварцевые пески, 3 — неогеновые озёрные глины, 4 — основная сожская морена, 5 — абляционная сожская морена, 6 — разрывы и плоскости надвигов

Рисунок. Строение Песковской гляциодислокации у д. Колядичи Волковысского р-на Гродненской обл.

Изучение подобных форм включает в себе важную информацию об этапах развития оледенений на территории Беларуси, а также имеет важное значение для добывающей отрасли при заложении и эксплуатации карьеров.

При рассмотрении скибовых дислокаций в целом и в плане можно свести их к ряду дугообразных форм. Причём на одном конце такого ряда стоят слабо изогнутые, почти прямолинейные массивы гляциально деформированных пород, а на другом — подковообразные или напоминающие косо срезанный полуэллипс. Дуги открыты в проксимальную сторону, а их лобовая часть ориентирована по движению ледника. Чаще всего дуги создают ассиметричные скибы, однако встречаются и симметричные складки. В осевых частях и на крыльях дуг часто наблюдаются разрывы, разбивающие такую гирлянду на отдельные сегменты — брамы [2]. Скибовые нарушения проявляются в виде ложбинно-грядового рельефа.

Каркас рельефа создают гряды и разделяющие их ложбины. Гряды имеют вытянутую линейную форму с абсолютными отметками в 130—157 м, протяжённостью от 0,3 до 1,5—2 км.

Местами на пониженных участках дуг прослеживаются вереницы холмов, разделённых ложбинами. Холмы овальные или вытянутые до 50—150 м, ассиметричные, имеющие крутой юго-восточный склон и пологий северо-западный [1]. Скибовая структура гряд хорошо видна на распаханых полях, где вершины гряд и холмов соответствующие торцам скиб имеют светло-серый цвет, а межхолмные ложбины — тёмно-бурую окраску. У всех ложбин ассиметричное строение с пологим северо-западным и крутым юго-восточным склонами [3].

Песковская дислокация отличается широким развитием мощных складок и чешуй, сложенных породами различного генезиса и состава. Ядра скиб представлены мергельно-меловыми породами коньякского и туронского ярусов верхнего мела. На крыльях складок размещены глауконито-кварцевые пески киевской свиты палеогенового возраста. Местами пакеты скиб перекрыты глинами либо кварцевыми песками неогенового возраста. Вверх по разрезу залегает красно-бурая плитчатая основная морена сожского возраста. Практически всюду дислоцированные толщи перестилаются флювиогляциальными отложениями и абляционной мореной сожского возраста. Мощность дислоцированной толщи может достигать 80—90 м.

Часто дислокации осложнены трещинами и разрывами различной величины, особенно на их контактах, и встречаются во всех типах пород, кроме самых пластичных разностей. Разрывы могут быть как закрытые, так и открытые. Как правило, они имеют субвертикальную или наклонную ориентировку, совпадающую с падением чешуй.

Возникновение скибовых структур относится к сожскому оледенению, времени активного наступания льда. Ледник, двигаясь по мезо-кайнозойским породам, своей массой выдавливал их в свою фронтальную часть в виде скиб. Чешуи пород двигались по тонким прослоям мергелей и глин, реже пород другого литологического состава мощностью до 15—30 см. Однако, чешуи пород перемещались на небольшое расстояние либо просто деформировались. Во время деградации ледникового покрова скибовые сооружения перекрылись сожскими флювиогляциальными и моренными отложениями.

О том, что дислоцированные толщи выполаживаются с глубиной и не связаны со строением кристаллического фундамента, получены данные не только на территории Беларуси. Данные гляциотектонические нарушения являются сугубо четвертичными образованиями.

Песковские гляциодислокации являются системой разновозрастных сложно дислоцированных толщ, представленных в рельефе вереницами дугообразных гряд. Формирование чешуй происходило в сожское время посредством выдавливания и нагромождения горных пород, а также со сползанием отчленившихся пород в переуглубления между скибами. Данные формы полезно изучать для добывающей отрасли с целью эффективной добычи мергельно-меловых пород и предупреждения обрушения стенок карьеров при их эксплуатации.

1. Вальчик М. А., Зусь М. Е, Феденя В. М., Карабанов А. К. Краевые образования Белорусской гряды. Минск: Наука и техника, 1990. 196 с.
2. Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
3. Феденя В. М. Краевые образования Волковысской и Слонимской возвышенностей. Минск, 1986. 21 с.

Е. В. Хилькевич

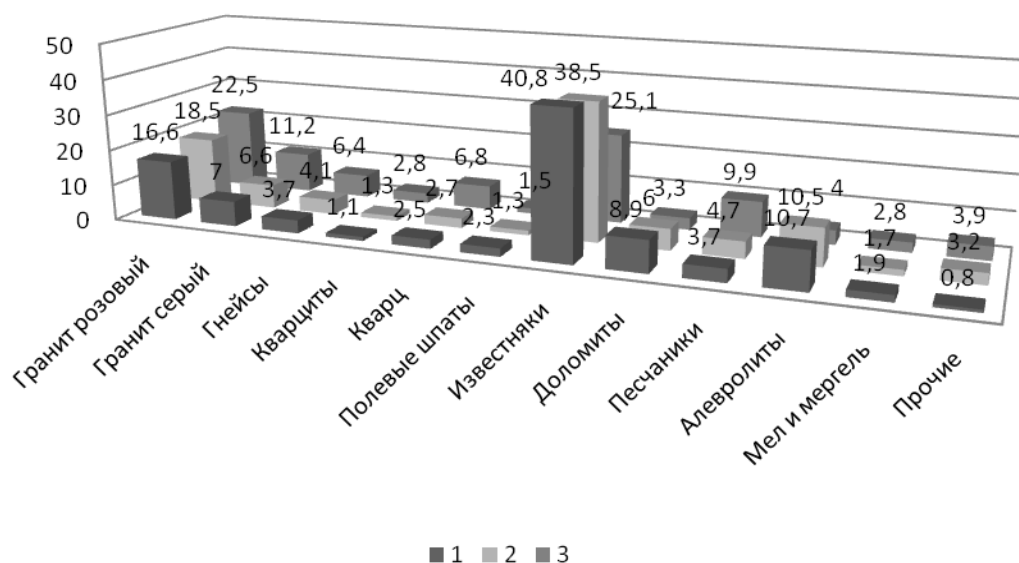
Белорусский государственный университет

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРЕН БАЛТИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОТОКА

Изучение петрографического состава моренных отложений на территории западной Беларуси имеет большое значение для восстановления динамики и геологической деятельности Балтийского ледникового потока, обособлявшегося в плейстоцене в структуре днепровского, сожского (московского) и поозёрского (валдайского) ледниковых покровов.

В течение днепровского оледенения, самого мощного из плейстоценовых, Балтийский ледниковый поток обособился в его максимальную стадию. Он полностью перекрыл территорию Беларуси и продвинулся далеко на юг. В сожское оледенение граница распространения данного потока проходила примерно через Шерешево—Берёзу—Ивацевичи—южнее Баранович, а на востоке — по Новогрудской возвышенности. В оршанскую стадию поозёрского оледенения Балтийский ледниковый поток распространялся до северных границ Гродненской возвышенности и занимал Озёрскую низину.

Методика исследований заключалась в отборе проб гравийно-галечной фракции в полевых условиях из обнажений, а также из кернов буровых скважин из основной морены разновозрастных ледниковых горизонтов. Места взятия проб выбирались по пути продвижения Балтийского потока из области днепровского (Малоритский р-н), сожского и поозёрского (Мостовский, Гродненский р-ны и др.) оледенений. Отбиралась гравийно-галечная фракция (более 5 мм), которая позже проходила макроскопическое определение, разделялась на одиннадцать основных групп пород: известняки, доломиты, песчаники, кварциты, алевролиты и аргиллиты, мергели, граниты, полевые шпаты, кристаллические сланцы и гнейсы, кварц. Всего было отобрано и проанализировано 47 проб основной морены из разновозрастных горизонтов. Средний петрографический состав этих образцов приведен на рисунке.



Морена: 1 — позерская; 2 — сожская; 3 — днепровская.

Рисунок. Соотношение состава обломочного материала в разновозрастных моренах Балтийского потока

В результате исследований установлены различия в петрографическом составе разновозрастных морен. В большинстве случаев они являются закономерными и находятся в прямой зависимости от состава подстилающих пород, путей движения ледника и возраста моренных отложений Балтийского потока.

Полученные изменения в петрографическом составе представлены в таблице и характеризуются следующими особенностями. С увеличением возраста моренных отложений наблюдается увеличение доли кристаллических пород. Так, среднее их содержание в днепровской морене на 16,7 % выше, чем в сожской и на 18 % — чем в поозёрской. Также следует отметить, что в днепровской морене содержится гранитов на 8,6 % больше чем в сожской и на 10,1 % — чем в поозёрской. А содержание гнейсов изменяется от 3,7 % в поозёрской и 4,1 % в сожской до 6,4 % в днепровской. Это объясняется большей устойчивостью кристаллических пород к разрушению по сравнению с осадочными. Процентное содержание осадочных пород с возрастом уменьшается от 66 % в поозёрской и 61,4 % в сожской моренах до 45,2 % в днепровской. Это связано с меньшей прочностью осадочных пород по сравнению с кристаллическими и, соответственно, более интенсивным их разрушением. Содержание известняков, доломитов и алевролитов в разновозрастных моренах понижается от молодых пород к более древним. Содержание песчаников с возрастом повышается. Это можно объяснить большей устойчивостью к разрушению по сравнению с другими осадочными породами. В итоге можно отметить, что днепровская морена характеризуется наи-

большим значением (1,1) отношения кристаллических пород к осадочным и наименьшим значением (2,7) отношения известняков к доломитам. Также стоит отметить, что различия в содержании основных групп пород между поозёрской и сожской моренами менее значительны по сравнению с днепровской.

Таблица

Сравнительная характеристика петрографического состава разновозрастных морен Балтийского ледникового потока

Параметры	Морена		
	поозёрская	сожская	днепровская
Кристаллические породы (%), в т. ч.:	33,2	34,5	51,2
Граниты розовые	16,6	18,5	22,5
Граниты серые	7	6,6	11,2
Гнейсы	3,7	4,1	6,4
Кварциты	1,1	1,3	2,8
Кварц	2,5	2,7	6,8
Полевые шпаты	2,3	1,3	1,5
Осадочные породы (%), в т. ч.:	66	61,4	45,2
Известняки	40,8	38,5	25,1
Доломиты	8,9	6	3,3
Песчаники	3,7	4,7	9,9
Алевриты	10,7	10,5	4,0
Мел и мергель	1,9	1,7	2,8
Прочие	0,8	3,2	3,9
Отношение кристаллические/осадочные	0,5	0,6	1,1
Отношение известняки/доломиты	4,6	6,4	2,7

Изменения в петрографическом составе морен могут быть связаны с различными путями движения Балтийского потока во время днепровского, сожского и поозёрского оледенений. Сопоставление данных о составе морены с данными о коренных породах Прибалтики, дна Балтийского моря и Фенноскандии показывает, что Балтийский ледниковый поток в поозёрское оледенение двигался с северо-северо-запада. В сожское оледенение он имел северо-западное направление, а в днепровское — северное.

Таким образом, данный метод исследования морен может быть использован для более точной корреляции ледниковых отложений и для реконструкции динамики ледников.

А. В. Сидоренко, А. А. Вашков, В. А. Ганич, П. В. Шаблыко

Белорусский государственный университет

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦЕ БРАСЛАВСКОЙ СТАДИИ ПООЗЁРСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

Реконструкция положения краевой зоны оледенения и его крупных стадий имеет важное научное и практическое значение. Эти знания создают картину динамики ледниковых покровов, процессов образования ледниковых отложений и форм рельефа. К краевым зонам, как правило, приурочены крупные месторождения строительных полезных ископаемых, привлекательные в рекреационном плане участки местности.

Изучаемый ледниковый этап охватывает отрезок времени в 15—16 тыс. лет, когда последний из плейстоценовых ледников перекрывал крайний север Беларуси. В связи с тем, что краевые ледниковые образования браславской стадии на севере Беларуси выражены фрагментарно, среди исследователей нет единого мнения о том, как следует проводить границу браславской стадии поозёрского оледенения.

Граница браславской стадии впервые обозначена на геологической карте масштаба 1 : 200 000 (1960), где она проведена по линии населённых пунктов Туричино—Ключегорская—Лахи—Гуколы—Межа. По данным А. В. Матвеева [1], граница распространения ледника во время браславской стадии опускалась

южнее, перекрывая всю территорию Городокской возвышенности. При этом в пределах Полоцкой и Верхнеловатской низменности граница оледенения проводилась значительно севернее. Сходной позиции придерживался Б. Н. Гурский [2]. Н. С. Чеботарёва не выделяет самостоятельную brasлавскую стадию, относя её краевые образования к одной из фаз поозёрского ледникового покрова времени его максимального распространения [3]. Такого же мнения придерживается и А. Ф. Санько, относя краевые образования на севере Городокской возвышенности к «езерищенской» фазе поозёрского ледникового покрова [4].

В ходе полевых работ в пределах Городокской возвышенности и прилегающих территорий в 2008—2010 гг. были получены новые данные, указывающие на несколько иное положение границы ледника во время brasлавской стадии поозёрского оледенения.

На северо-восточную часть Полоцкой низменности маломощный brasлавский ледник проникал в виде крупного языка. Граница его распространения может быть околтурена цепной линией, проведенной от д. Заборье на Нещердовской возвышенности к д. Оболь на Городокской возвышенности. К юго-западным склонам Городокской возвышенности brasлавский ледник примыкал в виде моренной гряды выраженной на протяжении более 10 км, шириной 1—1,5 км, относительной высотой 5—10 м. Дистальный склон этой гряды обрамлен дельтами и конусами выноса талых ледниковых вод. В строении дельт участвует песчано-гравийный материал, косослоистый, с азимутами падения в южных румбах. Такие образования встречаются у дд. Суровни, Хрипки Шумилинского р-на и Пуца Городокского р-на.

В районе дд. Кисели и Селище Городокского р-на распространены камовые образования. Они обрамляют с дистальной и проксимальной стороны глубокую ледниково-экзарационную ложбину оз. Верино. К северу расположена довольно крупная и высокая грядообразная форма с азимутом простираия 30—210°, высотой до 218 м. К востоку и юго-востоку, в котловинообразном понижении оз. Берново расположен комплекс мелких озовых гряд, севернее — крупных конусов выноса с мощными, до 20—30 м толщами водно-ледниковых отложений. Северо-западнее этой гряды (она может быть названа Обольской) расположена полоса морено-холмистого рельефа, а далее она сменяется полосой грядового-озового рельефа.

На северном склоне Городокской возвышенности граница распространения brasлавского ледника слабо выражена. Здесь она прослеживается по ледниково-экзарационной ложбине с оз. Черновка, камовым полям и конусам выноса у дд. Меховое—Орехово Городокского р-на, вдоль уступа озёрно-ледниковых террас у д. Зарница. В этом районе берут начало крупнейшие во всем Поозерье ложбины стока талых ледниковых вод, что тянутся к югу на 20—25 км. Здесь устанавливается ледораздельная зона между двумя потоками brasлавского ледника, ледник имел малую мощность и видимо часто расчленился на отдельные языки с разной скоростью продвижения.

Более чётко граница brasлавской стадии отмечается на северо-восточном склоне Городокской возвышенности. Она проходит вдоль конечно-моренной полосы рельефа с максимальной отметкой в 216 м у д. Гуколы Городокского р-на. Отток талых ледниковых вод к югу осуществлялся через крупные ложбины стока к югу, потому на дистальном окончании гряды не отмечается крупных водно-ледниковых накоплений. Однако они отмечаются близ д. Рудня и имеют параллельное краю ледника простираие в виде длинной и высокой озовой гряды. Далее к юго-востоку Гукольскую гряду продолжает невысокая протяжённая гряда у дд. Ляховка—Махалово—Сеченка Городокского р-на. В дистальном направлении моренные образования этой гряды сменяются полого-всхолмленной водно-ледниковой равниной с падением слоистости песчано-гравийных отложений к югу и юго-востоку.

В районе д. Межа Городокского р-на в структуре brasлавского ледника обособлялся крупный язык. Его краевая зона между дд. Сеченка и Межа в дистальном направлении продолжается в виде озовых гряд и камовых холмов. Повышенная мощность водно-ледниковых отложений отмечается у д. Долганы и д. Степановичи в дистальной зоне ледника. С востока этот языковой комплекс ограничивается межязыковым массивом у д. Зайково Городокского р-на. Далее на восток граница brasлавского ледника прослеживается по направлению конечно-моренной гряды у дд. Медведево и Лешково Городокского р-на.

Таким образом, граница brasлавской стадии поозёрского оледенения на северо-востоке Беларуси может быть проведена по линии дд. Суровни—Крошки—Селище—оз. Берново—Маслицы—Меховое—Лахи—Мартыненки—Кудины—Гуколы—Ляховка—Сеченка—Межа—Зайково—Медведево. Краевая зона brasлавской стадии здесь перспективна на выявление новых месторождений строительных материалов — песчано-гравийной смеси, песков и кирпично-черепичных глин. Многие участки представляют собой живописные природные комплексы, например, район озёр Верино и Берново, камовое поле у

д. Меховое, озовая гряда у д. Рудня. Здесь могут быть организованы рекреационные зоны, выделены ландшафтные заказники и геологические памятники природы.

1. *Матвеев А. В.* Особенности динамики поозёрского ледника в северной Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 3. С. 89—91.
2. *Гурский Б. Н.* Краевые образования территории Белоруссии и некоторые особенности их формирования // Краевые образования материк. оледенений. Киев: Наукова думка, 1978. С. 81—89.
3. *Чеботарёва Н. С.* Особенности деградации валдайского оледенения на востоке Белоруссии и северо-западе Смоленской области // Тез. докл. Всесоюз. межведомст. совещ. по изуч. краевых образований материк. оледенений. Смоленск, 1968. С. 20—24.
4. *Санько А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.

А. И. Друк, А. А. Вашков, В. А. Ганич, П. В. Шаблыко

Белорусский государственный университет

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПООЗЁРСКОЙ МОРЕНЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

Большое влияние на формирование рельефа северо-восточной части Беларуси оказало поозёрское оледенение, которое покинуло территорию страны приблизительно 15 тыс. лет назад. В структуре поозёрского ледника на северо-востоке Беларуси выделялось два потока: Чудский и Ладожский. Морфологическим выражением первого являлась Полоцкая лопасть, другого — Суражская. Различают две стадии в развитии ледникового покрова: оршанскую и браславскую [1].

Для анализа петрографического состава морен применялась опробованная ранее в условиях Белорусского Поозерья и сходная с зарубежной методика [2, 3]. Обломочный материал отбирался, как из естественных и искусственных обнажений, так и из скважин с глубин 1,5—35 м. Преимущественно отбиралась поозёрская морена, однако анализ скважинного материала позволил определить состав и 14 образцов из сожской морены.

При петрографическом определении выделялись следующие группы пород: 1) известняки; 2) доломиты; 3) песчаники и кварциты; 4) аргиллиты и алевролиты; 5) мергели; 6) розовые граниты; 7) серые граниты; 8) гнейсы и кристаллические сланцы; 9) полевые шпаты; 10) порфиры; 11) кварц; 12) карбонатные новообразования. Среди них наиболее важны в корреляционном значении доломиты, аргиллиты и алевролиты, розовые и серые граниты, гнейсы и кристаллические сланцы и порфиры. Сравнительный петрографический анализ поозёрской морены чудского и ладожского потоков представлен в табл. 1.

Из данных табл. 1 видны существенные различия в количестве доломитов, доля которых в морене ладожского потока выше (на 3,7 %) и в целом возрастает с запада на восток и с юга на север, а также в содержании аргиллитов и алевролитов. В морене чудского потока их значительно больше (в 6 раз), а количество возрастает с востока на запад и с севера на юг.

Среди кристаллических пород важно отметить повышенную долю серых гранитов в морене ладожского потока, что для неё весьма характерно. Ещё одна её особенность заключается в отсутствии порфиров. В целом отношение осадочных пород к кристаллическим у морены чудского потока выше (2,14), чем у морены ладожского потока (1,65).

Такие различия объясняются различными удалёнными, транзитными и местными питающими провинциями. Указанные особенности выдерживаются по всему региону Белорусского Поозерья и их можно использовать для восстановления динамики движения ледникового покрова. Однако стоит отметить, что наиболее чёткие местные признаки имеет моренный материал в пределах моренных равнин. В пределах возвышенностей, которые являлись ледораздельными зонами, петрографический состав часто определялся исходя из динамики нескольких ледниковых потоков [4].

Таблица 1

Сравнительная характеристика морен чудского и ладожского ледниковых потоков, %

Породы	Поток	
	чудский	ладожский
Осадочные породы	68,0	61,4
Известняки	35,4	36,8
Доломиты	15,8	19,5
Песчаники	4,0	2,9
Аргиллиты и алевролиты	12,2	2,0
Мергели	0,6	0,2
Кристаллические породы,	31,8	37,8
Граниты розовые	19,8	23,1
Граниты серые	4,9	9,2
Гнейсы и крист. сланцы	4,2	2,7
Полевые шпаты	0,8	0,3
Порфиры	0,1	0,0
Кварц	2,1	2,5
Карбонатные новообразования	0,1	0,8
Определено проб	60	35

Данные содержания пород в моренах оршанской, браславской стадий и сожской морены приведены в табл. 2. Для морены поозёрского возраста характерно преобладание осадочных пород (65,3 %). Среди них на известняки приходится 35,8 %, доломиты — 17,1 %, алевроиты и аргиллиты — 8,4 %, песчаники — 3,6 %. Доля кристаллических пород — 33,8 %. Из них: розовые граниты — 21 %, серые граниты — 6,4 %, гнейсы и кристаллические сланцы — 3,6 %.

Сожская морена отличается от поозёрской более низким содержанием аргиллитов и алевролитов (0,3 % против 8,4 %) и повышенным содержанием серых гранитов (12,3 % против 6,4 %). Эти особенности можно объяснить более древним возрастом сожской морены и большей устойчивостью кристаллических пород к разрушению.

Таблица 2

Сравнительная характеристика поозёрской и сожской морен, %

Породы	Поозёрское оледенение		Сожское оледенение
	Браславская стадия	Оршанская стадия	
Осадочные породы	68,2	64,2	63,0
Известняки	38,2	34,9	33,2
Доломиты	19,6	16,1	27,0
Песчаники	4,1	3,4	2,5
Аргиллиты и алевролиты	5,6	9,5	0,3
Мергели	0,7	0,3	0,0
Кристаллические породы	31,3	34,8	36,9
Граниты розовые	18,5	22,0	19,5
Граниты серые	5,5	6,9	12,3
Гнейсы и кристаллические сланцы	5,0	3,0	1,5
Полевые шпаты	0,5	0,6	0,0
Порфиры	0,0	0,0	0,0
Кварц	1,8	2,3	3,6
Карбонатные новообразования	0,5	1,0	0,0
Определено проб	27	68	14

1. *Матвеев А. В.* Особенности динамики поозёрского ледника в северной Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 3. С. 89—91.
2. *Ваишков А. А.* Особенности петрографического состава поозёрской морены на северо-западе Беларуси // Соврем. пробл. геохимии, геологии и поисков полез. ископаемых. Минск: БГУ, 2007. С. 201—203.
3. *Gorska M.* Some petrographical features of Vistulian till in the central and southern Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice-sheet. Poznan: PTPN, s. a. 147 p.
4. *Комаровский М. Е.* Палеоложины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 2009. 183 с.

В. А. Ганич

Белорусский государственный университет

ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

В четвертичной толще Белорусского Поозерья важное место принадлежит ленточным глинам. Их образование связано с аккумулятивной деятельностью талых ледниковых вод и происходило в обширных приледниковых и внутрiledниковых бассейнах озёрного типа. Отличительной чертой подобных отложений является характерная ленточная текстура, которая представляет собой переслаивание песчаного и алевроитового материала, связанное с сезонными колебаниями интенсивности водных потоков.

На территории Поозерья выделяется три горизонта ленточных глин, разделённых разновозрастными моренными отложениями. Это позволяет относить верхний из них к поозёрскому, средний — к припятскому, нижний — к березинскому времени. Глины поозёрского возраста залегают вблизи дневной поверхности, в ряде мест образуя промышленные месторождения. Припятский горизонт ленточных глин залегает на глубинах примерно от 18 до 36 м. Березинский горизонт вскрыт скважинами в интервале глубин 63—126 м. Строение горизонтов ленточных глин отличается разнообразием. В одних скважинах они сложены только ленточными глинами, в других осложнены прослоями и линзами песка или супеси, благодаря чему разделяются на несколько прослоев. Ленточные глины всех горизонтов имеют коричневый цвет. Разная мощность горизонтов и их неодинаковое строение объясняется значительной фациальной изменчивостью озёрно-ледниковых отложений [1, 3].

Существует закономерность взаимного размещения горизонтов ленточных глин, согласно которой в разрезах с высоким положением дочетвертичной поверхности горизонты сближены; напротив, пониженное её залегание вызывает увеличение интервала между горизонтами до десятков метров. Кроме того, в вертикальном разрезе количество горизонтов ленточных глин в разных районах Поозерья неодинаково, как и глубина залегания и мощность отдельных горизонтов. Всё это значительно затрудняет их изучение, поэтому детально рассмотрены лишь ленточные глины поозёрского возраста, залегающие вблизи дневной поверхности или вскрытые карьерами.

В пределах области залегания поозёрских глин отмечены крупные приледниковые бассейны, выполненные озёрно-ледниковыми отложениями. Эти бассейны располагались, перед краем отступавшего, а иногда и наступавшего поозёрского ледника в обширной Полоцкой низине, которая занимает северную часть области Белорусского Поозерья. Ленточные глины здесь встречаются на больших площадях и имеют пластовое, реже пластово-линзообразное залегание.

В пределах северной Беларуси выделены озёрно-ледниковые бассейны: Дисненский, Верхнедвинский, Полоцкий и Лучёсский. Кроме того, выделяются ленточные глины в пределах Суражской низины (Суражский бассейн). К югу от бассейнов озёрно-ледниковых отложений располагается район конечно-моренных образований поозёрского времени. Здесь ленточные глины встречаются на отдельных участках, залегая преимущественно в виде линз небольших размеров. Они накопились в небольших по площади бассейнах типа Лепельского.

Дисненский бассейн озёрно-ледниковых отложений располагается в северо-западной части Поозерья, в среднем течении р. Дисны. С севера Дисненская низина оконтуривается Браславской, с юга — Свентянской конечно-моренными грядами. Абсолютные отметки поверхности низины в основном составляют 130—140 м, а в краевых частях увеличиваются до 150—200 м.

Дисненская депрессия возникла в дочетвертичное время, а в плейстоцене была выполнена ледниковыми отложениями, среди которых ведущая роль принадлежит озёрно-ледниковым образованиям по-

озёрского времени. В литологическом отношении они представлены песками, супесями, суглинками и ленточными глинами. В центральной части Дисненского бассейна мощность толщ собственно ленточных глин достигает 15—20 м, причём она часто увеличивается в понижениях подстилающих пород.

Верхнедвинский бассейн озёрно-ледниковых отложений занимает обширную площадь по среднему течению р. Зап. Двины, нижнему и среднему течению её правых притоков — Росицы, Сарьянки, Ужицы, Дриссы, а также левых — Волты и, частично, Дисны. На западе в виде узкого «залива» бассейн простирается до г. Браслава. На юго-западе Верхнедвинский бассейн соединяется с Дисненским. Восточная граница бассейна нерезкая, на севере же она определяется широтой оз. Освейское. На северо-западе бассейн оконтуривается Браславской, на севере — Освейской конечно-моренными грядами, на юге — также моренными и конечно-моренными образованиями. На поверхности поозёрской морены, а местами и на флювиогляциальных песках в пределах бассейна залегают суглинки, супеси и ленточные глины.

Полоцкий бассейн озёрно-ледниковых отложений занимает территорию к северу и югу от р. Зап. Двины, сливаясь с восточной частью Верхнедвинского бассейна. Обширная низина, заполненная озёрно-ледниковыми отложениями, расположена в бассейнах рек Оболи, Полоты, Сосницы, Дриссы и частично Уллы. Абсолютные отметки поверхности здесь не превышают 140—160 м, а по долинам рек понижаются до 120—140 м. С востока Полоцкий бассейн ограничен Городокской возвышенностью, с юго-востока обрамляется конечно-моренными грядами. В западной и северо-западной частях бассейна протягиваются отроги Освейской гряды.

В квартале Полоцкая депрессия неоднократно заполнялась ледниковыми отложениями. В поозёрское время она представляла собой огромный бассейн сноса терригенного материала тальными водами, причём ленточные глины формировались в его центральной, наиболее удалённой от края ледника области.

Ленточные глины Суражской низины залегают в виде отдельных пятен среди флювиогляциальных отложений. Из-за слабой изученности района до конца не выяснено, являются ли эти пятна самостоятельными линзами либо это выходы на поверхность отдельных участков единой площади распространения ленточных глин. Залегают ленточные глины в данной области на глубине 0,3—15 м, чаще 0,5—2 м.

Лучёский бассейн расположен в пределах среднего и верхнего течения р. Лучёсы. В структурном отношении он приурочен к понижению в кровле девонских доломитизированных известняков. В четвертичное время понижение было выполнено толщей ледниковых отложений. Верхняя их часть сложена поозёрскими мелкозернистыми песками, алевроитами, суглинками и ленточными глинами. Крупнозернистые пески с галькой и гравием слагают флювиогляциальные поля, окружающие районы распространения тонкозернистых песков. Пески, в свою очередь, в центральной части бассейна сменяются глинами.

В глинах выделяют две разновидности: массивная, встречающаяся главным образом в центре глинистой зоны, и типично-ленточная, которая выявлена на отдельных участках северной, северо-восточной, южной и юго-восточной площади развития глинистой зоны. Подобная неоднородность говорит о разных условиях формирования глинистой толщи. Это можно объяснить тем, что Лучёский бассейн располагался южнее зон мёртвого льда. Накопление массивных глин здесь шло за счёт постепенного таяния глыб мёртвого льда. Колебания притока вод в зимний и летний периоды отсутствовали [2].

Ленточные глины Белорусского Поозерья, вследствие своего неглубокого залегания и широкого распространения, образуют множество промышленных месторождений. Традиционно глины используются при производстве строительных материалов и керамических изделий, однако в последнее время их роль возросла и в качестве сырья для химической промышленности. Ввиду своей сравнительно высокой активности глины используются как адсорбенты при переработке нефти. По этой причине необходимо детальное изучение ленточных глин на предмет выявления залежей сырья более высокого качества.

1. Белорусская ССР. Полезные ископаемые / Геология СССР. Т. 3. М.: Недра, 1977, 257 с.
2. Зайцева Н. В. Ленточные глины Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, 215 с.
3. Павловская И. Э. Полоцкий ледниково-озёрный бассейн: строение, рельеф, история развития. Мн.: Наука и техника, 1994, 128 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Городокская возвышенность расположена на северо-востоке Витебской обл. Беларуси и представляет собой крупную ледниковую форму рельефа. Она характеризуется повышенной мощностью четвертичных отложений, благодаря чему отчётливо обособляется в рельефе. Мощность пород квартера изменяется от 80 до 145 м, тогда как на прилегающих низинах она обычно не превышает 35—50 м. В строении возвышенности главным образом участвуют валунные супеси, суглинки и песчаные отложения. В четвертичной толще выделяются 3 ледниковых горизонта — березинский, припятский и поозёрский. Они разделяются озёрными и реже озёрно-аллювиальными межледниковыми отложениями. Нижний березинский горизонт распространен преимущественно на востоке и севере возвышенности, обычно маломощный и не образует сплошного покрова. Припятский горизонт представлен днепровской и сожской моренами и межморенными водно-ледниковыми и лимногляциальными отложениями. Мощность припятского горизонта наиболее значительна в центральной и северо-восточной части возвышенности, где достигает 50—75 м. Поозёрский горизонт формирует современную поверхность Городокской возвышенности. В нем выделяются две морены — оршанская и brasлавская. Широко представлены водно-ледниковые и лимногляциальные отложения.

Городокская возвышенность относится к Центральнобелорусскому инженерно-геологическому региону области Белорусского Поозерья. В её пределах выделяются три основных типа инженерно-геологических районов, которые получили названия: (1) моренные равнинные образования; (2) флювиогляциальные отложения поозёрского оледенения, подстилаемые моренными отложениями поозёрского оледенения, и (3) конечно-моренные образования. Каждому типу районов соответствуют определённые инженерно-геологические и гидрогеологические условия, грунты и геоморфологические признаки [1].

Первый тип приурочен к участкам моренных равнин, сложенных бурыми и красно-бурыми валунными супесями и суглинками с линзами разнородных песков и песчано-гравийно-галечных образований мощностью от 3 до 30 м. Они образуют инженерно-геологические группы связных пород с включениями обломочных и связных пород с песчаными включениями. Отложения обводнены спорадически, воды обладают незначительным напором, появляются на глубинах 2—10 м. Данный тип выделяется на окраинах Городокской возвышенности и, главным образом, на прилегающих равнинах.

Второй тип приурочен к водно-ледниковым и озёрно-ледниковым равнинам. Водно-ледниковые покровы в виде зандров и ложбин стока талых ледниковых вод широко представлены в центральной части возвышенности. Их мощность, как правило, невелика — от 1 до 15 м. Залегают эти отложения, как правило, на моренных суглинках, поэтому нижние части горизонтов часто обводнены. Озёрно-ледниковые отложения мощностью от 1—3 до 15 м представлены ленточными глинами с прослоями разнородных песков и алевроитов. В пределах возвышенности они распространены фрагментарно, главным образом отмечая уровни приледниковых озёр на западном, северном и восточном склонах. Грунтовые воды встречаются спорадически, залегают на глубинах 0,2—5 м.

Третий тип инженерно-геологических районов приурочен к краевым ледниковым образованиям, представленными конечными моренами, часто осложняются озами и камами. Это валунные супеси, суглинки, массивные, местами с прослоями песка, гравия и гальки. Они объединяются в инженерно-геологические группы связных пород с включениями обломочных и связных пород. Озы и камы сложены в основном мелкозернистыми песками и образуют инженерно-геологическую группу песчаных пород. Мощность краевых образований в пределах Городокской возвышенности достигает до 60—75 м.

Заболоченность района относительно слабая в пределах возвышенности и усиливается на прилегающих территориях. Мощности торфов невелики — от первых метров до 5—7 м. Из современных опасных инженерно-геологических процессов следует выделить подмывы берегов, эоловые процессы, плоскостной смыв дождевыми и тальми водами, образование оврагов и оползней.

Инженерно-геологические условия Городокской возвышенности, в общем, можно охарактеризовать как достаточно благоприятные. В районе отсутствуют неблагоприятные для строительства лёссовые грунты, мощность торфяников и обводнённости пород мала. Наиболее типичными видами грунтов для возвышенности являются суглинистые, песчаные и супесчаные грунты ледникового генезиса. Эти груп-

пы грунтов обладают достаточно высокими прочностными показателями для основных видов фундаментов гражданского и промышленного строительства.

О. Г. Половец, М. Б. Чередник

Белорусский государственный университет

СКОРОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продолжительность эпох корообразования является одним из важных признаков, определяющих мощность и зрелость кор выветривания. Имеется, ряд работ, в которых излагаются результаты определения времени формирования современных почв и приводятся примерные расчёты скорости развития кор выветривания прошлых геологических периодов.

Н. Н. Соколов [6], на основе сопоставления данных изучения почв, возникших на старых постройках, морских дюнах, речных и морских террасах с установленным временем образования, пришёл к выводу, что уже за 50—100 лет заметно значительное формирование почв; устойчивой стадии они достигают позднее; этот срок для подзолистых почв определяется в 1 000—1 500 лет.

П. А. Земятченский [4], изучавший почвы на искусственных сооружениях, установил, что, в зависимости от субстрата и условий выветривания, скорость роста почв за 100 лет варьирует от 1,2 до 20 см. Наибольшая скорость роста относится к почвам, возникшим на рыхлых песчаных породах.

Б. М. Михайлов [5] подсчитал количество SiO_2 и CaO , извлекаемое растениями с 1 м^2 поверхности земли при латеритном выветривании метаморфических пород Гвинеи. На основании этих данных скорость развития почвы — 1 см за 600 лет.

Скорость формирования почвы на лёссовидном суглинке в Курской обл. России, установленная путём определения возраста по ^{14}C , равна 1,3—2,0 см за 100 лет [1].

Расчёты возможной скорости роста кор выветривания прошлых эпох, исходя из баланса различных компонентов в подзоне выветривания, показывают следующее.

И. И. Гинзбург [2] рассчитал количество воды, требующееся для выноса Si, высвобождающегося при выветривании алюмосиликатных пород в условиях тропического климата. В результате были получено, что при 3 750 мм/год атмосферных осадков на формирование 1 см коры выветривания требуется 300 лет, а при 500 мм осадков — 2 200 лет.

Л. А. Гузовский и А. И. Гавришин [3] подсчитали количества Si, Al, Fe, Ca и Mg, выносимые с единицы площади развития порфиритов при их выветривании в тропических условиях. Полученные результаты показали, что для образования мезозойских кор выветривания Южного Урала мощностью 30 м потребовалось 4—7 млн лет.

Таким образом, на основании приведённых данных можно констатировать, что:

— для образования полного профиля мощных кор выветривания, даже в особо благоприятной обстановке требуется время, определяемое миллионами лет;

— почвы, являющиеся верхним, наиболее доступным для агентов выветривания горизонтом кор, формируются во много раз быстрее, чем относительно глубокие горизонты элювиальных образований.

1. Герасимов И. П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 1. С. 28—37.
2. Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин // Исслед. и использ. глин. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1958. С. 135—142.
3. Гузовский Л. А., Гавришин А. И. О длительности формирования мезозойской коры выветривания Южного Урала // Докл. АН БССР. 1968. Т. 12, № 6. С. 543—545.
4. Земятченский П. А. К вопросу о происхождении каолина // Докл. АН СССР. 1938. Т. 20, № 6. С. 471—473.
5. Михайлов Б. М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита // Докл. АН СССР. 1964. Т. 157, № 4. С. 856—858.
6. Соколов Н. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом пород и рельефа // Тр. Почв. ин-та им. Докучаева. 1932. Вып. 6. С. 1—55.

НАРУШЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ НЕФТЕБУРОВЫХ РАБОТ В БЕЛОРУССКОМ ПОЛЕСЬЕ

Научно-технический прогресс и необходимость обеспечения потребностей народного хозяйства требуют от энергетического комплекса страны ускорения поиска, разведки, а также увеличения добычи горючих полезных ископаемых. Это приводит к интенсивному негативному техногенному воздействию на компоненты природной среды территории республики. Геоэкологические проблемы, обусловленные поиском, разведкой и добычей нефти, характерны и для территории Белорусского Полесья.

Под влиянием проведения нефтебуровых работ на территории Припятского нефтяного бассейна формируются геоэкологические условия, обусловленные комплексом природных факторов (рельефом, климатом, речной сетью, почвенно-растительным покровом, геолого-гидрогеологическими условиями, тектоническим строением и нефтеносностью прогиба), которые в разной степени реагируют на техногенное вмешательство в природную среду.

В геологическом отношении район исследований приурочен к Припятскому прогибу, который входит в состав Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Длина прогиба около 280 км, ширина 140—150 км, он сложен мощной толщей осадочных и частично вулканогенных образований. По геологическим и эксплуатационным условиям выделяются межсолевой, подсолевой карбонатный, подсолевой терригенный и надсолевой девонские продуктивные комплексы [1].

В геоморфологическом отношении основная часть региона относится к области Белорусского Полесья. Гидрогеологические условия изучаемой территории отличаются особой сложностью, в разрезе вмещающих отложений выделяются около 30 водоносных горизонтов и комплексов, содержащих пресные и минеральные воды, промышленные рассолы. Основная масса нефтяного загрязнения переносится в составе водных смесей, в связи с этим большое значение в оценке геоэкологической ситуации в районе исследований приобретают сведения о характере залегания водоносного горизонта грунтовых вод. Выделяются несколько градаций степени защищённости водоносных горизонтов Припятского нефтеносного бассейна: участки с *незащищёнными* грунтовыми водами приурочены к поймам и болотным массивам, сложенным с поверхности хорошо проницаемыми породами; участки со *слабо защищёнными* грунтовыми водами встречаются в пределах озёрно-аллювиальной равнины, на речных террасах; *относительно защищённые* воды характерны для вторично водно-ледниковых и моренно-зандровых равнин; *защищённые* грунтовые воды приурочены к площадям развития моренного и конечно-моренного рельефа, представленного супесчано-суглинистыми породами с низкими коэффициентами фильтрации [2].

В пределах Припятского прогиба выделено 103 вида почв. В структуре почвенного покрова нефтеносного бассейна преобладают дерново-подзолистые заболоченные почвы (дерново-подзолисто-глееватые и глеевые) и торфяно-болотные, занимающие 56,5 % территории исследования. Нефтяные месторождения приурочены чаще всего к участкам с полугидроморфными почвами. На исследуемой территории доминируют следующие природные ландшафты: аллювиально террасированные, вторичные водно-ледниковые и нерасчлененные комплексы с преобладанием болот и широко развитой речной сетью (главная речная артерия — р. Припять с её притоками).

К техногенным факторам воздействия на природную среду относятся: количество пробуренных глубоких скважин, плотность пробуренных скважин на 100 км², количество месторождений нефти (табл.). На территории прогиба открыто 62 месторождения нефти, из которых 46 — разрабатываемые, 8 — разведываемые, 8 — законсервированных.

Источники загрязнения при бурении скважин разделяются на постоянные и временные. К постоянным относятся источники, образованные в результате фильтрации и утечки жидких отходов бурения из земляных шламовых амбаров, к временным — буровая площадка: дизельный блок (склад ГСМ), насосная группа, блок очистки буровых растворов, узел приготовления буровых растворов, циркуляционная система, блок хранения и приготовления химических реагентов; водоводы; трубопроводы; продуктопроводы; резервуары-отстойники; коррозия промыслового оборудования; поглощение бурового раствора; выбросы пластовых флюидов; межпластовые перетоки; нарушение герметичности; затопление, подтопление территории буровой площадки и др.

**Показатели техногенного воздействия на компоненты природной среды
Припятского нефтеносного бассейна и их ранжирование по интенсивности проявления**

Интенсивность техногенного воздействия (балл)	Количество глубоких скважин	Плотность пробуренных скважин, шт./100 км ²	Количество месторождений нефти
Максимальная (5)	более 50	более 0,5	28
Интенсивная (4)	25—50	0,25—0,5	25
Существенная (3)	5—25	0,05—0,25	9
Минимальная (1, 2)	1—5	0,01—0,05	0

Трансформация горных пород верхних слоёв литосферы. Вскрытие и разрушение буровым инструментом горных пород приводит к падению внутрипластового давления, изменению напряженного состояния пород в массиве, вызывает дегазацию пород и вод, образованию новых минералов, образованию трещин и каверн в породе, выпадению солей и отложению парафина, образованию техногенных просадок земной поверхности, возникновению техногенных землетрясений, а также изменению температурного режима пород, слагающих данные слои. На территории прогиба пробурено около 2 тыс. глубоких (2,0—5,4 км) скважин различного назначения. Глубина вскрытия нефтяных залежей изменяется от 1 612 м (Березинское месторождение) до 4 580 м (Первомайское). Из них 337 вскрыли кристаллический фундамент. Количество скважин по прогибу распределяется следующим образом: поисковые — 663 скважины; эксплуатационные — 469 скважин; разведочные — 376 скважин; параметрические — 114 скважин; нагнетательные для поддержания пластового давления — 81 скважина и другие. Скважины бурятся с разным назначением (категорией), поэтому они по-разному влияют на верхние слои литосферы. Наиболее негативное воздействие оказывают поисковые, разведочные, параметрические, а также нагнетательные скважины.

Интенсивность негативного воздействия процессов бурения связана с глубиной и сроками бурения скважин. Чем продолжительнее время бурения, тем сильнее уплотняется почвенный покров и увеличивается давление на почву и грунты. Самый длительный срок (до 4 лет) бурились 3 скважины; от 2 месяцев до 1 года — 1 555 скважин; от 1 до 2 лет — 173 скважины; до 6 месяцев бурилось — 400 скважин.

Глубина бурения скважин определяет мощность зоны проникновения несвойственных литосфере веществ. Большинство скважин (1 525) пробурено в диапазоне глубин от 2 800 до 4 400 м. В диапазоне от 2 000 до 2 800 м пробурено 265 скважин, 61 скважина пробурена на глубину до 2 400 м, 142 скважины с глубиной от 4 600 до 5 000 м.

При бурении скважин для крепления стенок забоя применяются обсадные трубы, в затрубное пространство последних подается специальный цемент. Общий вес металла обсадных труб, использованных при бурении нефтяных скважин на территории Припятского прогиба, составляет 418,7 тыс. т. По основным крупным месторождениям эти данные распределились следующим образом: Речицкое — 28,8 тыс. т; Осташковичское — 43,5 тыс. т; Мармовичское — 11,1 тыс. т. Образующиеся продукты коррозии существенным образом изменяют геохимическую среду верхней части литосферы, учитывая природный повышенный фон Fe в грунтовых водах территории Припятского Полесья.

Изменение состава и свойств поверхностных и подземных вод. Разработка месторождений сопровождается негативными процессами в подземной гидросфере: изменяется пластовое давление в залежи, падают или повышаются уровни подземных вод, истощаются ресурсы пресных и минеральных вод, снижаются концентрации ценных компонентов, пластовые воды смешиваются с поверхностными, изменяются скорости движения и параметры химического, газового состояния и температуры подземных вод. При контакте промысловых жидкостей с пластовыми водами выпадают в осадок разнообразные соединения: $MgSO_4$, $CaCO_3$, $NaCl$, $Fe(OH)_2$, $Fe(OH)_3$, KCl и др. Это вызывает загрязнение грунтов минеральными солями, особенно ярко этот процесс проявляется в районах шламовых амбаров, складов ГСМ и других технических объектов. Минерализация вод первого от поверхности водоносного горизонта в зоне воздействия амбаров достигает 40—60 г/дм³, что примерно в 100 раз превышает минерализацию вод в естественных ненарушенных условиях.

Анализ причин загрязнения водоносных горизонтов в процессе нефтедобычи показал, что основными источниками загрязнения подземных вод являются различного рода утечки, которые обеспечивают

60—70 % поступления загрязняющих веществ. Согласно Программе «Экология» (1990—1995 гг.), межпластовые перетоки обеспечивают 6—7 % поступления в водоносные горизонты загрязняющих компонентов [2].

Особо следует отметить, что при бурении скважин возникают различные аварийные ситуации. Наиболее часто происходит поглощение бурового раствора (124 аварии), что способствует загрязнению подземных вод и пород.

На территории Припятского прогиба отмечается загрязнение поверхностных вод в результате попадания нефти в водоёмы, болотные массивы и реки, расположенные вблизи буровых площадок. На поверхности воды образуются нефтяные пленки, которые способствуют угнетению живых организмов и водной растительности.

Загрязнение почвенного и растительного покрова. В результате разливов нефти и последующего окисления высокомолекулярных продуктов её состава на поверхности почвы образуются корочки, весьма устойчивые к разложению, а при многократных разливах тяжёлой нефти — твёрдые асфальтоподобные покровы. В процессе вертикальной миграции смолисто-асфальтовые компоненты нефти сорбируются верхними горизонтами почв, иногда прочно цементируя их, что ухудшает водно-воздушные свойства почв и нередко приводит к их заболачиванию и смене окислительно-восстановительной обстановки. Для почвенного покрова характерно преобладание хлоридно-натриевого засоления. Так, площадь участков (ореолов) засоления в районах шламовых амбаров достигает 4,5 га. Содержание солей в почвенном слое изменяется от 0,5 (на границе ореолов) до 20—30 г/кг у амбаров. В пределах Припятского прогиба под обустройство каждой скважины отчуждается от 2,3 до 3,0 га земли (площадь засоления значительно превышает территорию, выделяемую под одну скважину). Среднее содержание нефти в почве на территории буровой площадки изменяется в пределах от 30—160 г/кг почвы. Всего под буровые скважины было отведено 5 892,6 га земли.

Растительный покров на территории буровой площадки подвергается механическому воздействию, при котором он либо полностью уничтожается, либо весьма существенно нарушается. Установлено, что после проведения первичных мероприятий по подготовке скважин к бурению, в период последующей их эксплуатации, на насыпях и валах формируются угнетённые растительные сообщества.

Химическое загрязнение территории нефтяных площадок является более интенсивным и экологически опасным по сравнению с механическим разрушением горных пород. Его действие оказывается более пролонгированным по времени и захватывает большое подземное и поверхностное пространство.

Для уменьшения техногенных нагрузок на природную среду в районах проведения нефтебуровых работ рекомендуется проведение следующих мероприятий: кустовое бурение, использование колтюбинговых установок, применение заколонных пакетов, герметизация промыслового оборудования, применение нейтральных буровых растворов, применение оборотного водоснабжения, сооружение очистных сооружений для сточных вод, захоронение отработанных буровых растворов с их предельной нейтрализацией, создание опытно-промышленных подземных хранилищ для захоронения отработанных глинистых буровых растворов и засоленных шламов, полная биологическая рекультивация территорий бывших буровых площадок и т. д.

1. Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию БелНИГРИ / Под ред. П. З. Хомича, С. П. Гудака, А. М. Синички. Минск: Адукацыя і выхаванне, 2002. 528 с.
2. Геоэкология Беларуси / М. Г. Ясовеев, В. Б. Таранчук, Е. Б. Антипин и др. Минск: ИООО «Право и экономика», 2006. 412 с.

Д. Л. Творонович-Севрук

Белорусский государственный университет

УМЕНЬШЕНИЕ ТЕХНОГЕННОГО ПОСТУПЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ Fe В АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В настоящее время вследствие определённого несовершенства очистных сооружений, установленных на объектах народного хозяйства, происходит сброс «условно очищенных» сточных вод. Промышленные предприятия распределены неравномерно, тяготея преимущественно к областным центрам. Практически

2/3 всех сбросов сточных вод — результат деятельности ЖКХ. Более 90 % сточных вод сбрасывается в реки. Даже Днепр, Зап. Двина, Припять, Зап. Буг на определённых участках не имеют достаточной разбавляющей способности для снижения концентрации элементов группы Fe до приемлимого уровня. Гораздо более катастрофическая ситуация складывается на малых реках Беларуси, которые по причине своей малой водности не в состоянии разбавить и очистить естественным образом поступающие объёмы сточных вод [1—6].

На протяжении последних 30 лет XX в. в Беларуси происходило постепенное увеличение количества сточных вод, сбрасываемых в реки — от менее 400 млн м³/год до порядка 2 000 млн м³/год, что не могло не отразиться на экологической ситуации.

Опыт применения прудов для доочистки на примере г. Слуцка показывает, что в сочетании со стандартными методами, применяющимися на очистных сооружениях, можно получить значительное снижение содержания элементов-металлов в водах реки [1—6].

На территории Беларуси крупные источники антропогенного поступления Mn, Ni, Co и Cr не всегда располагаются вблизи водотоков, обладающих достаточной водностью и разбавляющей способностью. Например, р. Свислочь — в неё сбрасывается более 0,7 млн м³/день, по сути в месте сброса в районе станции аэрации объём сточных вод равен объёму речных вод.

Решением проблемы снижения концентрации элементов-металлов в водах р. Свислочь может служить создание водоёмов для доочистки. В низовьях реки располагается Осиповичское водохранилище, в донных отложениях которого происходит активное накопление элементов-металлов. Ниже водохранилища в аллювиальных отложениях наблюдается снижение содержания реакционноспособных форм элементов группы Fe (рис. 1).

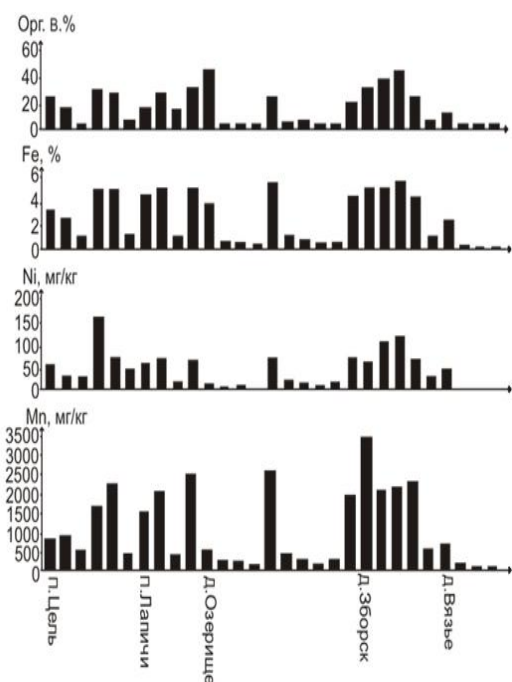


Рисунок 1. Диаграммы содержания органического вещества (%), реакционноспособных форм Fe (%), Ni и Mn (мг/кг) в донных отложениях Осиповичского водохранилища

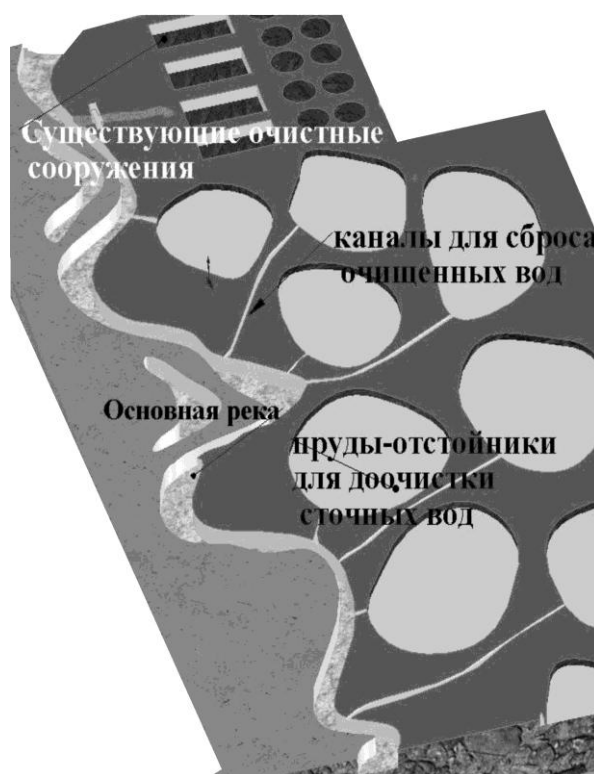


Рисунок 2. Схема расположения существующих очистных сооружений и предлагаемых объектов для доочистки сточных вод

Для более эффективной доочистки сточных вод, поступающих из Минской станции аэрации, предлагается создание сети прудов-отстойников. Данные объекты позволят производить доочистку сточных вод путём отстаивания на протяжении периода порядка 20—30 дней.

Указанная величина рассчитана на основании времени водообмена, происходящего в Осиповичском водохранилище. Применение данного метода практически не требует значительных затрат при эксплуатации сооружений для доочистки. Лишь на этапе сооружения прудов-отстойников потребуются значительные капитальные вложения.

Предлагается расположение данных объектов за городской чертой г. Минска в пределах долины р. Свислочь (рис. 2).

Традиционный способ построения систем канализации и очистки сточных вод в Республике Беларусь для населённых пунктов предусматривает наличие единого централизованного коллектора, в который осуществляется сбор нечистот из всех источников загрязнения с их дальнейшей очисткой и последующим сбросом «условно чистых» сточных вод в водоёмы. Предлагаемый комплекс мер планирования и реализации систем доочистки сточных вод не наносит заметного ущерба окружающей среде.

Сама структура строения очистных сооружений в виде несообщающихся изолированных мелководных прудов-отстойников позволяет создать условия для наиболее эффективной доочистки естественными способами без участия человека и исключить перемешивание доочищенных сточных вод с неочищенными.

Системы доочистки стоков могут быть подразделены следующим образом:

— Пруды для доочистки в виде одного вытянутого резервуара, размещающегося вдоль водотока, в который производится сброс «условно чистых» вод.

— Пруды для доочистки, располагающиеся в виде каскадов вдоль водотока.

— Пруды для доочистки, образующие систему изолированных друг от друга водоёмов (рис. 2).

Объём каждого пруда (рис. 2) должен достигать одно-двухдневного количества сбрасываемых сточных вод Минской станцией аэрации — до 1,5—2 млн м³, иметь глубину 1—2 м.

Перед сбросом в р. Свислочь «условно чистые» воды закачиваются на 20—30-дневный период для процессов естественного самоочищения. Равно как и упомянутое Осиповичское водохранилище, являющееся по сути геохимическим барьером для элементов группы Fe, данный объект будет формировать более эффективные условия для осаждения взвешенных и растворённых веществ. Использование системы мелководных прудов-отстойников, несообщающихся друг с другом, создаёт оптимальные условия для очистки сточных вод.

1. *Войтов И. В.* Научные основы рационального управления и охраны водных ресурсов трансграничных рек для достижения устойчивого развития и эколого-безопасного водоснабжения Беларуси. Минск: Соврем. слово, 2000. 475 с.
2. Состояние природной среды Беларуси: Экологический бюллетень 1990 г. / Под ред. В. Ф. Логинова. Минск: Минсктиппроект, 1991. 286 с.
3. Состояние природной среды Беларуси: Экологический бюллетень. 1993 г. / Под ред. В. Ф. Логинова. Минск: Минсктиппроект, 1994. 274 с.
4. Состояние природной среды Беларуси: Экологический бюллетень. 2002 г. / Под ред. В. Ф. Логинова. Минск: Минсктиппроект, 2003. 264 с.
5. Состояние природной среды Беларуси: Экологический бюллетень. 2005 г. / Под ред. В. Ф. Логинова. Минск: Минсктиппроект, 2006. 323 с.
6. Состояние природной среды Беларуси: Экологический бюллетень. 2009 г. / Под ред. В. Ф. Логинова. Минск: Минсктиппроект, 2010. 402 с.

О. В. Лукашёв, Н. В. Жуковская

Белорусский государственный университет

ПРИМЕНЕНИЕ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА ПРИ ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ТЕРРИТОРИИ г. ВИТЕБСКА

Одной из целей эколого-геохимических исследований является выявление ассоциации элементов-загрязнителей. По общепринятым методикам степень загрязнения определяется путём сравнения с фоновыми показателями или ПДК. В настоящем исследовании в дополнение к стандартным методам оценки уровня загрязнения был применён метод факторного анализа. Предположение факторного анализа о су-

существовании некоторых гипотетических (скрытых) факторах, определяющих корреляционные связи между большим числом наблюдаемых переменных, соответствует задаче выявления ассоциаций элементов, которые могут быть сформированы как природными процессами, так и техногенным загрязнением. С помощью факторного анализа были выделены ассоциации химических элементов в почвах урбанизированной (г. Витебск) и фоновой (национальный парк «Нарочанский») территорий, расположенных в пределах Северной геохимической провинции Беларуси.

Почвенно-геохимическая съёмка г. Витебска проводилась в 1989—1990 гг. лабораторией геохимии гипергенеза Института геохимии и геофизики НАН Беларуси под руководством член-корр. В. К. Лукашёва. Поверхностный горизонт почв (0—10 см) опробовался по регулярной сети с плотностью отбора 10 проб на 1 км². Опробование поверхностного горизонта почв (0—10 см) на территории национального парка «Нарочанский» проводилось в летний период 2001—2003 гг. по сети 2 × 2 км. Всего было отобрано 517 проб в г. Витебск и 242 на территории национального парка «Нарочанский».

Анализ валового содержания элементов (B, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Y, Zr, Nb, Ba, Pb) в пробах почв выполнялся по стандартной методике [3] эмиссионным спектральным методом. Статистическая обработка данных проводилась с использованием пакета SPSS 12.

Для того чтобы начать факторный анализ необходимо исследовать на основе одномерного анализа свойства переменных (в первую очередь их распределения) и привести их, насколько это возможно, к нормальной форме. Оценка вида распределения осуществлялась при помощи гистограмм и критерия Колмогорова-Смирнова. Распределение большинства элементов (за исключением B, Ga и Ba в г. Витебске и Ti, Mn и Ba в Нарочанском национальном парке) близко к логарифмически нормальному. Логарифмическое преобразование позволяет приблизить распределения к нормальным и использовать параметрические методы анализа. Пригодность имеющихся данных для факторного анализа подтверждается достаточным результатом теста Кайзера-Мейера-Олкина (КМО) (0,787—0,899) и значимым уровнем теста сферичности Бартлетта ($p < 0,0001$).

Корреляционная матрица, образуемая попарными корреляциями по всем переменным, является основой факторного анализа. Факторный анализ выполнен методом главных компонент с последующим варимакс-вращением.

Интерпретация результатов факторного анализа осуществляется по значениям факторных нагрузок, которые по существу являются коэффициентами корреляции между выделенными факторами и переменными. Переменные, более тесно коррелирующие с данным фактором, чем с другими, формируют его ядро. Сами факторы и соответствующие им ассоциации ранжируются согласно степени влияния, оцениваемой по вкладу фактора в общую дисперсию. Следует отметить, что интерпретация факторов с низким вкладом в общую дисперсию (обычно это четвёртый, пятый и последующий факторы) несёт достаточно большую долю условности.

Ассоциации элементов в почвах г. Витебска. Результаты факторного анализа данных представлены в табл. 1. Для более достоверного выделения техногенных ассоциаций матрица факторных нагрузок рассматривалась совместно с характеристиками накопления [2]. В данном случае это коэффициент аномальности (K_a), представляющий собой отношение концентрации элемента в объекте к фоновому значению и число образцов (N), в которых концентрация элемента превышает минимально аномальное значение. Значение минимально-аномальной концентрации (C_a) рассчитывалось по формуле $C_a = C_\phi + 3\sigma$, где C_ϕ — фоновая концентрация, σ — стандартное отклонение [1].

Расчёт местного фона производился по значениям концентраций элементов в почвах специально выбранных периферийных участков города, в минимальной степени подверженных воздействию выбросов предприятий и автомобильного транспорта.

Для фактора 1, дающего наибольший вклад в общую дисперсию (21,2 %), характерна ассоциация Ga–B–V–Mn–Ni. Фактор с наибольшей дисперсией может отражать влияние любых процессов, способствующих увеличению совокупности концентраций элементов в почвах [4]. Данная ассоциация, вероятно, обусловлена как природными (содержание глинистой фракции почв), так и техногенными (выбросы теплоэнергетических установок) причинами.

Фактор 2, описывающий 17,8 % общей дисперсии, характеризуется высокими нагрузками ассоциации Cr–Cu–Co–Ni. Элементы, входящие в состав ассоциации, выделяются наибольшими значениями показателей накопления (K_a и N). Изучение пространственного варьирования фактора 2 на территории г. Витебска (рис. 1) показало, что большинство участков с максимальными значениями фактора территориально связаны с промышленными предприятиями города (завод электроизмерительных приборов,

станкостроительный завод «Вистан», мотороремонтный завод, фабрика «Знамя индустриализации» и др.). Данная ассоциация обусловлена действием техногенных факторов и, в первую очередь, деятельностью промышленных предприятий.

Таблица 1

Значения факторных нагрузок главных компонент, описывающих более 70 % различий распределения элементов

K _a	N	Переменные	Главные факторы				
			1	2	3	4	5
1,1	28	Ga	0,78		0,12		
1,3	2	B	0,75		0,18		0,19
1,2	38	V	0,66	0,21	0,22	0,13	0,30
1,1	—	Mn	0,57	0,18	0,35	0,25	—0,42
1,6	23	Cr	0,14	0,83		—0,17	
1,3	9	Cu		0,76		0,47	
1,2	11	Co	0,41	0,59	0,27	0,21	
1,3	55	Ni	0,54	0,56	0,14	0,41	
1,1	—	Zr			0,89		
1,2	1	Ti	0,24	0,24	0,75		
1,4	—	Y	0,42	0,46	0,61		
1,4	86	Pb	0,19			0,89	0,15
1,0	5	Ba	0,24			0,18	0,88
		Вклад, %	21,2	17,8	15,7	10,7	8,5

Примечание. Представлены только значимые факторные нагрузки при $p < 0,01$. Полужирным шрифтом выделены ведущие компоненты для каждой переменной.

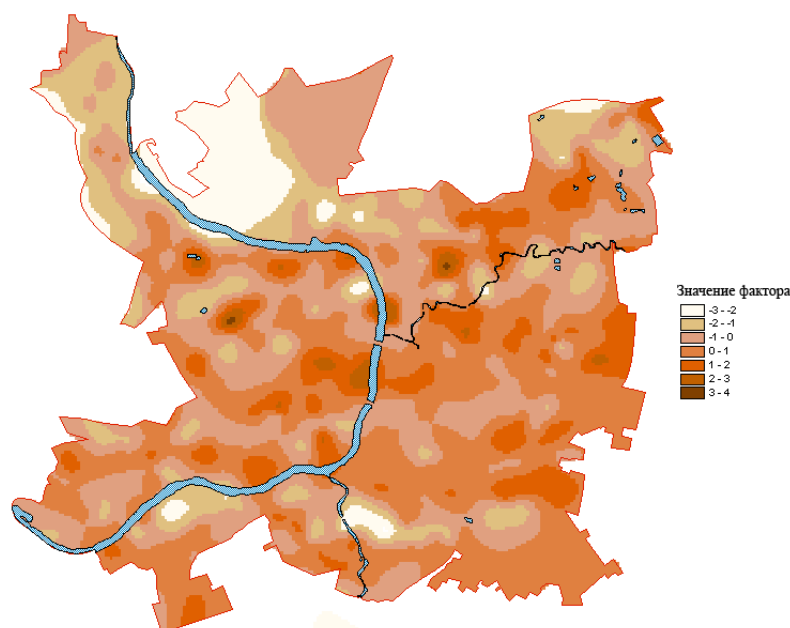


Рисунок 1. Варьирование фактора 2, отражающего содержание ассоциации Cr–Cu–Co–Ni в почвенном покрове г. Витебска

Третья главная компонента включает в себя коэффициенты (факторные нагрузки) Ti, Zr и Y. На её долю приходится 15,7 % общей дисперсии. Ассоциация является природной и может быть связана с вхождением данных элементов в одни и те же тяжёлые минералы.

Фактор 4 ассоциируется, в первую очередь, с концентрацией Pb. Из других элементов заметные нагрузки на фактор имеют Cu и Ni. Данная ассоциация может быть отнесена к группе «техногенных», накопление которой на изучаемой территории в большей степени связано с деятельностью транспорта.

Существенную нагрузку на пятый фактор оказывает концентрация Ba. Элемент не относится к накапливающимся ($K_a = 1$) на территории города.

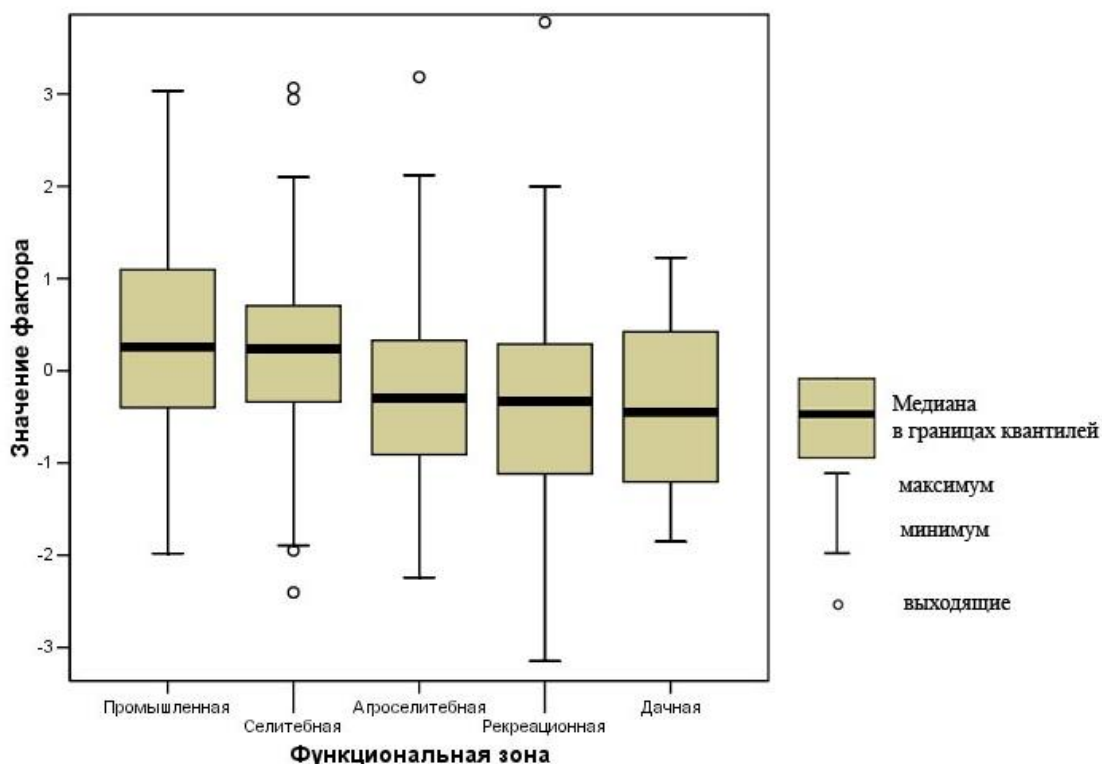
Зависимость между типом использования территории (промышленная, транспортная, агроселитебная, селитебная, рекреационная) и варьированием факторов была изучена с помощью коэффициента ранговой корреляции Спирмена (табл. 2). В наибольшей степени функциональная принадлежность определяет варьирование второго фактора (ассоциация Cr–Cu–Ni–Co). Для отображения масштабов варьирования последнего в пределах различных функциональных зон был использован график бокс-плот. Из рис. 2 следует, что значения рассматриваемого фактора выше в пределах промышленной и селитебной зон.

Таблица 2

**Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена
между выделенными факторами и типом использования территории**

Фактор	1	2	3	4	5
Функциональные зоны	—0,129	—0,273	—0,121	—0,076	0,081

Примечание. Полу жирным шрифтом отмечены корреляции, значимые при $p < 0,01$



**Рисунок 2. Масштабы варьирования фактора 2
в пределах различных функциональных зон г. Витебска**

Характерной чертой техногенеза является изменение структуры и состава ассоциаций геохимически взаимосвязанных элементов. В фоновых условиях (национальный парк «Нарочанский») выделяются две природные ассоциации химических элементов. Для фактора 1, дающего наибольший вклад в общую

дисперсию (35 %), характерна ассоциация $Cu-Ni-Fe-V-Pb-Cr$. Из других элементов достоверную связь с фактором имеют Mn и Ti. Можно предположить, что первый фактор отражает содержание глинистой фракции в почвах, с увеличением которой увеличивается концентрация элементов данной ассоциации. Элементы второй ассоциации ($Ba-Ti-Zr-Mn$) входят в состав минералов песчаных и алевритовых фракций почв. Под влиянием техногенной нагрузки к естественному природному содержанию некоторых элементов добавляется «техногенное» содержание, следовательно, корреляции между ними изменяются, формируются новые ассоциации.

В почвенном покрове г. Витебска, отделившиеся от литогенной группы, Cr, Cu, Ni, Co формируют свою ассоциацию — элементов атмосферических выбросов промышленных предприятий. С деятельностью транспорта связано формирование второй техногенной ассоциации, ядром которой является Pb. В целом, на территории г. Витебска вклад в общую дисперсию техногенных ассоциаций ниже, чем природных, что является ещё одним свидетельством незначительного загрязнения почв города.

1. *Алексеев В. А.* Геохимия ландшафтов и окружающая среда. М.: Недра, 1990. 142 с.
2. *Зинкуте Р.* Факторный анализ при выделении ассоциаций и методические разработки подсчёта геохимического фона // Природ. ресурсы. 1999. № 4. С. 97—108.
3. *Зырин Н. Г., Обухов А. И.* Спектральный анализ почв, растений и других биологических материалов. М.: Изд-во МГУ, 1977. 334 с.
4. *Кирюшин А. В., Пузаченко Ю. Г., Стульцев Ю. К., Ямашкин А. А.* Многомерное отображение структуры региональных геохимических полей (факторный анализ) // Изв. РАН. Сер. геогр. 1996. № 4. С. 24—25.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Гарецкий Р. Г., Губин В. Н., Каратаев Г. И.</i> Концепция создания космотектонической карты Беларуси.....	3
<i>Махнач А. А.</i> К вопросу о минералого-петрологической изученности платформенного чехла Беларуси.....	6
<i>Карабанов А. К., Демидова С. В., Рылова Т. Б.</i> Минерагенические особенности четвертичных отложений Беларуси.....	9
<i>Каратаев Г. И., Гарецкий Р. Г.</i> Тектоника северо-востока Восточно-Антарктической платформы.....	11
<i>Каратаев Г. И., Голобоков С. В., Венцелидес Т. В.</i> Глубинное строение земной коры Земли Эндерби (Восточная Антарктида).....	14
<i>Мясников О. В.</i> Геологическое строение Вечернегорской территории (Западная земля Эндерби, Антарктида).....	17
<i>Губин В. Н., Высоцкий Э. А., Коркин В. Д.</i> Геодинамические реконструкции Старобинской центриклинали Припятского прогиба на основе космических методов.....	21
<i>Зуй В. И.</i> Мировые тенденции использования углеводородов и геотермальных ресурсов.....	24
<i>Кручек С. А., Обуховская В. Ю., Саченко Т. Ф., Антипенко С. В., Толстошеев В. И.</i> О буровой изученности девонских отложений Северо-Припятского плеча в связи с перспективами поисков полезных ископаемых.....	28
<i>Петрова Н. С., Высоцкий Э. А.</i> Особенности распространения аномальных по строению и составу зон во II калийном горизонте на Нежинском участке Старобинского месторождения.....	33
<i>Самодуров В. П., Кутырло В. Э., Стрельцова Г. Д., Еленский Ю. Н.</i> Магнетит и продукты его переработки.....	36
<i>Самодуров В. П., Кутырло В. Э., Стрельцова Г. Д.</i> Франколит и технологии его обогащения.....	38
<i>Коницев В. С.</i> Генезис давсонита в каменноугольных отложениях Припятского прогиба.....	41
<i>Юдаев С. А.</i> Вещественный состав, текстура и структура сульфатных образований Бринёвского месторождения гипса.....	44
<i>Колосова Т. Е., Деревянкина Л. Ф., Мурашко Л. И.</i> Особенности распределения самородного золота в четвертичных отложениях Беларуси.....	47
<i>Аль-Обайди М. М.</i> Системы разломов района Аль-Хуссейния (Западный Ирак).....	49
<i>Аль-Обайди М. М.</i> Литофации месторождений железных руд и бокситов (Западный Ирак).....	51
<i>Мотузко А. Н.</i> Комплексы фаун ископаемых млекопитающих плейстоцена Беларуси и их значение для стратиграфии отложений.....	53
<i>Святогоров А. А., Понтус А. Р., Силич А. Н.</i> Изучение алмазоперспективности территории Сожского участка по данным дешифрирования материалов аэрокосмических съёмок.....	56
<i>Губин В. Н.</i> Гляциотектоническая основа поисков полезных ископаемых.....	58
<i>Карабанов А. К., Илькевич Г. И., Бадяй В. В.</i> О новой инженерно-геологической карте г. Минска.....	62
<i>Липтёнок С. А.</i> Создание баз геологических данных на основе геоинформационных систем.....	65
<i>Шкабара В. В., Святогоров А. А.</i> Использование дистанционных методов и ГИС-технологий для определения природных потенциально опасных зон на территории Беларуси.....	68
<i>Курлович Д. М.</i> Использование ГИС-технологий для выявления пространственной дифференциации морфоструктур и эндо-экзогенных морфоскульптур Белорусского Поозерья.....	70
<i>Свиридо А. И., Кудряков М. С., Железнова Т. В., Сипач В. А.</i> Технология идентификации карьеров строительных материалов на основе оперативно получаемых космических снимков высокого разрешения и выборочных наземных данных.....	74
<i>Комаровский М. Е.</i> Строение и формирование субгляциальных водно-эрозионных ложбин в Белорусском Поозерье.....	76
<i>Вашков А. А.</i> Связь геологического строения и рельефа Городокской возвышенности с дочетвертичным субстратом.....	79
<i>Колесник М. Д.</i> Скибовые дислокации Волковысской возвышенности.....	81
<i>Хилькевич Е. В.</i> Сравнительная характеристика грубообломочного материала разновозрастных морен Балтийского ледникового потока.....	82
<i>Сидоренко А. В., Вашков А. А., Ганич В. А., Шаблыко П. В.</i> Новые данные о границе браславской стадии поозёрского оледенения на северо-востоке Беларуси.....	84
<i>Друк А. И., Вашков А. А., Ганич В. А., Шаблыко П. В.</i> Особенности петрографического состава поозёрской морены на северо-востоке Беларуси.....	86
<i>Ганич В. А.</i> Ленточные глины Белорусского Поозерья.....	88
<i>Сушкевич С. Л.</i> Инженерно-геологические условия Городокской возвышенности.....	90
<i>Половец О. Г., Чередник М. Б.</i> Скорость формирования кор выветривания.....	91
<i>Гледко Ю. А., Антипин Е. Б.</i> Нарушение компонентов природной среды при проведении нефтебуровых работ в Белорусском Полесье.....	92
<i>Твороневич-Севрук Д. Л.</i> Уменьшение техногенного поступления элементов группы Fe в аллювиальные отложения.....	94
<i>Лукашёв О. В., Жуковская Н. В.</i> Применение факторного анализа при эколого-геохимических исследованиях территории г. Витебска.....	96

Научное издание

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Материалы V Университетских чтений

Минск, 8—9 апреля 2011 г.

Компьютерная вёрстка *О. В. Лукашёва*

Ответственный за выпуск *В. П. Самодуров*

Подписано в печать 22.03.2011. Формат 60 × 84/8. Бумага офсетная.
Гарнитура Times New Roman. Усл.-печ. л. 11,85. Уч.-изд. л. 7,86. Тираж 50 экз. Зак.

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

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