

БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК БЕЛАРУСИ
ПО БИОРЕСУРСАМ

СПУТНИКОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОДИНАМИКЕ

Монография

Под редакцией
профессора В. Н. Губина

Минск
2010

УДК 550.814 (476)

Спутниковые технологии в геодинамике /В. Н. Губин [и др.]; под ред. В. Н. Губина. Минск: Минсктиппроект, 2010. 87 с.

В монографии изложены актуальные проблемы геодинамических исследований на основе дистанционного зондирования Земли из космоса. Описаны технологии измерений современных движений земной коры с применением глобальных спутниковых систем. Рассмотрены результаты космогеологического изучения новейшей геодинамики запада Восточно-Европейской платформы в пределах территории Беларуси. Показана роль палеогеодинамических реконструкций при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Освещены вопросы космического мониторинга экзогенных процессов и картографирования динамики геологической среды в условиях техногенеза.

Для широкого круга геологов, специалистов в области космического зондирования Земли, аспирантов и студентов вузов геолого-географических специальностей
Табл. 3 Ил. 27 Библиогр.: 45 назв.

Авторы:

В. Н. Губин, А. А. Ковалёв, В. Д. Коркин, В. Н. Кузьмин, Э. А. Высоцкий,
Аль-Обайди Мутахид, И. В. Данкевич, Д. Л. Творонович-Севрук

Рецензенты:

член-корреспондент НАН Беларуси А. К. Карабанов;
доктор географических наук Ю. М. Обуховский

*35 - летию космического изучения
земной коры Беларуси посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дистанционное зондирование Земли из космоса является инновационной научно-методической основой познания структуры и геодинамики земной коры. Благодаря современным спутниковым технологиям стало реальным оперативное и высокоточное геоинформационное обеспечение региональных геологических исследований, поисков месторождений полезных ископаемых, мониторинга и картографирования состояния верхней части литосферного пространства в условиях техногенеза.

Проблемы дистанционного изучения геодинамических особенностей древних платформ чрезвычайно обширны. Это обусловлено тем, что геодинамика как научная дисциплина освещает закономерности развития разнообразных процессов и явлений, определяющих движущий механизм структурных преобразований в теле Земли и эволюцию её поверхностных оболочек (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Николаев, 1988; Хаин, 1995). Отличаясь многогранностью и широким кругом решаемых вопросов, геодинамика рассматривается в таких науках как геотектоника, региональная геология, учение о полезных ископаемых, экологическая геология. Геодинамика позднеолигоцен-четвертичного этапа развития земной коры определяется термином «новейшая геодинамика». В связи с изучением состояния и изменений геологической среды в условиях техногенеза важную роль играет новое направление рассматриваемой сферы знаний — экологическая геодинамика. В геодинамических исследованиях на основе спутниковых технологий органически переплетаются самые различные области геологических наук и многие приложения оптики, электроники, информатики, точной механики и приборостроения.

Первые шаги в космогеологическом изучении земной коры территории Беларуси были сделаны тридцать пять лет тому назад, в далёком теперь уже 1975 г. В то время в геологии широко развивались аэрометоды, появились материалы высотной аэрофотосъёмки, впервые для изучения региональной геотектоники стали применяться телевизионные изображения, полученные с метеорологических спутников серии «Метеор». С середины 70-х годов в Республике Беларусь активизируются космогеологические исследования (Гарецкий, Карасев, 1980; Губин, Коркин, 1983) на

основе структурного дешифрирования космических снимков, полученных сканерными космическими системами со спутников «Метеор - 2» и «Лэндсат - 2». Ведущую роль в становлении отечественной космогеологии сыграли научно-методические работы, выполненные Аэрокосмогеологической партией Белорусской геолого-гидрогеологической экспедиции Управления геологии БССР (ныне Белорусская гидрогеологическая экспедиция РУП «Белгеология») и Минским отделом Лаборатории аэрометодов Министерства геологии СССР (ныне РУП «Космоаэрогеология»). 1975 год явился точкой отсчёта начала формирования прогрессивных спутниковых технологий региональных геологических исследований Беларуси — космической геологии.

В настоящей монографии освещены актуальные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса при изучении системной организации геодинамических процессов на западе Восточно-Европейской платформы в пределах территории Беларуси. В ходе региональных космогеологических исследований установлены пространственные закономерности и геологическая природа линейных и кольцевых структур земной коры. Путём анализа космических снимков выявлены системы активных разломов, неотектонические блоки, испытавшие в позднеолигоцен-четвертичное время дифференцированные движения, а также изучены процессы гляциодинамики плейстцена. В данной работе сделан важный шаг в палеогеодинамических реконструкциях платформенных бассейнов как основы для разработки в перспективе новых космогеологических критериев поисков месторождений полезных ископаемых.

Особое место в монографии занимает описание технологии глобальных навигационных спутниковых систем, позволяющих фиксировать современные движения земной коры, вызванные как эндогенными процессами, так и деформациями техногенной природы. Важное научно-практическое значение имеет раздел книги, посвящённый использованию космической информации в эколого-геодинамических исследованиях, создании картографических моделей состояния и изменений геологической среды в условиях техногенеза.

Монография подготовлена сотрудниками кафедры динамической геологии Белорусского государственного университета, а также ведущими специалистами лаборатории экспериментальной диагностики природных систем и объектов ГНПО «Научно-практический центр НАН Беларуси по биоресурсам», ЗАО «Экомир», РУП «Белорусский государственный геологический центр». При написании данной книги использовались результаты научно-исследовательских работ, выполненных на кафедре динамической геологии в рамках Университетской программы по теме «Изучение закономерностей развития геодинамических процессов на территории Беларуси и оценка их роли в размещении полезных ископаемых», а также по теме «Геодинамика Старобинской центриклинали в связи с крупномасштабной разработкой калийных солей», включённой в Государственную программу ориентированных фундаментальных исследований «Недра Беларуси».

Авторы считают приятным долгом поблагодарить рецензентов: член-корреспондента НАН Беларуси, директора ГНУ «Институт природопользования» А. К. Карабанова и доктора географических наук, заведующего кафедрой геодезии и картографии Белорусского государственного университета Ю. М. Обуховского за просмотр рукописи настоящей книги и сделанные ценные замечания.

Космическое зондирование земной коры запада Восточно-Европейской платформы

Региональные космогеологические исследования

Региональное изучение земной коры на разных уровнях её пространственной организации является научной основой для геологического картографирования и прогноза месторождений полезных ископаемых. В общем цикле современных региональных геологических исследований (РГИ) западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в пределах Беларуси все возрастающую роль играют космогеологические методы, позволяющие на основе комплексной интерпретации материалов дистанционного зондирования Земли из космоса и геолого-геофизических данных выявить новые закономерности в строении земной коры и повысить надежность прогнозирования различных полезных ископаемых (Губин и др., 2003). Космогеологические методы РГИ должны способствовать повышению эффективности поисковых работ, решению прикладных вопросов в сфере рационального недропользования и экологической геологии. Важнейшим результатом РГИ является получение комплексной информации, в том числе в виде картографических моделей (2D, 3D), о геологическом строении территории Беларуси в целом, крупных ее регионов и конкретных площадей, перспективных в минерагеническом отношении.

Выбор наиболее геоинформативного комплекта космических снимков (КС) и рациональной методики их обработки определяется конкретной стадией РГИ, каждая из которых имеет свои определенные задачи. Применительно к развитию минерально-сырьевой базы Республики Беларусь отчетливо выделяются три стадии РГИ: 1 – региональные геолого-геофизические исследования масштаба 1:1 000 000 (1:500 000); 2 – геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 (1:100 000) и 3 – геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 (1:25 000).

Научно-методическое и информационное обеспечение РГИ на территории Беларуси тесно связано с геолого-геофизической интерпретацией КС, выполненных многоспектральными сканерами. Подобная космосъемка 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 РГИ используются КС регионального, локального и детального уровней оптической генерализации, для каждого из которых характерны определенный масштаб, степень разрешения на местности и объем 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 земной коры, 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.

Большой объем и разноплановость геологической информации, получаемой при дешифрировании КС, способствует дальнейшему развитию на территории Беларуси перспективного направления РГИ – космогеологического картографирования. Этот специализированный вид РГИ предусматривает получение новых сведений о геологическом строении Белорусского региона в целом, крупных тектонических структур (Припятский прогиб, Оршанская впадина и др.) или отдельных площадей по листам в соответствии с номенклатурой топографических карт. При этом составляются картографические модели, отражающие литолого-генетические комплексы покровных (четвертичных) отложений, линейные и кольцевые структуры земной коры, элементы глубинного строения и новейшей тектоники, а также другие объекты геологического содержания, установленные по комплексу космических, геологических, геофизических и геохимических данных. Космогеологическое картографирование проводится в масштабах 1:1 000 000 (КГК-1 000), 1:500 000 (КГК-500) и 1:200 000 (КГК-200).

К специализированным видам РГИ относятся также космогенетическое, космоинерагеническое, космоструктурное и космоэкогеологическое картографирование. Подобные исследования выполняются в сходных с КГК масштабах и различаются задачами картографирования. Уточнение тектонической основы, изучение глубинного и неотектонического строения территории предполагает космогенетическое картографирование (Космотектоническая..., 1988). Космоинерагеническое картографирование осуществляется с целью прогнозирования твердых полезных ископаемых, преимущественно металлических, и включает дешифрирование на КС поисковых признаков и выделение перспективных в минерагеническом отношении объектов. В пределах нефтегазоносных бассейнов проводится космоструктурное картографирование, основной задачей которого является изучение морфологии и неотектонической активности дизъюнктивных и блоковых структур разных порядков с целью корректировки структурных карт по продуктивным горизонтам платформенного чехла. Рассмотренные виды картографирования имеют первостепенное значение в связи с оценкой прогнозных ресурсов полезных ископаемых и обоснованием направлений дальнейших геофизических, геологосъемочных и поисковых работ.

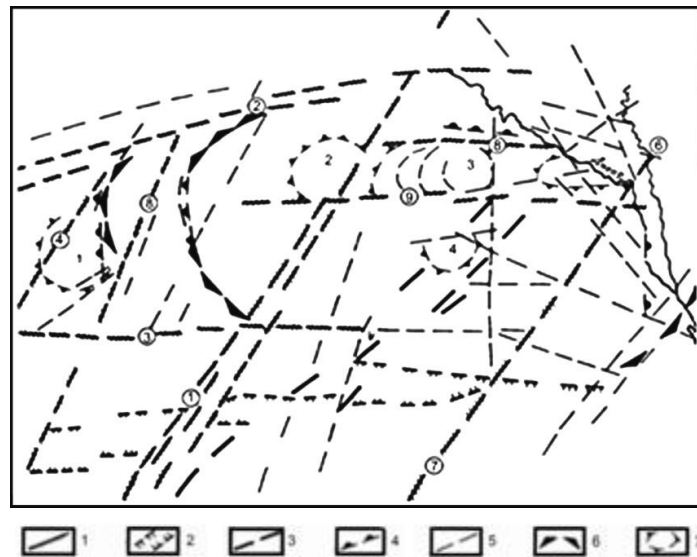
В современных РГИ уделяется большое внимание космоэкогеологическому картографированию. В данном случае достигается возможность получения

ПОЛЕССКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ МЕГАСТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кольцевая мегаструктура возникла на нуклеарной стадии развития Земли и контролировала формирование Припятского палеорифта, возникшего более 300 млн лет назад. На территории Беларуси прослеживается северный сегмент мегаструктуры в очертаниях долин рек Припять, Горынь и Убороть



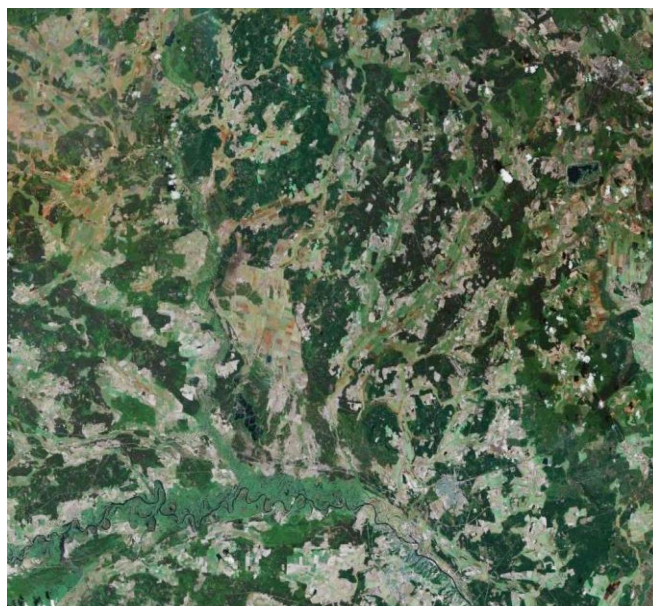
Космогеологическая модель Полесской кольцевой мегаструктуры



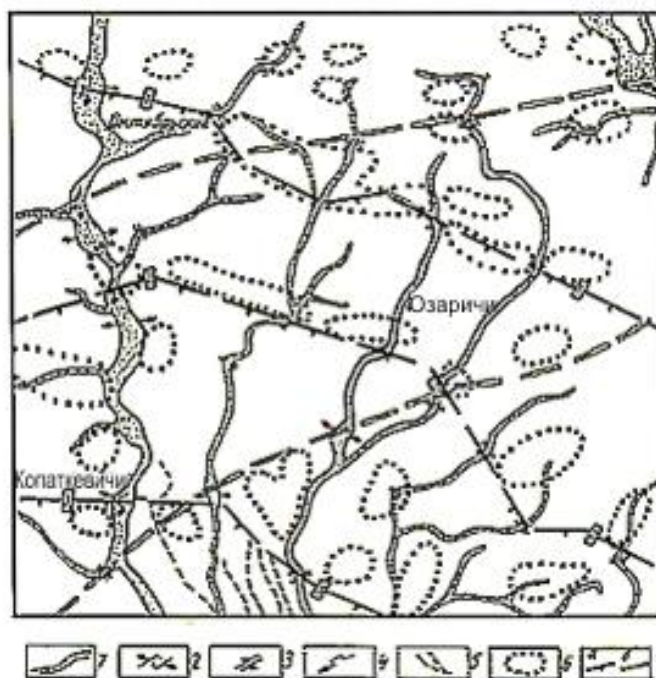
1 – трансрегиональные межблоковые разломы: 1 – Суцано-Пержанский, 2 – Припятский, 3 – Новоград-Волынский, 4 – Владимир-Волынский, 5 – Горыньский, 6 – Тетеревский, 7 – Здвижский, 8 – Припятский, 9 – Овручский; 2 – Днепроовско-Лабская структурная зона; 3 – региональные разломы 1 порядка; 4 – краевые разломы; 5 – региональные разломы 2 порядка; 6 – Полесская кольцевая мегаструктура; 7 – региональные кольцевые структуры: 1 – Маневичская, 2 – Рокитнянская, 3 – Овручская, 4 – Обиходовская

НОВЕЙШАЯ АКТИВИЗАЦИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Погребённые локальные структуры поверхности фаменской соленосной толщи верхнего девона испытывали положительные неотектонические движения. Над сводами соляных поднятий долины рек Птичь, Тремля, Ипа и др. имеют дугообразную ориентировку в плане



Космогеологическая модель проявления соляной тектоники



1 – современные речные долины; 2 – участки расширения долин; 3 – резкие изменения в направлении долин; 4 – изгибы водотоков; 5 – фрагменты временных водотоков; 6 – локальные поднятия по поверхности верхнесоленосных отложений; 7 – разломы: а – платформенные (1 – Речицкий, 2 – Червоноснободско-Малодушинский, 3 – Копаткевичский), б – доплатформенные

высокоинформативных карт, отражающих эколого-геологическую обстановку, и служащих основой для прогноза техногенных процессов, разработки рекомендаций и мероприятий по их предупреждению и ликвидации негативных явлений. Космогеологические карты могут быть полезными для выработки стратегии природопользования как в отдельных регионах Беларуси, так и в пределах республики в целом.

В результате комплексной интерпретации данных космического зондирования и геолого-геофизических материалов выяснены пространственные закономерности и геологическая природа кольцевых и линейных структур земной коры запада ВЕП, изучены региональные особенности проявлений геодинамических процессов (ротационно-планетарных, неотектонических) и составлены космоктонические модели (Губин, 1994; Космотектоническая..., 1988; Матвеев, Нечипоренко, 2001).

Космогеологическими методами установлены разнопорядковые линеаменты, отражающие особенности тектонической делимости земной коры (рис. 1).

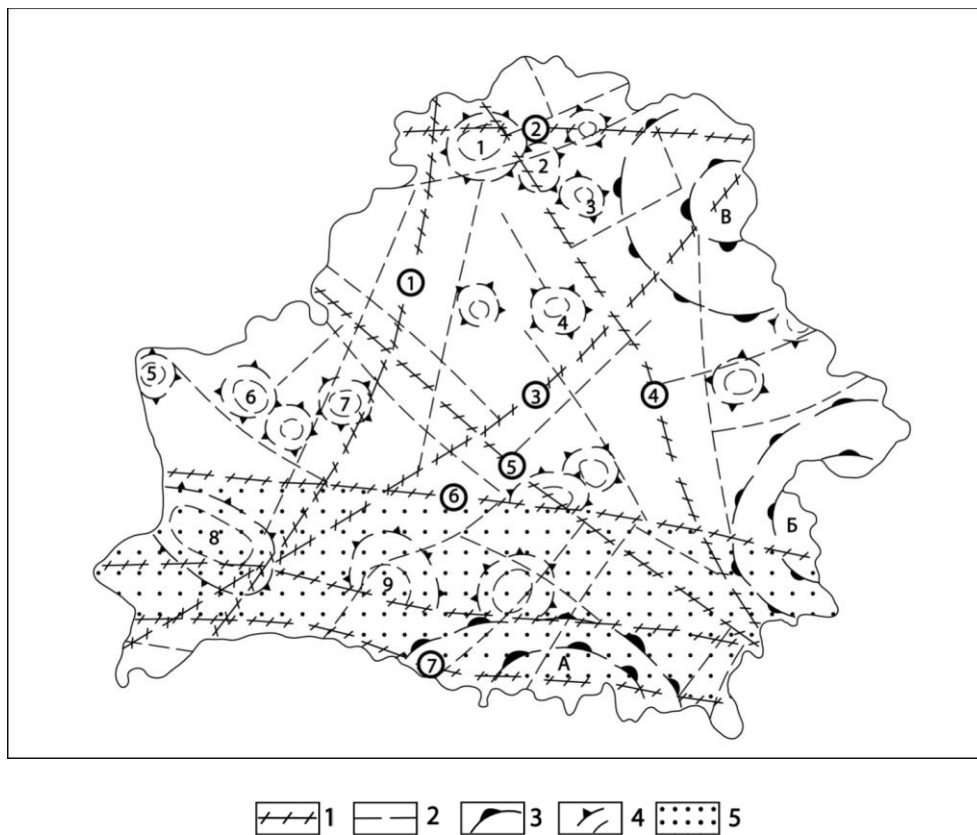


Рис 1. Карта линеаментов и кольцевых структур территории Беларуси по данным космических съемок

1 - суперрегиональные линеаменты (цифры в кружках): 1 - Балтийско-Украинский, 2 – Полоцко-Курземский, 3 - Брестско-Велижский, 4 - Двинско-Черниговский, 5 - Ошмянско-Речицкий, 6 - Северо-Припятский, 7 - Южно-Припятский; 2 - региональные и локальные линеаменты; 3 - кольцевые мегаструктуры: А - Полесская, Б - Клинцовская, В - Витебская; 4 - региональные кольцевые структуры: 1 - Браславская, 2 - Ветринская, 3 - Ушачская, 4 - Борисовская, 5 - Гродненская, 6 - Щучинская, 7 - Новогрудская, 8 - Березовская, 9 - Лунинецкая; 5 - фрагмент зоны Сарматско-Туранского трансконтинентального линеамента

Характерной чертой Балтийско-Украинского, Брестско-Велижского, Северо- и Южно-Припятского и других суперрегиональных линеаментов является их связь с глубинными (мантийными) разломами доплатформенного и платформенного этапов заложения и развития, активно проявившимися в позднеолигоцен-четвертичное время. С дизъюнктивами преимущественно корового уровня сопряжены региональные и локальные линеаменты. Несоответствие ряда дешифрируемых линейных структур известным разломам обусловлено слабой неотектонической активностью последних. Нередко на КС устанавливаются системы линеаментов, связанные с отражением на земной поверхности малоамплитудных (до 50 м) нарушений и тектонических трещин, часто не фиксируемых традиционными сейсмогеологическими методами. Наиболее четко дешифрируются линеаменты сопоставляемые с разломами (Червонослободско-Малодушинским, Речицким и др.), образованными в условиях растяжения литосферного пространства.

Выявленные космогеологическими методами в западном регионе ВЕП кольцевые структуры представляют собой гетерогенные неоднородности земной коры, проявившиеся в изометричных очертаниях современного рельефа и других компонентов ландшафта. Многие из объектов центрального типа являются погребенными формами и опосредованно отражаются на земной поверхности. Крупнейшие кольцевые структуры (Полесская, Клинцовская) являются древнейшими полигенными образованиями, формировавшимися под влиянием взаимосвязанных тектонических, магматических и метаморфических процессов. Структуры центрального типа крупного, среднего и мелкого классов размерности преимущественно моногенные, поскольку их происхождение связано с воздействием одного ведущего геологического фактора.

В результате космотектонических построений выяснены неогеодинамические закономерности западного региона ВЕП. Установлены мегаблоки (суперрегиональные) земной коры, испытавшие дифференцированные движения в течение всего новейшего этапа суммарной амплитудой до 150—170 м (на отдельных участках до 200-300 м) и менее крупные (региональные и локальные) блоки, активизировавшиеся в четвертичное время. Выраженным на КС площадным геодинамическим аномалиям соответствуют деформации в приповерхностной части платформенного чехла, развитые в областях активного проявления соляной тектоники, гляцигенных процессов и унаследованных блоковых тектонических поднятий. Региональные современные вертикальные перемещения земной поверхности имеют незначительную амплитуду (около 1-3 мм/год) и согласуются с распределением неотектонических структур. Однако подобные движения локального уровня непосредственно над активными разломами характеризуются амплитудами до 25-35 мм/год. Космогеологические методы отличаются высокой информативностью при неотектоническом районировании равнинно-платформенных областей, охваченных плейстоценовыми оледенениями.

Важную роль в дальнейшем расширении минерально-сырьевой базы Республики Беларусь играют геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 (1:100 000). Основной задачей этих исследований является комплексное, в том числе космогеологическое, изучение недр, оценка минерагенического потенциала наиболее перспективных районов, выбор площадей и объектов для постановки поисковых работ, получение эколого-геологической информации. Объектами изучения служат территории отдельных номенклатурных листов, тектонические структуры, представляющие интерес в нефтеносном и металлогеническом отношении, экономически освоенные и экологически напряженные районы. Результатом рассматриваемых геологосъемочных работ является

обновление существующих Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 и создание среднемасштабных картографических моделей нового поколения. При этом важен прогнозно-минерагенический, инженерно-геологический, эколого-геологический и иной прикладной эффект картографирования.

Особое значение на этой стадии РГИ приобретает среднемасштабное космоструктурное картографирование, которое должно проводиться в комплексе опережающих геолого-геофизических исследований и научного сопровождения нефтегазопоисковых работ в Припятском прогибе, Оршанской и Подляско-Брестской впадинах. В Припятском нефтегазоносном бассейне планируется создание новой среднемасштабной основы поисковых работ на нефть и газ – карты нефтегеологического районирования (Айзберг, 2008). При составлении этой карты могут быть использованы КС локального уровня оптической генерализации, дешифрирование которых совместно с геолого-геофизическими материалами позволит провести более детальную структурную дифференциацию тектонических ступеней Припятского прогиба. Структурные построения на основе космогеологических исследований должны быть продолжены для оценки перспектив нефтеносности Оршанской и Подляско-Брестской впадин.

При организации работы по космотектоническому картографированию масштаба 1:200 000 (1:100 000) необходимо обратить внимание северной части Беларуси, сосредоточив исследования в пределах Полоцко-Курземского пояса разломов, выделенного по материалам геофизических съемок (Гарецкий, 1999; Полоцко-Курземский..., 2002). В результате структурного дешифрирования КС локального уровня генерализации возможно проведение детального линеаментного анализа этой зоны и уточнение пространственного положения систем корово-мантийных дизъюнктивов, а также оконтуривание перспективных в прогнозно-минерагеническом отношении участков, примыкающим к глубинным разломам и узлам их пересечения. Составление космотектонической модели рассматриваемого суперрегионального тектонического элемента следует выполнять полистно в рамках геодезических трапеций. Подобный картографический подход позволит создать геотектоническую основу для построения новых Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 в северном регионе Беларуси.

Изложенные выше некоторые актуальные проблемы космогеологических исследований, а также постановка новых задач в этой области геологии, требуют дальнейшего всестороннего их научно-методического обоснования и практической реализации при региональном геологическом изучении территории Республики Беларусь и прогнозировании полезных ископаемых.

Разломная тектоника Белорусской антеклизы

Белорусская антеклиза – крупнейшая положительная структура запада ВЕП. Отличительной чертой этой тектонической области является относительно неглубокое залегание кристаллического фундамента в пределах наиболее приподнятой ее части – Центрально-Белорусского массива. В данном регионе выявлены системы разломов, контролируемые в консолидированной части земной коры металлогенические зоны, перспективные на металлические полезные ископаемые: железо, медь, свинец, цинк, золото и др. (Основы...2004; Полезные...2002). При изучении разломов земной коры

Белорусской антеклизы космогеологическими методами установлены региональные закономерности дизъюнктивной тектоники и разработаны новые модели глубинного строения этой территории.

Космотектонический анализ Белорусской антеклизы осуществлялся по материалам космического зондирования литосферы, полученных оптико-электронными системами в диапазонах длин волн 0,5 – 0,6; 0,6 – 0,7; 0,7 – 0,8 и 0,8 – 1,1 мкм. Масштабный ряд космоизображений составлял 1:1 000 000 и 1:500 000, а их пространственное разрешение – около 250 и 80 м. На геодинимических полигонах, расположенных в разных структурных зонах антеклизы, цифровые данные визуализировались в виде КС масштаба 1:200 000 (1:100 000) с разрешением на местности в несколько десятков метров. Линеаментные индикаторы систем разломов земной коры уверенно дешифрировались на КС в спектральных диапазонах 0,7 – 0,8 (красный) и 0,8 – 1,1 мкм (ближний инфракрасный).

В общей схеме космотектонических исследований выполнялась компьютерная обработка КС и визуальное дешифрирование (структурное, геоиндикационное) космоизображений земной поверхности. С целью объективизации процесса дешифрирования и выяснения природы выделенных по КС линеаментов осуществлялся анализ материалов геолого-геофизических съемок. При тектонической интерпретации линейных структур обращалось внимание на характер аномалий магнитного и гравитационного полей: ступени в уровнях полей, оси линейных и изометричных аномалий, границы с нарушениями корреляции аномалий в физических полях. Системы линеаментов сопоставлялись с разломами платформенного чехла и кристаллического фундамента, установленными в ходе региональных геологосъемочных работ и при тектоническом картографировании масштаба 1:500 000 и 1:200 000. Омечено, что на КС наиболее отчетливо отражаются разломы и трещины, образованные в условиях растяжения литосферного пространства. Повышенной трещиноватостью и проницаемостью земной коры, активностью проявления геодинимических процессов отличаются участки пересечения разрывных нарушений – узловые структуры.

На основе космогеологических построений выяснены региональные закономерности тектонической делимости Белорусской антеклизы. Согласно существующей классификации (Разломы..., 2007), выявленные на КС системы разломов земной коры разделены на три категории: 1) суперрегиональные разломы, ограничивающие либо секущие Белорусскую антеклизу, вытянутые на многие сотни километров; 2) региональные, ограничивающие или пересекающие Центрально-Белорусский массив и структуры антеклизы более низкого порядка (Воложинский грабен, Бобовнянский выступ и др.), протягивающиеся обычно на десятки и первые сотни километров и 3) локальные разломы небольшой протяженности (единицы – первые десятки километров), осложняющие отдельные тектонические структуры антеклизы.

Белорусскую антеклизу в субмеридиональном направлении пересекает суперрегиональный Балтийско-Украинский линеамент земной коры, отчетливо выраженный на КС и в геофизических полях по линии Барановичи-Кореличи-Воложин. Здесь он совпадает с системой полосовых гравитационных и магнитных аномалий и интенсивного магнитного минимума, охватывающего Бобовнянский выступ (рис.2). В осевой части Барановичского гравитационного минимума суперлинеаменту соответствуют протяженные выдержанные зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационного и магнитных полей. Балтийско-Украинский линеамент земной коры является структурой

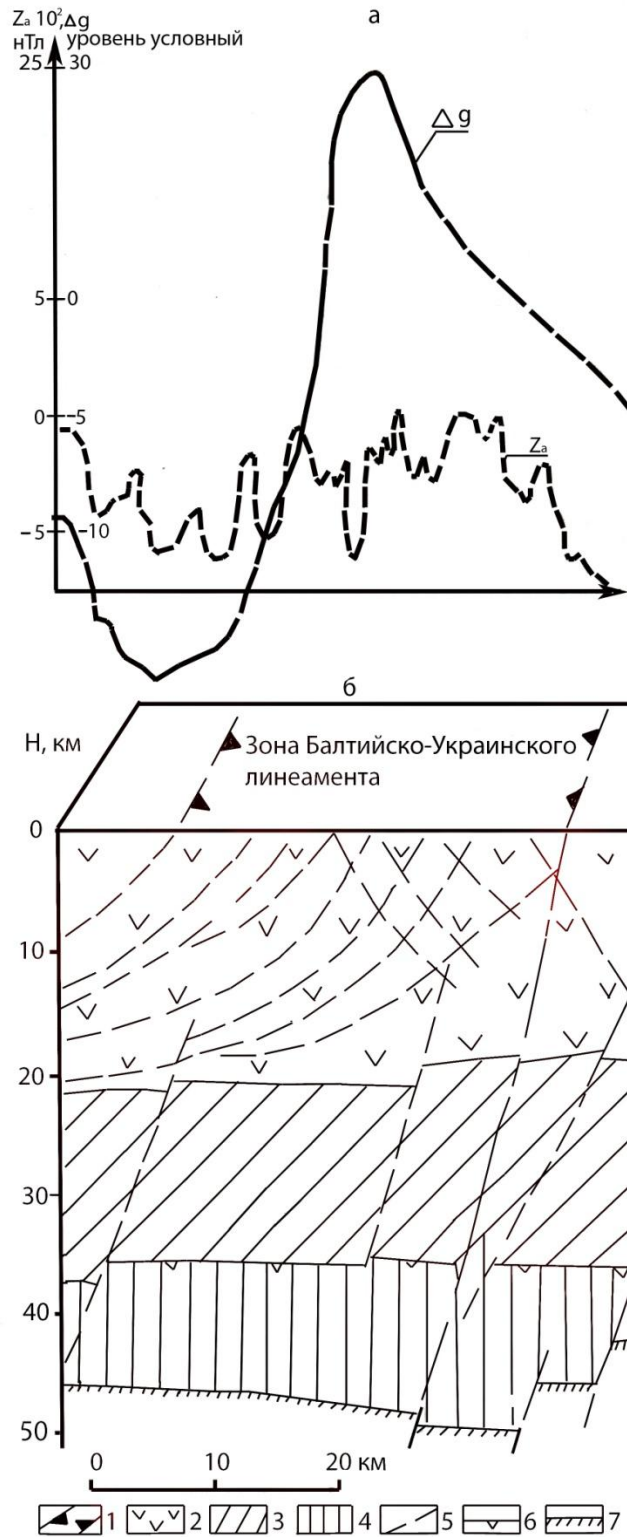


Рис. 2 Физико-геологическая модель фрагмента Балтийско-Украинского линеамента в пределах Центрально-Белорусского массива

a – графики параметров магнитного (Z_a) и гравитационного (Δg) полей, *б* – блок-диаграмма: 1 – зона суперрегионального линеамента; 2 – гранитно-метаморфический слой; 3 – «диоритовый» слой; 4 – «базальтовый» слой; 5 – глубинные разломы; 6 – предполагаемое положение границы, отождествляемой с поверхностью Конрада; 7 – то же, с поверхностью Мохоровичича

древнего заложения и в целом совпадает с положением Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса в кристаллическом фундаменте (Основы..., 2004). В пределах Центрально-Белорусского массива суперлинеament выражен серией разломов платформенного чехла и консолидированной части земной коры (рис.2).

В глубоко погруженной части кристаллического фундамента Балтийско-Украинский линеament имеет складчато-блоковое строение и сложен в основном двумя комплексами пород: гранулитовым и сланцево-амфиболито-плагиогнейсовым. Первый в значительной степени переработан раннепротерозойской гранитизацией и развит в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Образования второго комплекса выполняют Околовскую протогеосинклиналь. Метаморфические комплексы прорываются небольшими интрузиями габброидов кореличского, русиновского и гранитами жуховичского комплексов. Кроме этого, в протопрогибе широко развиты мигматит-граниты бобовнянского комплекса, образующие крупные линейные и куполовидные тела.

В пределах Балтийско-Украинского линеamenta сосредоточены Околовское и Новоселковское месторождения магнетитовых руд, Рудьянское, Мирское Рубежовичское, Пуховщинское, Раевщинское и др. (в основном колчеданные) рудопроявления. На данной площади выявлено наибольшее количество точек минерализации и геохимических аномалий цветных, редких и благородных металлов.

Региональные разломы Белорусской антеклизы наиболее полно изучены на основе комплексирования космогеологических и геолого-геофизических методов. Разрывные нарушения этой группы дизъюнктивов проявляются в структуре кристаллического фундамента и платформенного чехла. Доминирующее их простирание – диагональное и субмеридиональное. В пределах Центрально-Белорусского массива региональные разломы субмеридионального направления ограничивают тектонические зоны кристаллического фундамента (Слонимско-Новогрудскую, Дятловскую, Барановичско-Кореличскую, Каролинскую, Старицкую и др.), заложенные вдоль мантийных разломов и игравших ведущую рудоконтролирующую роль.

Минский региональный разлом пересекает диагонально Бобовнянский выступ антеклизы и выражен на КС зоной ландшафтных аномалий шириной 0,5-1,5 км, отчетливо дешифрируемой по линии Ляховичи – Снов – Столбцы. По материалам геофизических съемок этот разлом фиксируется высокоградиентной зоной силы тяжести, локальными аномалиями и изменениями характера магнитного поля. В структуре кристаллического фундамента он разделяет верхнеархейские грабен-синклинали от нижнеархейского купола и выражается дайками диабазов, трещинными интрузиями гранитов, распространением локальных кварц-полевошпатовых метасоматитов и проявлением радиогенных газов. Это позволяет отнести дешифрируемый региональный разлом к дизъюнктивным структурам доплатформенного этапа заложения. Более поздние тектонические движения, синхронные с образованием нарушений платформенного чехла, способствовали формированию вдоль Минского разлома поперечных сдвиговых деформаций, отразившихся также в ландшафтных особенностях и на КС.

К региональным дизъюнктивам относится Налибокский разлом, отделяющий Центрально-Белорусский массив от Воложинского грабена. Линейная структура дешифрируется на КС локального уровня генерализации зоной эшелонированных ландшафтных аномалий шириной 2-4 км, трассирующихся по азимуту 315° вдоль линии Слуцк-Столбцы и далее в сторону Ивье на расстояние около 140 км (рис.3). Дизъюнктив прослеживается в породах консолидированного фундамента, верхнепротерозойских,

меловых, палеогеновых и плиоцен-четвертичных отложениях. Представляет собой сброс с максимальной вертикальной амплитудой смещения по поверхности фундамента около 250 м. Вдоль дешифрируемых на КС Ляховичского и Свислочского региональных разломов, ограничивающих Белорусскую антеклизу с юга, в физических полях наблюдается горизонтальное смещение оси Ружанской положительной гравитационной аномалии. Примерно к тем же участкам приурочены резкие отклонения осей аномалий и высокие градиенты магнитного поля. По простиранию дизъюнктивных структур отмечаются коленообразные изгибы изогипс поверхности кристаллического фундамента, переуглубления в рельефе меловых отложений и узкие зоны отсутствия пород сеноманского яруса.

На территории Белорусской антеклизы широко развиты локальные разломы земной коры, имеющие небольшую протяженность, диагональное и ортогональное простирание. В структуре кристаллического фундамента они тяготеют к зонам дорифейской тектономагматической активизации: Каролинской, Старицкой и др., установленным при глубинном геологическом картографировании Бобовнянского гранито-гнейсового купла. Здесь по комплексу космогеологических и геолого-геофизических данных выделены системы локальных разломов фундамента: Ушанский, Ланский, Квачевский и др. Ушанский разлом обнаруживается на КС зоной линейментов шириной 0,5—2 км и трассируется на расстояние в несколько десятков километров. Он проявляется в магнитном поле в виде изометричных аномалий, причиной которых служит одноименная дайка диабазов. Контакты тела дайки разрушены с образованием кор выветривания. По краям разлома вмещающие гранито-гнейсы метасоматически изменены в лейкократовые разновидности (кварц-полевошпатовые метасоматиты). В водах трещинных зон пород кристаллического фундамента установлена высокая концентрация радиогенных газов: радона и гелия.

Сходные дешифровочные признаки и длину имеет Ланский локальный разлом. С ним связано развитие мощных линейных кор выветривания, а также лейкократовых гранито-гнейсов, формирование которых вызвано локальным кварц-полевошпатовым метасоматозом. В узле пересечения Ланского разлома с Несвижской зоной дробления воды кристаллического фундамента характеризуются аномально высокими содержаниями урана и радия. Рассматриваемые локальные дизъюнктивы, объединяясь общностью простирания, развития метасоматических процессов, контролируют в фундаменте Белорусской антеклизы положение зон тектономагматической активизации. Установление подобных структур космогеологическими методами имеет практическое значение в прогнозно-металлогенических целях.

Важную роль в разломной тектонике Белорусской антеклизы сыграли ротационные геодинамические процессы. Образование закономерно ориентированных линейных структур и их пространственное распределение связано с изменениями скорости вращения земного шара, вызвавшими тангенциальные напряжения определенных направлений. Возникающие в результате ротогенеза регматические решетки в земной коре служили теми «рельсами», по которым происходило структурообразование на доплатформенном и платформенном этапах развития антеклизы.

Фрактальность земной коры Белорусской антеклизы, сформированная ротационно-планетарными процессами, согласуется с дизъюнктивной тектоникой эндогенного режима Земли и временной шкалой геологической истории. Широко представлена на территории антеклизы система дислокаций $45\text{--}315^\circ$, проявившаяся на различных этапах развития земной коры запада ВЕП в целом. Дизъюнктивы подобной ориентировки играли ведущую

роль в геодинамической эволюции региона. По этому направлению активизировались тектонические процессы в раннем и позднем докембрии, а также на новейшем этапе. В пределах Центрально-Белорусского массива с направлением 45° согласуется простираение Минского регионального разлома, разделяющего блоки кристаллического фундамента. По азимуту 315° трассируется Налибокский, Неманский и Савонский разломы. Следует отметить, что ортогональная сеть дислокаций $45\text{--}315^\circ$ является кардинальной для линейных структур ротационной природы в пределах ВЕП (Губин, 1994; Каттерфельд, 1984).

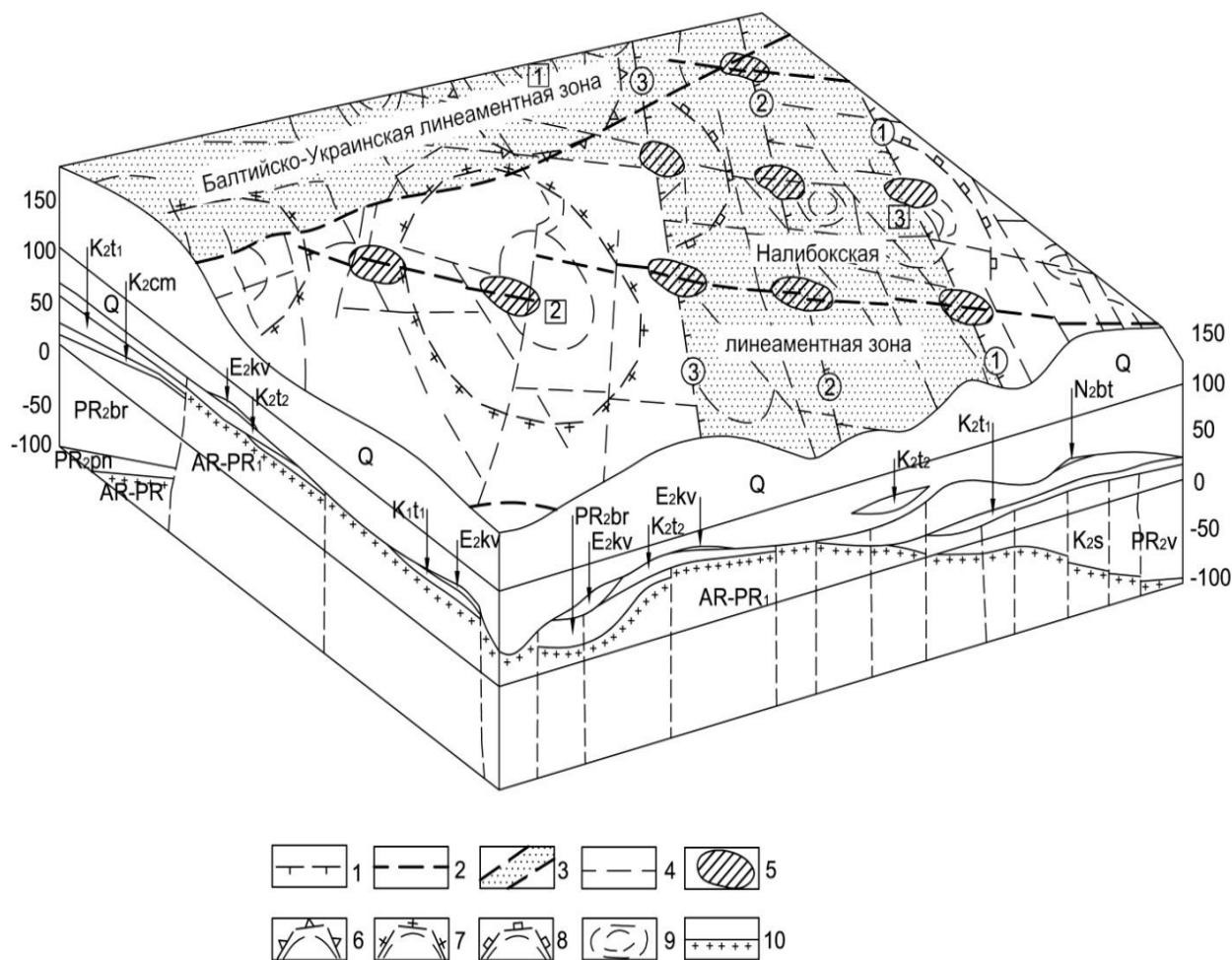


Рис. 3. Космотектоническая модель Бобовнянского выступа Белорусской антеклизы

1, 2 – региональные линеаменты, отражающие разломы платформенного (1) и доплатформенного (2) этапов заложения; 3 – линеаментные зоны, связанные с системами разрывов и трещин в платформенном чехле и кристаллическом фундаменте; 4 – локальные линеаменты дизъюнктивной природы; 5 – узлы пересечения линеаментов; 6-9 – кольцевые структуры тектоногенного (6), магматогенного (7), метаморфогенного (8) и проблематичного (9) генезиса; 10 – поверхность кристаллического фундамента. Разломы (цифры в кружках): 1 – Налибокский, 2 – Неманский, 3 – Савонский. Кольцевые структуры (цифры в квадратах): 1 – Ушанская, 2 – Мирская, 3 – Старинская

В системе планетарных трещин $17-287^{\circ}$ к азимуту 17° тяготеют глубинные дизъюнктивы в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса кристаллического фундамента. Среди них выделяются Кореличский, Ивенецкий и другие разломы, ограничивающие глубоко погруженные тектонические блоки. Подобные дислокации группируются в единую разломную зону, выраженную на КС довольно протяженным фрагментом Балтийско-Украинского линеамента земной коры.

Ротационные структуры направлений $0-270^{\circ}$ контролировала развитие в раннем докембрии широтных дизъюнктивов, ограничивающих крупные тектонические блоки консолидированной коры Белорусской антеклизы. С этой сетью связана разрядка более поздних тектонических напряжений, которые отразились в платформенном чехле изменением фаций и мощностей отложений, разрывными дислокациями.

На основе комплексной интерпретации материалов структурного дешифрирования КС и геолого-геофизических данных составлена космогенная модель наиболее приподнятой части Белорусской антеклизы – Бобовнянского выступа масштаба 1:100 000 (рис 3). В пределах этого структурного элемента поверхность кристаллического фундамента залегает на абсолютных отметках от 0 до +103 м и на значительной площади выходит под четвертичные отложения. Линеamentное поле рассматриваемой территории образуют активные дизъюнктивы и трещины доплатформенного и платформенного этапов заложения. Прослеживаемый здесь фрагмент суперрегионального Балтийско-Украинского линеамента земной коры фиксируется в геофизических полях и согласуется с системой корово-мантийных разломов. Налибокскую зону линеamentов образуют одноименный региональный дизъюнктив, а также Неманский и Савонский локальные разломы.

Таким образом, в результате комплексной интерпретации космогеологических и геолого-геофизических материалов выяснены региональные закономерности разломной тектоники Белорусской антеклизы, изучены особенности проявлений ротационно-планетарных процессов и составлены космогенные модели. Исследование разломов консолидированной части земной коры и платформенного чехла Белорусской антеклизы по данным космического зондирования позволяет создать многофункциональную геологическую основу для обоснования и ведения в этой тектонической области геологосъемочных, поисковых и геологоразведочных работ, способствует дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы Республики Беларусь.

Глобальные навигационные спутниковые системы наблюдения геодинамических процессов

Важнейшим элементом при создании геодинамических моделей является составляющая, учитывающая изменения, происходящие на поверхности Земли под влиянием современных движений земной коры. Во многом именно они определяют активность многих деструктивных природных явлений и влияют на ход экзогенных процессов, в том числе, вызванных хозяйственной деятельностью человека. Для прогноза неблагоприятных геодинамических процессов необходимы не только знания о протекании самих процессов, сконцентрированные в адекватных моделях, но и соответствующая определенность в начальных состояниях породных массивов, которые, безусловно, базируются на сборе экспериментальных данных.

Наиболее эффективный способ получения экспериментальных данных – комплексный геомеханический мониторинг земной приповерхностной толщи на основе геодинамических полигонов (Генике, Черненко, 2003). Полигоны организуются в местах проявления наибольшей активности сдвижений блоков. Для получения пространственных данных создается геодезическая сеть, а мониторинговые работы в этом случае основаны на повторных наблюдениях углов и расстояний между узлами этой сети. В этом контексте одна из основных задач наблюдений на геодинамических полигонах – фиксировать движения отдельных структурных блоков и, в первую очередь, их горизонтальные смещения друг относительно друга особенно на границах, т.е. в районах выявленных разломов.

Традиционные геодезические способы мониторинга весьма трудоемки и требуют для проведения измерений значительных затрат времени. В силу указанных обстоятельств они не всегда позволяют своевременно фиксировать, а затем наблюдать за ходом деформационных процессов, обусловленных как подземными выработками, так и естественной природной активностью.

Одним из методов, получивших в настоящее время широкое распространение в мире, является метод, основанный на технологиях глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). С появлением GPS-технологий, которая является первой из реализованных ГНСС технологий, появилась возможность осуществления с высокоточного (3-10 мм во всех измерениях) геодезического мониторинга на значительных по площади территориях при относительно небольших затратах средств и времени. Имеются многочисленные примеры успешного использования GPS-технологий в Канаде, США, Японии, странах Европы для изучения процессов оседания поверхности Земли при добыче твердых и жидких полезных ископаемых, выявления подвижных блоков и

перманентного контроля за сейсмически активными территориями.

Современные ГНСС-технологии, разработанные для точного определения положения любой точки на местности, позволяют разнести базовые станции измерений на 20 км и более. Практически это означает, что они в непрерывном режиме измерений могут охватить практически весь масштабный спектр геодинимических процессов, наблюдаемых на локальном уровне. ГНСС-технологии изначально цифровые, поэтому в совокупности с ГИС-технологиями они позволяют проводить детальный анализ больших массивов данных для создания цифровых картографических моделей на любом этапе геодинимических исследований (Журавков и др. 2009).

Локальный мониторинг на геодинимических реперах

Для наблюдения за изменениями земной поверхности, вызванными геодинимическими процессами, на протяжении ряда лет успешно, как указано выше, применяются GPS-приборы. В дифференциальном режиме измерений они эффективно используются на коротких, длинных и сверхдлинных линиях – линиях между соседними узловыми точками или реперами опорной геодезической сети. В отличие от коротких линий, длиной в 1-2 км, расстояние между которыми можно измерить и традиционными методами, используя обычные оптические приборы, высокоточные измерения на коротких (до 30 км) и сверхдлинных (свыше 30 км) линиях традиционными методами вызывает значимые технические сложности и требует больших временных затрат.

Выбор измеряемой длины линии зависит от характерных пространственных масштабов изучаемых геодинимических процессов. При исследованиях региональной геодинимики важен комплексный подход, который использует данные измерений, полученных в различных пространственных масштабах. Мониторинговые исследования на коротких и длинных линиях с использованием оптических и GPS-измерений хорошо методически отработаны и широко применяются в Беларуси на полигонах, расположенных на территории Старобинского месторождения калийных солей.

Высокоточные GPS-измерения практически любых линий проводятся на основе дифференциального метода с использованием так называемых базовых GPS-станции (этот метод еще называют методом относительной кинематики). В этом случае во время измерений один спутниковый приемник (базовая станция) постоянно находится в точке с известными координатами, а другой – перемещается, фиксируя положение снимаемых точек. Использование базовой станции позволяет скорректировать ряд ошибок, характерных для спутниковой навигации. Природа этих ошибок различна.

Для спутниковой аппаратуры, несмотря на точность, используемых на них временных эталонов, всегда существует некоторая погрешность в шкале определения времени. Она приводит к возникновению систематической ошибки определения координат около 0,6 м.

Ошибки вычисления орбит возникают вследствие неточностей прогноза и расчета эфемерид спутников, выполняемых в аппаратуре наземного приемника. Эта погрешность также носит систематический характер и приводит к ошибке измерения координат около 0,6 м.

Инструментальная ошибка приемника всегда обусловлена наличием шумов в электронном тракте приемника. Отношение сигнал/шум приемника определяет точность процедуры сравнения принятого от спутника и опорного сигналов приемника, т.е.

погрешность вычисления псевдодальности. Наличие данной погрешности приводит к возникновению координатной ошибки порядка 1,2 м.

Многопутность распространения сигнала проявляется в результате вторичных отражений сигнала спутника от крупных препятствий, расположенных в непосредственной близости от приемника. При этом возникает взаимовлияние радиосигналов, поэтому измеренное расстояние оказывается больше действительного. В результате воздействия этого фактора ошибка определения псевдодальности может увеличиться на 2,0 м.

Ионосферные задержки сигнала происходят на высоте 50 и более км. Они вызваны имеющимися там свободными электронами. Для компенсации возникающей при этом ошибки определения псевдодальности используется метод двухчастотных измерений на частотах L1 и L2 (в двухчастотных приемниках). Линейные комбинации двухчастотных измерений компенсируют ионосферные погрешности первого порядка. Для более полной компенсации этой погрешности используются различные аналитические модели, которые рассчитывают поправки с использованием информации, содержащейся в навигационном сообщении. При этом величина остаточной погрешности определения псевдодальности может достигать 10 м.

Тропосферные задержки сигнала обусловлены задержкой распространения радиосигнала в нижнем слое атмосферы и зависят от давления, температуры и влажности, а также от высоты спутника над горизонтом. Компенсация тропосферных задержек производится также путем расчета поправок на основе соответствующей модели, а необходимые для этого данные содержатся в навигационном сообщении. Тропосферные задержки вызывают ошибки измерения псевдодальностей в 1 м.

При вычислении суммарной ошибки необходимо еще учесть взаимное положение наземного приемника и спутников рабочего созвездия. Для этого вводится специальный коэффициент геометрического ухудшения точности PDOP (Position Dilution Of Precision), на который необходимо умножить все перечисленные выше ошибки, чтобы получить результирующую ошибку. Типичное среднее значение PDOP колеблется от 4 до 6.

Наиболее эффективным средством исключения ошибок является указанный выше дифференциальный метод наблюдений. Он позволяет определять приращения координат между базовой станцией и снимаемыми точками в режиме постобработки, которая происходит в камеральных условиях, или в режиме реального времени с использованием передаваемых по радиоканалу дифференциальных поправок.

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

Начиная с 2005 года, регулярно два раза в год проводились спутниковые геодезические наблюдения одновременно на всех 4 пунктах сети. GPS-наблюдения выполнялись сетевым методом. Для измерений использовался дифференциальный режим "Статика". Длина эпохи наблюдений устанавливалась равной 30 секунд и выбиралась,

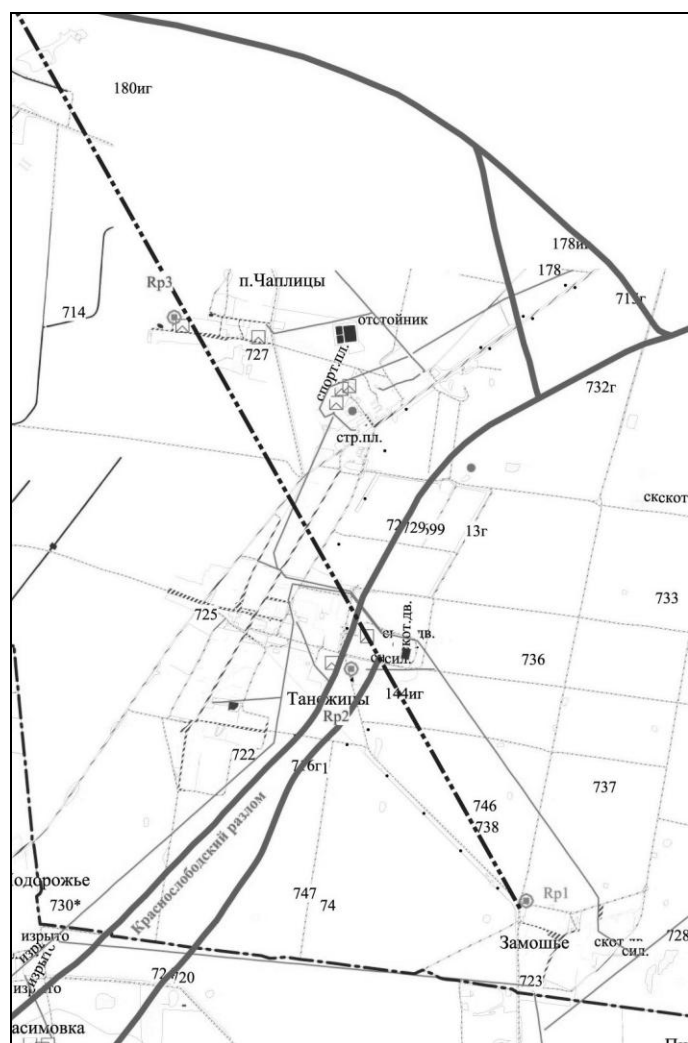


Рис. 4. Расположение геодинамических реперов

исходя из рекомендаций фирмы Leica, изготовителя GPS-приемника и технических возможностей использованного оборудования. Минимальный угол возвышения спутников, с которых принимались сигналы (угол осечки), устанавливался равным 10 градусам. С целью исключения искажений вносимых расположением фазового центра GPS – антенны на каждый пункт сети всякий раз устанавливался один и тот же GPS- приемник и ориентировался он всегда в одном и том же направлении. Программа каждой из ежегодных серий спутниковых наблюдений (GPS – измерений) состояла из нескольких двоянных, равных по времени сеансов наблюдений. Между сеансами наблюдений выполнялась повторная установка и центрирование антенны. При этом изменении ее высоты, по сравнению с предыдущим сеансом, составляло не менее чем на 10 см. Длительность одного сеанса наблюдений составляла не менее 3 часов. По истечении заданного времени наблюдения, повторно измерялась высота инструмента, производилась запись данных наблюдений.

В качестве опорного репера был выбран репер 1. Предполагалось, что этот репер неподвижен и все изменения местоположений остальных трех реперов фиксируются относительно него. При последующей постобработке GPS – наблюдений выбирались фиксированные геоцентрические WGS 84 координаты первого репера, полученные в

режиме Singlepoint solution в первой серии наблюдений. Во всех последующих сериях наблюдений координаты первого репера оставались неизменными и от него вычислялись всевозможные базовых линий и координаты остальных трех реперов в геоцентрической системе координат WGS 84.

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

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

Transverse Mercator projection set

Name of projection set: 1=00

False east: 0.0000 m

False north: 0.0000 m

Latitude of origin: 52°53' 12.3868" N

Central meridian: 27° 19' 59.6995" E

Scale: 1.0000000000

Zone width: 4 10

В качестве примера рассмотрим результаты спутниковых наблюдений, которые проводились одновременно на всех 4 стационарных пунктах геодинимической сети 16 и 17 сентября 2008 года – шестая серия и 5 и 6 ноября 2008 – седьмая серия (табл. 1). При этом количество репрезентативных для каждого пункта сети сеансов длительностью порядка нескольких часов составило не менее 4. В процессе GPS наблюдений, вычислены расстояния от базовой станции (репер 1) до каждого из реперов.

К сожалению, в этих сериях, несмотря на выполненные в полном объеме наблюдения на 4 репере, вычислить надежные координаты по всем сеансам наблюдений не удалось, вероятно, из-за наличия вокруг репера многолетних деревьев.

В результате обработки текущих натурных инструментальных данных за 2008 год, выявлены небольшие колебания величин абсолютных отметок от 4 до 7 мм по профильной линии 6-1, которая находится в створе профильного луча дд. Замошье – Нов. Рачковичи и от 7 до 24 мм по профильной линии 6–2.

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

Таблица 1

GPS наблюдения на пунктах геодинимической сети

Номер репера, наблюдения	Наклонное расстояние	Тип, номер GPS приемника	Дата съемки	Начало измерений	Конец измерений
2_601	1934,6336	ATX1230GG №302847	16.09.08	09:47:31	12:30:01
2_602	1934,6353	ATX1230GG №302847	16.09.08	12:36:16	14:48:31
2_603	1934,6366	ATX1230GG №302847	17.09.08	09:45:31	12:22:01
2_604	1934,6374	ATX1230GG №302847	17.09.08	12:38:16	15:29:31
2_605	1934,6376	ATX1230GG №302847	17.09.08	12:24:31	12:35:16
2_701	1934,6396	ATX1230GG №302847	05.11.08	10:28:31	13:10:31
2_702	1934,6423	ATX1230GG №302847	05.11.08	13:23:01	16:04:46
2_703	1934,6407	ATX1230GG №302847	06.11.08	11:13:01	13:35:01
2_704	1934,6419	ATX1230GG №302847	06.11.08	13:47:01	16:21:46
3_601	4534,8156	SR530	16.09.08	10:26:31	12:30:01
3_602	4534,8179	SR530	16.09.08	12:42:31	14:29:16
3_603	4534,8180	SR530	06.11.08	09:54:31	12:22:01
3_604	4534,8185	SR530	06.11.08	12:32:46	15:13:01
3_701	4534,8286	SR530	05.11.08	10:38:01	13:09:31
3_702	4534,8309	SR530	05.11.08	13:28:01	15:54:16
3_703	4534,8338	SR530	17.09.08	11:09:16	13:30:16
3_704	4534,8350	SR530	17.09.08	13:38:31	16:11:31
4_601	9275,3213	ATX1230GG №308573	17.09.08	09:29:30	11:22:15
4_602	9275,3157	ATX1230GG №308573	17.09.08	11:29:30	13:48:45
4_701	9275,3517	ATX1230GG №308573	05.11.08	11:13:16	13:10:31
4_702	9275,3575	ATX1230GG №308573	05.11.08	11:29:30	13:48:45
4_703	9275,3596	ATX1230GG №308573	06.11.08	11:34:01	13:31:01
4_704	9275,3595	ATX1230GG №308573	06.11.08	13:37:36	16:01:01

На протяжении четырехлетней серии геодинимических наблюдений не выявлено значимых изменений относительного планового местоположения геодинимических реперов, превосходящих допустимые погрешности измерительных систем. По данным высотных измерений следует отметить, что дальнейшее локальное опускание всячего крыла Краснослободского разлома, зафиксированное ранее в наблюдениях от 28.09.2007 года, в настоящее время не происходит. Геодинимическая обстановка здесь стабилизировалась, что подтверждается последующими инструментальными измерениями.

Региональный мониторинг на сверхдлинных линиях

Во второй половине 80-х годов XX века было выполнено несколько исследовательских проектов, в ходе которых изучалось влияние различных факторов на точность GPS измерений. Была продемонстрирована хорошая сходимость GPS-измерений базовых линий с методом радиоинтерферометрии со сверхдлинными базами. Сформировалось мнение, что точность GPS-измерений можно повысить за счет увеличения

точности эфемерид. Этого можно достичь двумя способами. Первый способ – включать элементы орбиты в число определяемых параметров и оценивать их вместе с компонентами базовых линий. Второй – организация службы точных эфемерид.

Последний оказался доступным лишь после того, как в течение ряда лет под эгидой Международной ассоциации геодезии изучались пределы возможностей GPS в глобальном масштабе. Исследования начались с эксперимента по использованию GPS для Международной службы вращения Земли и геодинاميки (GPS experiment for IERS and Geodynamics) и продолжились уже в связи с проведением кампании по созданию Международной геодинамической службы (IGS). В результате было установлено, что с помощью GPS-измерений можно получать точные параметры вращения Земли. Особый интерес представил факт получения геоцентрических координат, которые согласовывались по точности с оценками спутниковой лазерной дальнометрии. Было продемонстрировано, что неоднозначность фазовых GPS-измерений можно разрешать в глобальном масштабе, обеспечивая ежесуточную повторяемость порядка 10^{-9} . Такие результаты оказались возможными при равномерном распределении станций наблюдений по всему земному шару. Была доказана возможность регулярного получения точных орбит спутников GPS и с 1 января 1994 г. IGS начала регулярную деятельность.

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

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

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

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

Обычная точность измерений коротких базовых линий (примерно до 30–50 км)

двухчастотными приемниками GPS характеризуется следующими среднимкватратическими погрешностями определения планового положения:

- в статике — $2-3 \text{ мм} + 0,5 * D * 10^{-6}$ (для линии в 10 км погрешность равна 7–8 мм);
- в кинематике — $10 \text{ м} + 2 * D * 10^{-6}$.

Точности по высоте ниже в 2–3 раза.

При использовании эфемерид IGS возможно достижение точностей $10-7 * 10^9$ на линиях в тысячи километров. По данным, приведенным в таблице 2, можно проследить, как за последние 20 лет повышалась точность спутниковых определений пространственных координат. Важными факторами являются качество эфемерид спутников (и параметров их часов), точность опорной сети и качество моделирования ошибок (тропосферной задержки, многопутности, фазовых центров антенн).

Таблица 2

Динамика повышения точности определения пространственных координат с помощью спутниковых методов

Год	Относительная ошибка, b	Источники улучшения	Основные источники ошибок
1983	10^{-6}	геодезические приемники (измерение фазы несущей волны)	атмосферная рефракция, ошибки орбит
1986	10^{-7}	двухчастотные измерения фазы	тропосферная рефракция, ошибки орбит
1989	10^{-8}	Международная сеть пунктов слежения (CIGNET)	тропосферная рефракция, ошибки орбит
1992	$5 * 10^{-9}$	улучшение глобального слежения за спутниками (МГС)	тропосферная рефракция, ошибки орбит и фазовых центров
1997	10^{-9}	повышение точности орбит, моделирование тропосферы и фазовых центров антенн	ошибки глобальной системы отсчета, специфические ошибки пунктов, атмосферные градиенты

Примечание. Средняя квадратическая ошибка в плане: $D_0 \text{ (мм)} = [(0,1 - 1,0 \text{ мм})^2 + (2 * b * D)^2]^{1/2}$, где D — расстояние между пунктами

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

В качестве GPS-приемников для базовых станций используются следующие:

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

В качестве программного обеспечения в режиме навигации используется стандартное программное обеспечение, предназначенное для управления базовой станцией с помощью аналогового или цифрового модема. Могут быть испытаны обе периферийные конфигурации. Для реализации совместной работы станций имеется специализированное программное обеспечение GPS Leica/SpiderNet.

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

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

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

Для региона Старобинского месторождения функционирование базовых станций в согласованном режиме даст возможность осуществлять геодинимический мониторинг с учетом данных о региональных движениях, т.е. перейти на новый, современный уровень исследований. В перспективе, этот шаг позволит войти в международную сеть, осуществляющую глобальный мониторинг движений земной поверхности и использовать ресурсы этой сети.

Мониторинг геодинимических процессов на стохастических сетях

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

В стохастических сетях узлы жестко не фиксируются. Проводить мониторинговые исследования деформаций земной поверхности на основе таких сетей возможно лишь при определенных условиях. Во-первых, необходимо определить необходимую точность исследований или параметр точности. Минимально возможная погрешность связана с

точностью прибора и методик, выбранных для измерений. Вторым параметром связан с выбором масштаба изменений или точностью описания изучаемых движений или объектов. Если параметр масштаба δ_s больше параметра точности измерений δ , то выбор положения опорных точек может быть не фиксированным, а изменяться в рамках различий указанных параметров $|\delta_s - \delta|$. Поскольку сами измерения, а также выбор места их производства – процесс стохастический, то при больших значениях $|\delta_s - \delta|$ можно позволить в ходе повторных измерений позиционировать прибор с погрешностью не превосходящей $|\delta_s - \delta|$. Оценка изменений проводится по средним значениям с оценкой возможных вариаций.

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

Для изучения изменений формы подстилающей поверхности и связанных с ней геодинамических процессов, в настоящее время применяются две технологии дистанционного зондирования, использующие в своей основе стохастические сети опорных точек.

Первая из них использует лазерные дальномеры, устанавливаемые на авиационных платформах, например, Leica ALS50. Дальномеры имеют достаточно высокую разрешающую способность и по плановой, и по высотной составляющим, конкретные величины которой зависят как от высоты, так и скорости движения платформы.

Лазерные дальномеры, совмещенные со сканерами изображения, GPS-приборами и инерционными датчиками положения, являются наиболее эффективными средствами мониторинга подстилающих земных поверхностей, начиная с сантиметровых масштабов. В таблице 3 приведены некоторые сравнительные данные лазерной съемки в сравнении с наземной топографической съемкой с учетом данных по Leica ALS50.

Обработка массива данных, полученных при лазерной съемке на нерегулярной сети, ведется по триангуляционным алгоритмам для перевода их на регулярную сетевую основу. Использование регулярных сетей выгодно, поскольку в последующем упрощает обработку и интерпретацию полученных данных и позволяет использовать огромный арсенал алгоритмов, созданных для растровой графики. Основная трудность при обработке данных лазерной съемки заключается в большом числе используемых точек. Однако, она успешно преодолевается или на основе специального программного обеспечения (Дружинин, 2003), или на основе ПО, которое используется при обработке спутниковых изображений.

Следует отметить, что только высокие затраты на эксплуатацию авиационных носителей ограничивают широкое применение лазерных технологий для геодинамического мониторинга на постоянной основе. В перспективе можно

рассматривать беспилотные носители после разработки для них более компактной и менее энергоемкой съемочной аппаратуры.

Таблица 3

Информационное содержание лазерной и наземной топографической съемки

Параметр сравнения	Данные наземной топографической съемки	Лазерно-локационные данные
Максимально достижимая точность определения пространственных координат	Лучше 1 см	8-15 см
Пространственная плотность точек измерений	Плотность расстановки пикетов определяется масштабом выполняемой топографической съемки и характером объекта. На практике плотность ограничена производительностью съемочной бригады, которая, как правило, составляет несколько сотен пикетов в день	На практике до 3-5 лазерных точек на кв.м земной поверхности. Реальная плотность определяется производительностью сканера (в настоящее время до 50-100 тыс. измерений в секунду) и условиями съемки - высотой и скоростью
Положение в пространстве	Пикеты выбирают, как правило, на поверхности земли	Точки лазерных отражений покрывают как поверхность земли, так и все наземные объекты - крыши зданий, опоры и провода ЛЭП, водоемы, растительность и др.
Характер распределения по поверхности сцены	Выбор места установки пикета определяется оператором в каждом конкретном случае, исходя из топологических особенностей объекта съемки	Распределение лазерных точек по поверхности сцены носит случайный характер

В радиодиапазоне используются радары с синтезируемой апертурой (SAR). Разрешающая способность этих устройств изменяется, начиная от нескольких сантиметров для плановой составляющей, и зависит как от диапазона используемых радаром частот, так и класса летательных средств, на которых они установлены. Наиболее эффективный вариант использования радаров по сравнению с оптическими дальномерами – использование космических платформ-носителей. Современные космические системы (TerraSAR-X) имеют разрешающую способность по плановой составляющей от одного метра, а по высотной составляющей при учете фазовой компоненты от нескольких миллиметров.

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

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

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

На территории Старобинского месторождения калийных солей стохастический геодинамический мониторинг не только возможен, но и может быть достаточно эффективен. Базовая GPS-станция ПО "Беларуськалий" позволяет использовать быстрый кинематический метод измерений, а развитая дорожная сеть обеспечить пространственный охват территории исследования. Практический интерес представляет мониторинг просянок над отработанными горными выработками. Средства мультимасштабного анализа, к сожалению, не входят в штатное программное обеспечение GPS-измерений, однако он может быть выполнен с помощью программных средств независимых производителей. Геодезический мониторинг на стохастических сетях является достаточно доступным и эффективным средством изучения геодинамических процессов.

Анализ новейшей геодинамики земной коры

Новейший этап эволюции Земли колеблется в геологической истории в пределах от позднего олигоцена (около 30 млн лет) до настоящего времени. При космогеодинамических исследованиях позднеолигоцен-четвертичного этапа развития земной коры запада ВЕП особое внимание уделяется изучению и картографированию систем активных разломов, реконструкции неотектонических движений и гляциотектонических процессов, игравших ведущую роль в литоморфогенезе. В рассматриваемом равнинно-платформенном регионе структурные черты рельефа земной поверхности согласуются с распределением поля новейших тектонических напряжений (Губин и др., 1988; Карабанов и др., 2009). Путём комплексного анализа результатов дешифрирования КС и геолого-геофизических данных устанавливается блоковый характер проявления неотектоники. Космическая информация способствует выяснению пространственных закономерностей в распределении гляциотектонических структур, образованных плейстоценовыми оледенениями.

Активные разломы и неотектонические движения

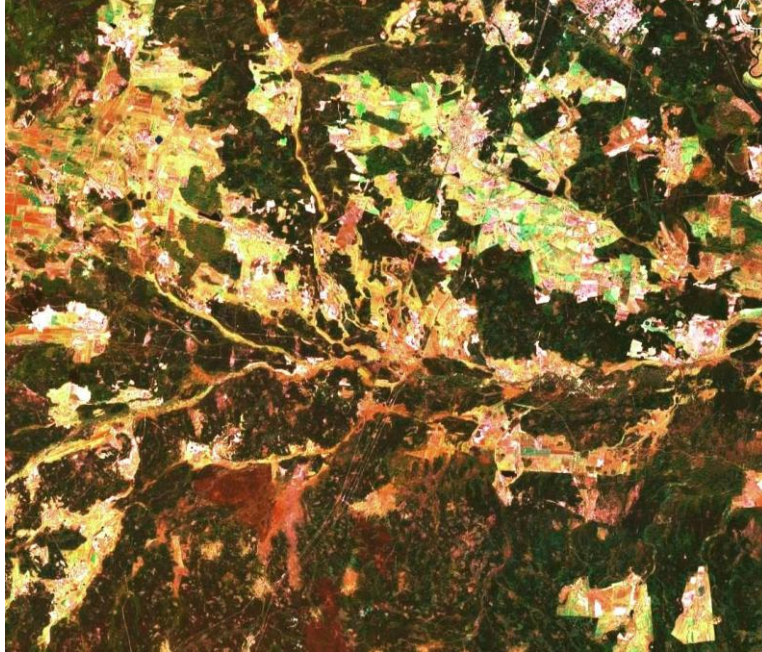
Среди различных аспектов космогеодинамических реконструкций в пределах запада ВЕП особую актуальность приобретает изучение по КС *систем активных разломов земной коры*. С дизъюнктивными структурами, проявившимися на поверхности Земли в виде зон линеаментов, связано развитие новейших геодинамических процессов. Для выявления активных разломов применяются геоиндикационные методы, которые позволяют установить элементы тектонической делимости земной коры по комплексу ландшафтных индикаторов, дешифровочных признаков и геолого-геофизических данных. Достоверность космической геоиндикации существенно зависит от степени унаследованности в развитии структурных форм земной коры.

Большую группу признаков активных дизъюнктивов на КС составляют геоморфологические индикаторы. Дифференцированные движения блоковых структур в четвертичное время контролировали эрозионно-аккумулятивную деятельность плейстоценовых ледников и формирование основных категорий рельефа. Поэтому в покровных отложениях квартала и на земной поверхности фрагментарно отражаются погребенные линейные дислокации, которые могут быть зафиксированы на КС.

К геоморфологическим индикаторам относятся также гидрографические признаки, отражающие особенности проявления разломной тектоники в морфологии речных долин и озерных котловин. На территории Припятского прогиба,

СИСТЕМЫ РЕЧНЫХ ДОЛИН КАК ИНДИКАТОРЫ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В зоне Южно-Припятского суперрегионального разлома, отделяющего Припятский прогиб от Украинского щита, прослеживаются системы широтных линеаментов, выраженные прямолинейными очертаниями фрагментов долин рек Словечна и Желонь

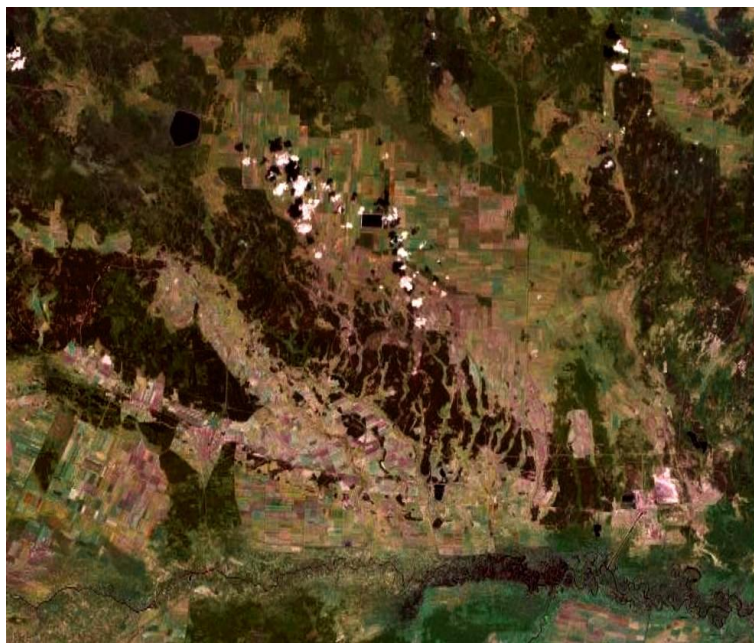


Субмеридиональное направление элементов долины реки Неман над зоной новейшей активизации локального разлома кристаллического фундамента в пределах Бобовнянского выступа Белорусской антеклизы



ЛАНДШАФТНЫЕ ИНДИКАТОРЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дугообразно-струйчатый рисунок распределения долин рек Лань, Случь и многочисленных мелких водотоков в пределах Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента. Активное развитие гидросети обусловлено восходящими новейшими движениями локального тектонического блока в четвертичное время



На территории Воложинского грабена Белорусской антеклизы в условиях слабых нисходящих движений широко представлены озёрно-аллювиальные низины и массивы болот Налибокской пущи, плоские заболоченные долины рек Уса, Каменка, Волка и др.



например, над зонами активных региональных дизъюнктивов (Речицким, Червонослободско-Малодушинским и др.) фиксируются фрагменты расширения долин, изменения в их направлениях, резкие изгибы водотоков. В позднечетвертичное время вдоль линий разломов отмечались разнонаправленные движения блоков чехла амплитудой до 10-15 м, которые повлияли на формирование речных долин Белорусского Полесья. Подобные соотношения устанавливаются над разрывными нарушениями в пределах Белорусской антеклизы.

Геоиндикационные свойства гидросети рассматриваются также с точки зрения ее планового рисунка, что имеет важное значение при дешифрировании КС высоких уровней генерализации. Дизъюнктивные структуры фиксируются по прямолинейной ориентировке отрезков гидросети и резким изменениям их направлений, коленообразным изгибам русел, системам вытянутых меандр, линейным водотокам, «слепым» окончаниям гидросети и другим признакам.

Важными геоиндикаторами служат особенности в расположении и морфологии озерных котловин. С простираем активных разломов связаны системы Ушачских озер, рывинных водоемов Сенно, Саро, Белое и Липно в Витебской области, озер Свитязской группы на границе с Украинским Полесьем. Приуроченные к зонам разрывных нарушений озера часто имеют деформации котловин, образованные, по-видимому, разнонаправленными неотектоническими движениями.

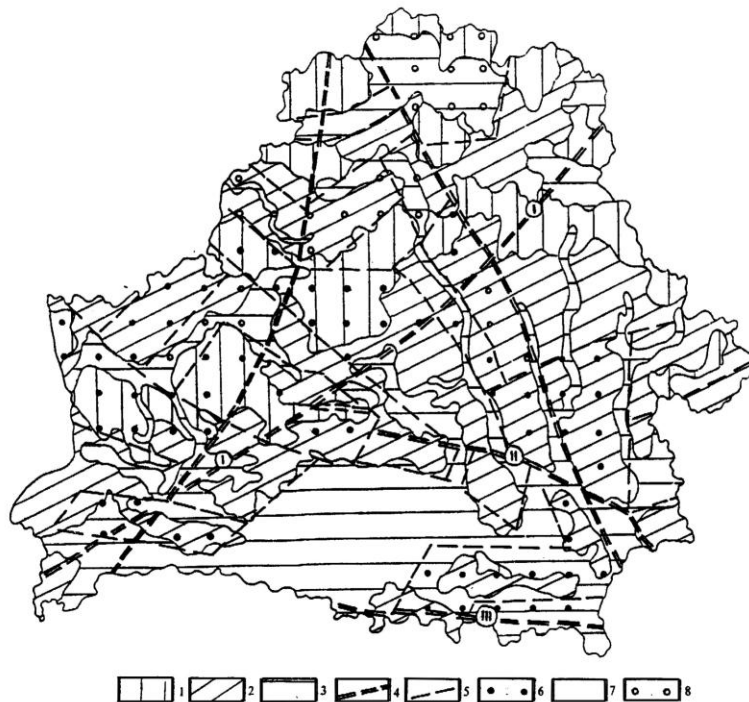


Рис. 5. Отражение в структуре ландшафтов новейших тектонических процессов

1 – 3 группы родов ландшафтов: возвышенные (1), средневысотные (2), низменные (3); 4 – 5 активные разломы земной коры: суперрегиональные (4), региональные и локальные (5); 6 – 8 неотектонические блоки, испытывающие умеренные поднятия (6), относительно стабильный режим (7), слабые опускания (8); I - Брестско-Велижская линеаментная зона, II – Северо-Припятский и III – Южно-Припятский разломы

Геоботанические индикаторы связаны с проявлениями дизъюнктивной тектоники в структуре растительного покрова. В условиях Беларуси наиболее достоверна индикация активных разломов по геоботаническим признакам в пределах низменных ландшафтов приледниковых бассейнов и обширных аллювиально-аккумулятивных равнин. Геоиндикационный анализ растительности Припятского Полесья (Обуховский, Тяшкевич, 1976) показывает, что линейная конфигурация контуров фитоценозов во многих случаях тяготеет к зонам Северо-Припятского, Речицкого, Червонослободско-Малодушинского и других разломов. Среди различных сочетаний растительных сообществ ведущими признаками разрывных нарушений являются черноольшаники таволговые и осоковые, которые приурочены к зонам разгрузки и повышенной минерализации подземных вод вдоль линий дизъюнктивов.

Ведущее место в изучении активных разломов по данным дешифрирования КС занимает анализ геодинимических свойств структуры ландшафтов. Наиболее достоверными геоиндикаторами являются роды ландшафтов (рис. 5). Формирование геолого-геоморфологической основы этих природных комплексов контролировалось воздействием новейших тектонических процессов. Вдоль линий активных разломов отмечаются наиболее контрастные границы ландшафтов. В зонах Северо-Припятского, Ляховичского, Свислочского разломов наблюдается четкая смена холмисто-моренно-эрозионного ландшафта на моренно-зандровый, вторичный водно-ледниковый, аллювиальный, террасированный и заболоченных низин.

Плотность ландшафтных контуров (количество природных комплексов на единицу площади) является показателем преобладающих тенденций неотектонических движений вдоль линий простирания разломов. Наибольшей плотностью характеризуются роды ландшафтов в пределах интенсивно воздымающихся блоков земной коры и меньшей - в условиях относительной стабилизации структур.

В ходе космогеодинимических исследований района озера Селява (Крупский район, Минская обл.) установлены зоны активных дизъюнктивов субмеридионального, северо-западного и субширотного простираний. Ширина этих зон нередко достигает нескольких сотен метров. Западно- и Восточно-Селявский, Хольневичский, Худовецкий и другие локальные разломы проявляются в пределах озерной котловины и прилегающих ландшафтов. По материалам повторного нивелирования скорость современных движений земной поверхности в зонах разломов составляет 2-16 мм за 4 – 10 месяцев. В пределах береговой линии озера Селява отмечается активизация процессов абразии, суффозии и оползневых явлений. Вдоль широтного Худовецкого разлома озерная котловина имеет резкий горизонтальный изгиб длиной около 1,5 км. По геофизическим данным этому участку соответствует активная геодинимическая зона шириной от 100 до 300 м, отражающая фрагмент правостороннего сдвига по линии разлома в условиях растяжения земной коры.

Активные разломы в районе озера Селява отражаются на КС в виде систем линеаментов. По поверхности кристаллического фундамента дизъюнктивы имеют амплитуду 10 – 30 м. В платформенном чехле им соответствуют зоны трещиноватости и разуплотнения горных пород. Разломы проявляются в распределении мощностей моренных горизонтов днепровского, сожского и поозерского оледенений. Отмечается приуроченность подобных дизъюнктивов к ложбинообразным врезам в дочетвертичной поверхности гляцигенного происхождения. Системы активных разломов контролировали экзарационно-аккумулятивную деятельность плейстоценовых ледников и тем самым

способствовали формированию котловины озера Селява и литогенной основы ландшафтов прибрежной зоны.

В середине 80-х годов прошлого века в районе озера Селява проводились гидрогеологические и инженерно-геологические исследования масштаба 1:200 000 – 1:50 000 с целью выбора площадки (на стадии ТЭО) для Белорусской АЭС. При этом обращалось внимание на выявление относительно стабильных блоков земной коры благоприятных для строительства ответственного сооружения. Однако, данная территория осложнена системами активных разломов, что является негативным фактором для размещения таких сложных объектов как АЭС. Обычно в зонах разломов горные породы платформенного чехла разуплотнены и трещиноваты, отмечается повышенная фильтрация подземных вод, активизируются экзогенные геологические процессы. Полученные данные были учтены при инженерно-геологической съемке и послужили одной из объективных причин для отказа строительства в районе озера Селява Белорусской АЭС.

Важное место в космогеодинамических реконструкциях территории запада ВЕП занимает изучение региональных закономерностей проявления *новейших тектонических движений*. На КС дешифрируются блоковые структуры платформенного чехла, отличающиеся неогеодинамическими параметрами, распределением дифференцированных деформаций земной коры в течение всего новейшего этапа развития региона, а также тектонические блоки, активизирующиеся в квартере (рис. 6). Брестско-Велижский суперлинеамент разграничивает территорию Беларуси на две области: юго-восточную, испытавшую положительные движения (до 150 – 170 м) и северо-западную, где неотектонические деформации были преимущественно нисходящими (до – 50 м). Появление на новейшем этапе моноклиналиного наклона в сторону Прибалтики привело к заметной перестройке структурного плана, сформировавшегося в мезозое и начале кайнозоя, и предопределило положение Черноморско-Балтийского водораздела.

Ведущими индикаторами проявления новейших тектонических движений на КС высоких уровней генерализации выступают группы родов ландшафтов, приуроченные к крупным блокам земной коры, различающимся по характеру неогеодинамических процессов. Такие блоковые структуры ограничены активными региональными разломами. В пределах положительных блоков (Новогрудского, Минского и др) преобладают возвышенные ландшафты, дешифрирующиеся на КС по светло-серому пестрому мозаичному фоторисунку. Низменные ландшафты приледниковых бассейнов и обширных аллювиально-аккумулятивных равнин сопряжены с блоками (Неманским Полоцким и др.) испытывающими нисходящие неотектонические движения. На КС они различаются по ровному, бесструктурному рисунку темновато-серого фототона.

Существенное воздымание (свыше 80 м) претерпели суперрегиональные неотектонические блоки (мегаблоки), ограниченные Гродненско-Мозырским и Двинско-Черниговским линеаментами. Один из них, Южно-Белорусский, расположен на юге республики включает северные склоны Украинского щита, Микашевичско-Житковичский выступ и прилегающие к ним участки Припятского прогиба Полесской седловины, Подляско-Брестской впадины и Лукувско-Ратновского горста. Наиболее приподнятыми (до 200-300 м) в позднеолигоцен-четвертичное время оказались блоковые структуры западной части ВЕП в пределах Волынской моноклинали и Украинского щита. Восточно-Белорусский мегаблок тяготеет к западным склонам Воронежской антеклизы,

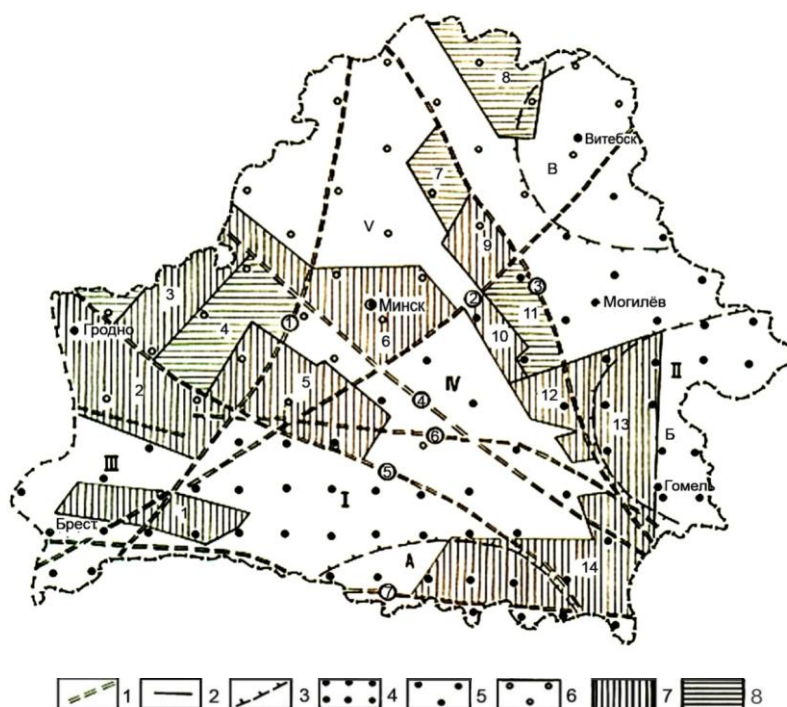


Рис. 6. Неотектоническое районирование территории Беларуси по космогеологическим данным

1 – суперрегиональные линеаменты (цифры в кружках): 1 – Балтийско-Украинский, 2 – Брестско-Велижский, 3 – Двинско-Черниговский, 4 – Ошмянско-Речицкий, 5 – Гродненско-Мозырский, 6 – Северо-Припятский, 7 – Южно-Припятский; 2 – региональные и локальные линеаменты; 3 – кольцевые мегаструктуры: А – Полесская, Б – Клинцовская, В – Витебская; 4-6 – блоки земной коры позднеолигоцен-четвертичного времени активизации, испытывающие: 4 – средние поднятия, 5 – умеренные поднятия, 6 – относительно стабильный режим или слабые опускания; 7-8 – блоки земной коры четвертичного времени активизации, испытывающие: 7 – умеренные поднятия, 8 – слабые опускания. Неотектонические блоки: суперрегиональные: I – Южно-Белорусский, II – Восточно-Белорусский, III – Западно-Белорусский, IV – Центрально-Белорусский, V – Северо-западно-Белорусский; региональные: 1 – Дрогичинский, 2 – Волковысский, 3 – Вороновский, 4 – Неманский, 5 – Барановичский, 6 – Минский, 7 – Лепельский, 8 – Полоцкий, 9 – Крупский, 10 – Кличевский, 11 – Березинский, 12 – Кировский, 13 – Днепровский, 14 – Брагинский

отличавшихся дифференцированными поднятиями до 200-250 м. Одновременно с этим Западно-Белорусский мегаблок испытал общее опускание до 40-50 м.

Территории между зонами наибольших поднятий и опусканий соответствует Центрально-Белорусский мегаблок с амплитудами положительных неотектонических движений 20-80 м. Менее приподнятая юго-восточная часть блока явилась "зазором", через который уходят за пределы Беларуси практически все главные реки Черноморского бассейна: Днепр, Припять, Сож, Березина и др

Региональные неотектонические блоки отличаются активностью в четвертичное время. В пределах положительных блоков (Минский, Вороновский и др.) преобладают ледниковые формы рельефа с интенсивным эрозионным расчленением. Для блоков, испытавших слабые нисходящие движения (Полоцкий, Лепельский и др.), характерны главным образом формы рельефа, связанные с аккумуляцией осадков в приледниковых бассейнах, деятельностью крупных рек и озер, процессами заболачивания. В структурном отношении отмечается приуроченность блоков четвертичной активизации к приграничным

частям известных структур кристаллического фундамента, что скорее всего связано с мобильностью этих участков литосферы. Барановичский блок занимает юго-восточную часть Центрально-Белорусского массива и северо-запад Припятского прогиба, Дрогичинский – приурочен к границе Подляско-Брестской впадины и Полесской седловины и т.п. Рассматриваемые неотектонические блоки группируются вдоль зон суперрегиональных линейных структур. Одна из групп, включающая в основном положительные блоки, сопряжена с Балтийско-Украинским линеamentом, другая, состоящая из чередующихся положительных и отрицательных блоков, тяготеет к Двинско-Черниговскому линеamentу.

Для первой группы региональных неотектонических блоков характерно общее северо-западное простирание, протяженность 150-180 км и ширина 20-60 км. В геоморфологическом отношении в пределах положительных структур располагаются Минская, Новогрудская, Гродненская и Волковыская возвышенности, Ошмянская и Копыльская гряды. Блоки первой группы охватывают локальные водораздельные поднятия ложа четвертичных отложений, максимальные отметки которых составляют для Волковыского блока – 80-100 м, Дрогичинского – 100-120 м, Барановичского, Вороновского и Минского – 120-180 м. Мощности четвертичных пород здесь преимущественно составляют 60-140 м, достигая высоких значений (более 140 м) на участках конечноморенных возвышенностей и в ледниковых ложбинах. Неглубокое расположение кристаллического фундамента (от +50 до -500 м) и залегание здесь податливых мергельно-меловых и других пород платформенного чехла обусловили широкое развитие в пределах этой группы неотектонических блоков гляциодислокаций. Так, относительно высокое положение фундамента (от -300 до -400 м) и ложа четвертичных отложений (100-120 м) на территории Дрогичинского блока, оказали существенное влияние на образование Кремненской и Оховской гляциодислокаций. Описываемая группа неотектонических структур испытала в плейстоцене в основном умеренные поднятия. По данным повторного нивелирования здесь отмечается воздымание территории со средней скоростью до 1,5 мм/год в пределах Барановичского, Минского и восточной части Дрогичинского блоков. Вороновский и Волковыский блоки опускаются со скоростью около 1 мм/год.

Неотектонические блоки регионального порядка, примыкающие к Двинско-Черниговскому суперрегиональному линеamentу и оперяющим его разломам, ориентированы субмеридионально. Более крупные из них – Брагинский, Днепровский (положительные) и Полоцкий (отрицательный) блоки – имеют многоугольную форму в плане, их протяженность составляет около 150 км. Другие блоковые структуры обладают прямоугольными очертаниями и имеют размеры около 40 x 100 км. Для положительных блоков (Днепровский, Кировский и др.) характерны водно-ледниковые равнины с небольшими по площади участками развития моренного рельефа. К западной части Брагинского блока приурочены Мозырская возвышенность, Юровичская и Хойникско-Брагинская гряды. В рельефе ложа четвертичных отложений блоки выражены платообразными поднятиями с отметками от 60-80 до 120-140 м. Наличие в пределах неотектонических структур участков с относительно небольшими мощностями четвертичных пород (около 30 м) позволяет сделать вывод о преобладании здесь положительных новейших движений. Значительными амплитудами подобных деформаций (до 80-120 м) отличаются Брагинский и Днепровский блоки. Ныне структуры этой группы поднимаются со скоростью 0,5-2 мм/год.

На площади Березинского, Лепельского и Полоцкого блоков, испытавших слабое опускание в четвертичное время, в рельефе земной поверхности доминируют озерно-аллювиальные и озерно-ледниковые равнины. Глубина залегания кристаллического фундамента здесь колеблется от -500 до -900 м. Поверхность ложа четвертичных отложений платообразная с отметками 60-120 м. Исключение составляет Лепельский блок, где описываемая поверхность имеет вогнутую корытообразную форму, осложненную в центральной части меридионально ориентированным отрезком пра-долины Березины глубиной около 40 м. Средняя мощность четвертичной толщи на территории этих блоков изменяется от 30 до 110 м, причем в переуглублениях она достигает 190 м. Неотектонические блоки данной группы характеризуются преимущественно нисходящими новейшими движениями амплитудой до 40 м. Скорости современных вертикальных перемещений здесь близки к нулю, а участки Лепельского и Полоцкого блоков охвачены опусканием со скоростью до 4 мм/год.

Новейшую блоковую дифференциацию западного региона ВЕП определили также локальные неотектонические блоки, ограниченные в основном линеаментами длиной от первых единиц до нескольких десятков километров. Подобно блоковым структурам регионального порядка они различаются по ландшафтному рисунку на КС характером распределения линеamentного поля и кольцевых форм, значениями позднеолигоцен-четвертичных деформаций и современных вертикальных движений.

В пределах активных неотектонических блоков регионального и локального порядков фиксируется параллельно-полосчатый рисунок космоизображения прямо или косвенно связанный с проявлением гляцигенных геодинимических процессов. В одном случае это обусловлено отражением в приповерхностной части платформенного чехла протяженных систем гляциодислокаций (полосчатость в пределах Дрогичинского, Волковыского и Кировского блоков), в другом - гляцигенной активизацией разломных зон более древнего заложения (Березинский блок) Покровные оледенения вызвали заметную гляцигенную переработку пород верхней толщи чехла, активизировали многие структурные элементы литосферы более древнего заложения, сформировали ледниковую формацию, которая на обширных площадях занимает большую часть разреза и в общих чертах "учитывает" новейшую структуру региона.

Космогеологическими методами выявлены тектонические зоны (Вилейско-Бобруйская, Полесская и др.), отличающиеся современной геодинимической активностью. Подобные участки литосферы обычно рассматриваются как потенциально генерирующие землетрясения интенсивностью до 5-7 баллов. Дешифрируемые на КС тектонические зоны характеризуются высокими значениями коэффициентов густоты линеamentов, резкими изменениями мощности земной коры, аномально повышенными содержаниями гелия и высокими значениями скоростей современных вертикальных движений.

Фиксируемые на КС участки линеamentного поля отличаются повышенной трещиноватостью пород платформенного чехла и имеют высокую контрастность в региональной и локальной компонентах современных перемещений блоков литосферы. Непосредственно над дешифрируемыми зонами активных региональных разломов (Речицко-Вишанский, Червонослободско-Малодушинский и др.) по результатам многократного нивелирования выявлены высокоинтенсивные локальные аномалии с амплитудой до 25-35 мм/год. Совершенно очевидно, что амплитуды современных вертикальных движений над этими разломами на порядок выше подобных региональных перемещений для территории Беларуси в целом, где они составляют 1-3 мм/год.

Итак, в результате космогеодинамических реконструкций территории запада ВЕП выявлены системы разломов и тектонические блоки, испытавшие дифференцированные новейшие движения земной коры. Наиболее геоинформативными индикаторами разрывных дислокаций на КС служат геоморфологические признаки, в том числе – геодинамические свойства гидрографической сети, выраженные в морфологии долин рек и озёрных котловин. По комплексу ландшафтных геоиндикаторов, дешифровочных признаков и геолого-геофизических данных установлены блоковые структуры, активизировавшиеся в позднеолигоцен-четвертичный этап развития земной коры. Ведущими геоиндикаторами неотектонических блоков на КС являются природные комплексы в ранге родов ландшафтов и их групп. Космогеодинамические реконструкции отличаются высокой информативностью при региональных неотектонических исследованиях запада ВЕП.

Динамика плейстоценовых оледенений

В плейстоцене территория запада ВЕП в пределах Беларуси пятикратно охватывалась оледенениями. При этом днепровский ледник полностью перекрывал рассматриваемый регион, наревский (белорусский), березинский (окский) и сожский (московский) его большую часть и лишь поозерский (валдайский) ледниковый покров занимал север региона. Длительность ледниковых эпох составляла от 80 до 310 тыс лет, при общей продолжительности четвертичного периода 1,8 млн лет (Основы..., 2004). За этот короткий с геологических позиций временной интервал геодинамические процессы, вызванные развитием ледниковых покровов, привели к заметному увеличению абсолютных высот рельефа и усилению контрастов геоморфологических форм. Оледенения способствовали также активизации тектонических структур позднеолигоцен-четвертичного и более древних этапов заложения. Вместе с тем, на характер динамики ледников существенное влияние оказали структурные формы земной коры и проявления ротационной геодинамики. Это позволяет предположить, что плейстоценовый этап формирования рельефа запада ВЕП отличался высокой активностью геодинамических процессов.

Гляциодинамическая структура и ее изменения в процессе деградации оледенений отразились на земной поверхности в размещении комплексов форм ледниковой экзарации и аккумуляции. Это позволяет путём анализа КС и геолого-геоморфологических данных выяснить пространственные закономерности гляциодинамики. Гляциодинамические реконструкции позволили раскрыть региональные особенности в размещении краевых ледниковых комплексов, гляциодислокаций, в локализации проявлений гляциоизостазии и криогенных процессов, а также установить роль неотектоники в развитии ледниковых покровов и гляциоморфогенезе.

Среди гляциотектонических структур наиболее отчетливое выражение в ландшафтных индикаторах и на КС получили гляциодислокации складчато-чешуйчатого типа. Они представляют собой закономерно построенные комплексы, сформированные под воздействием вертикальной и горизонтальной составляющих движущегося льда (Левков, 1980). Такие структуры слагают 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.

Элементарные комплексы напорных образований, сформированные в результате экзарационно-аккумулятивной деятельности одного ледникового языка, представляют собой скибовые сооружения. Они образованы системами складок и чешуй (скиб), сопряженных по надвиговым плоскостям. 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. Расположенные здесь озера имеют вытянутую форму в плане и характеризуются значительными глубинами (оз. Долгое — 53,6 м, оз. Плисса — 32,9 м, оз. Сенно — 31,5 м). Котловины этих водоемов парагенетически связаны с соседними положительными формами рельефа и представляют собой ложбины ледникового выдавливания. Ориентировка переуглублений гляцигенного генезиса соответствует направлению движения ледяных масс.

Отличительной чертой напорных образований является их приуроченность к системам ледниковых ложбин и дугообразная форма в плане. Внутренняя структура конечноморенных гряд прослеживается на КС детального уровня генерализации благодаря проявлению в ландшафте фрагментов погружающихся скиб-чешуй и гребней скиб-складок. 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 удается 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 слоев ледникового субстрата в пространство других. Уверенно дешифрируются крупные диапиры, получившие прямое отображение в рельефе. Обычно они выражены в виде холмов, гряд и других возвышений относительной высотой до 30–80 м и протяженностью до нескольких километров.

Элементарные комплексы краевых образований выстраиваются в виде дуг шириной 1–5 км и протяженностью 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.

Если краевые ледниковые комплексы, получившие прямое отражение в рельефе современной поверхности, дешифрируются в той или иной степени однозначно, то обнаружение на КС проявлений гляциоизостазии, вызванных нагрузкой значительных масс

льда, сопряжено со значительными трудностями. Современное гляциоизостатическое воздымание земной поверхности, до сих пор сказывающееся в Фенноскандии и узкой зоне ее сочленения с Русской плитой, на территории Беларуси не проявляется даже в Поозерье, покрывавшемся льдом всего несколько десятков тысяч лет назад (Карабанов и др. 2009). Поэтому оценка подобных явлений в этом регионе на основе дешифрирования КС информативна в том случае, если гляциоизостатические движения отражены в геолого-геоморфологических особенностях. Причем геоиндикаторы наиболее достоверны в области последнего поозерского оледенения и в перигляциальной зоне непосредственно у края ледника.

В периферической полосе поозерского ледника ландшафтные признаки гляциоизостазии обнаруживаются в пределах локальных неотектонических структур. В плейстоцене последние отличались повышенной активностью, в значительной мере обусловленной гляциоизостатическим фактором. Дешифровочными критериями рассматриваемых гляциодеформаций служат разрывы рек на потоки, текущие в противоположных направлениях, изменения в ориентировке водотоков, подпруживание рек и образование озер. Инверсия речного стока отчетливо диагностируется на КС в полосе предельного распространения поозерского оледенения. Здесь многие реки, принадлежащие бассейнам Днепра и Западной Двины, имеют уплощенные водоразделы с относительным превышением около 10–20 м, а сама водораздельная линия в общем близка границе последнего ледника. Сходные аномалии в строении гидросети дешифрируются на участках Черноморско-Балтийского водораздела.

О характере гляциоизостазии можно судить путем геоиндикационного изучения морфологии озерно-ледниковых и речных террас. Исследование террасовых уровней Полоцкой озерно-ледниковой низины на основе дешифрирования КС и геолого-геоморфологических построений позволило И. Э. Павловской (1994) установить заметный региональный перекося этой территории, образовавшийся после снятия нагрузки периферической части поозерского ледника. Судя по амплитуде высот верхних террасовых поверхностей, гляциоизостатическое поднятие составило около 20 м. В пользу воздымания территории, оставленной последним ледниковым покровом, говорит также тот факт, что в Белорусском Поозерье в долинах крупнейших рек (Западная Двина, Неман и Вилия) верхние голоценовые террасы приподняты до 6–10 м, тогда как на запредельной площади (примерно в 100 км южнее) одновозрастная им высокая пойма только иногда достигает 3–4 м.

Реликтовые криогенные структуры, образованные мерзлотными процессами, широко развиты в условиях Беларуси к югу от границы поозерского оледенения. В ходе космогеологических исследований предельных краевых образований последнего ледника южнее Лепеля, Новолукомля и Ушач Витебской области выявлены площади распространения полигонально-блочного рельефа и установлены соотношения этих структур с ледниковыми комплексами. Криогенный микрорельеф, формирующий ячеисто-мозаичный рисунок космоизображения, представлен 4–6-угольными полигонами с размерами сторон от 30–40 до 150–200 м. Среди типичных форм криогенного генезиса в пределах лимногляциальных равнин на КС дешифрируются реликтовые пинго (гидролакколиты). Высота таких форм колеблется от 3 до 70 м, а их диаметр в большинстве случаев – от 30 до 800 м. Космогеологические данные свидетельствуют о том, что пинго образуют непрерывную полосу по периферии поозерского ледникового покрова. На КС подобные криогенные формы выглядят в виде систем кольцевых структур общей протяженностью от 1,5 до 7–8 км, составленных из наложенных друг на друга либо

слившихся пинго и термокарстовых западин. В каждой из этих групп присутствует крупная кольцевая форма размерами в поперечнике от 0,3 до 3 км с заболоченной низиной или озером в центре.

В качестве эталона для дешифрирования реликтовых пинго может быть приведен наиболее крупный из них – Боровненский кольцевой объект, расположенный в Белорусском Поозерье на западе Лучесинского лимногляциального бассейна (Карабанов и др., 2009). Морфологически пинго представляет собой узкий (0,1–0,6 км) кольцевой вал (гряды), окаймляющий оз. Боровно, с размерами по длинной оси 2,6 км, короткой – 1,8 км. Гряда сложена лимногляциальными песками с тонкими ритмически повторяющимися прослоями супесей и суглинков. Образование подобных объектов, по-видимому, происходило во время последнего позднеледникового под воздействием криостатического давления в условиях промерзания неглубоких (средняя глубина 5–8 м) озерных водоемов.

Заметное воздействие на распределение плейстоценовых ледниковых покровов и интенсивность гляциоморфогенеза оказали новейшие тектонические процессы. В Белорусском регионе установлены пространственные соотношения активных в плейстоцене структур платформенного чехла и кристаллического фундамента с особенностями древнеледниковой морфоскульптуры.

Ведущую роль в накоплении мощных моренных толщ и образовании основных макроформ Белорусской гряды сыграло высокое положение кристаллического фундамента (абс. отм. от 100 до –500 м). Ледниковая аккумуляция усиливалась также в районах Беларуси с устойчивым тектоническим прогибанием (Матвеев, 1990). Давление от нагрузки ледяных масс создавало в верхней части литосферы обширное поле напряжений. При незначительной мощности платформенного чехла ледниковый покров способствовал активизации движений блоков консолидированного фундамента, приводящих к интенсивному расчленению доплейстоценового рельефа и, как следствие, высокой степени воздействия ледника на ложе.

При космогеологическом изучении влияния неотектоники на динамику плейстоценовых оледенений обращается внимание на пространственное соотношение ледниковых комплексов с кольцевыми и линейными структурами эндогенной природы. Подобные тектонические формы являются показателями делимости и гетерогенной неоднородности литосферы, проявившиеся в позднеолигоцен-четвертичное время.

Структурные элементы контролируют также развитие современных ледниковых покровов. Например, на КС Западной Антарктиды. В структуре ледяных масс находят отражение кольцевые структуры и блоки консолидированного фундамента.

Среди разнообразных генетических типов кольцевых образований для выяснения гляциодинамики анализируются тектоногенные структуры диаметром до 50 км. Последние во многих случаях отражают контуры погребенных мелких выступов либо депрессий кристаллического фундамента, локальные тектонические структуры платформенного чехла, изометричные формы рельефа ложа четвертичного покрова, а также кольцевые дизъюнктивы.

На территории Беларуси участки земной поверхности, испытавшие неотектоническое воздымание амплитудой от нескольких десятков до 150–170 м, сопряжены с проявлением в современном рельефе в основном положительных кольцевых структур тектоногенной природы. Отмечается связь таких объектов с ледораздельными зонами, контролировавшими движение ледниковых потоков в дистальном направлении. Межпотоковые ледоразделы тяготеют к положительным

ПРОЯВЛЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ В СТРУКТУРЕ ОЗЁРНЫХ ЛАНДШАФТОВ

В эпоху плейстоценовых оледенений в зонах тектонических нарушений и повышенной трещиноватости платформенного чехла усиливалось экзарационное воздействие ледяных масс на земную поверхность. В такой геодинамической обстановке происходило образование ледниковых ложбин, которые явились морфолитогенной основой озёрных ландшафтов. Формирование котловины озера Селява контролировалось новейшей активизацией систем разломов направлений 0° – 270° и 34° – 304°



В зоне активного разлома с азимутом простирания 315° заложены котловины озёр Саро, Белое и Липно



ДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПООЗЕРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Комплексы краевых образований ореховского ледникового языка имеют дуговую форму в плане. Конечноморенные сооружения тяготеют к осевой ледниковой ложбине, в пределах которой расположены озёра Ореховское, Ордышево и др.



Формирование Свирской гряды и ложбинной котловины озера Свирь контролировалось четвертичной активизацией локального разлома платформенного чехла с азимутом простирания 315° . В зоне тектонического нарушения усиливалась ледниковая экзарация и краевая аккумуляция моренных отложений и как следствие – образование гляцигенных форм современного рельефа



тектоническим кольцевым структурам диаметром 25–30 км: Новогрудской, Гродненской, Минской и др., приуроченных к поднятиям поверхности кристаллического фундамента и плейстоценового рельефа. В пределах кольцевых объектов широко представлены конечно-моренные комплексы, образованные мощными дислоцированными толщами. С группой структур центрального типа диаметром 15–25 км связано размещение межлопастных ледораздельных зон, отличающихся повышенной мощностью морен ранних этапов оледенений. Дешифрируемые на КС межъязыковые ледоразделы сопряжены с кольцевыми структурами размерами в поперечнике до 15 км и представляют собой радиальные конечно-моренные комплексы, локализующиеся в пределах моренного цоколя.

Среди большой группы кольцевых структур, контролирующей формирование ледораздельных зон, устойчивыми положительными движениями на протяжении всего плейстоцена характеризовались изометричные объекты тектонического типа диаметром порядка 25–30 км. На таких участках земной поверхности происходило торможение или полная остановка ледяных масс, что способствовало накоплению мощных ледниковых толщ и образованию значительно расчлененного рельефа.

Существенное воздействие на развитие ледниковых покровов оказали активные на неотектоническом этапе разломы, в том числе системы линейных структур ротационно-планетарной природы. В плейстоцене зоны разрывных нарушений отличались разуплотнением и высокой трещиноватостью горных пород. Вследствие избирательной гляциальной экзарации в пределах таких участков платформенного чехла формировались ледниковые ложбины и скибовые сооружения. По данным дешифрирования КС устанавливается взаимосвязь ряда разломов с участками развития складчато-чешуйчатых дислокаций и распределением экзарационных ложбин. Гляциодинамика усиливалась в местах проявления систем планетарных трещин с азимутами простираний $17-287^\circ$, $34-304^\circ$, $45-315^\circ$ и $62-332^\circ$.

Высокой информативностью отличаются космогеологические методы при реконструкции динамической структуры последнего (поозерского) ледникового покрова, проникавшего на территорию севера Беларуси 17–20 тыс лет назад. На основе комплексной интерпретации результатов дешифрирования КС и геолого-геоморфологических материалов удалось выяснить региональные черты распределения главных гляциодинамических комплексов, их пространственное соотношение с неотектоническими структурами и элементами ротационной геодинамики (рис. 7).

Установленная на КС полоса фронтальных ледниковых комплексов в основном совпадает с проведенной ранее границей максимального распространения поозерского ледника. Наибольшие отклонения от этой границы составляют 15–25 км в пределах правобережья р.Виля в районе Вилейки и Сморгони, а также на территории между гг Лиозно и Смоленск.

Краевые ледниковые комплексы в плане образуют три крупных различимых на КС дуговидных выступа шириной до 100 км и протяженностью порядка 150–170 км. Их формирование связано с развитием дисненской, полоцкой и витебской ледниковых лопастей. Причем дисненская и витебская лопасти отличаются правильными дугообразными очертаниями, а внешний край полоцкой лопасти состоит из серии мелких выступов шириной 25–30 км и протяженностью 40–50 км. Последние представляют собой краевые образования ледниковых языков: ушачского, лепельского и селявского.

По КС удалось выявить угловые несогласия в плановом расположении краевых

ледниковых комплексов, что позволяет предположить разновременность их формирования в ходе активного развития поозерского ледника. Резкие несогласия, или «срезания» зафиксированы в районе г. Швенченис (Литва), западнее и восточнее оз. Освейское, севернее оз. Свино и к востоку от г. Невель (Россия). Такой характер пространственного соотношения краевых форм свидетельствует о нескольких значительных этапах в развитии ледникового покрова, соответствующих трем-четырем стадиям или фазам наступания ледника и сопровождающихся существенной перестройкой структуры и динамики поозерского оледенения. Данные дешифрирования пространственного распределения конечных морен подтверждают вывод о том, что динамика ледниковых лопастей и отдельных языков была в значительной степени автономной.

На основе космической информации выяснены закономерности внутреннего строения лопастных и языковых комплексов ледниковых образований, подчеркивающих гляциодинамическую структуру поозерского оледенения. Маргинальные элементы этих форм, как правило, располагаются относительно друг друга и субпараллельно главным фронтальным полосам краевых комплексов.

Существенное влияние на структуру и динамику последнего ледникового покрова в Беларуси оказали переуглубления доплейстоценового рельефа, дешифрируемые на КС в виде протяженных (150–200 км) линеаментов и оперяющих их звеньев длиной 5–25, реже 45–50 км. На таких участках земной поверхности усиливалась экзарация и формировались ложбины ледникового выпаивания и размыва шириной 5–15 км. Подобные формы контролировали развитие лопастных и языковых комплексов рельефа поозерского ледника.

Путём космогеологических построений установлены взаимосвязи между структурой последнего ледникового покрова и проявлениями эндогенного и ротационного режимов земной коры в позднеплейстоценовое время. Например, кольцевые структурные формы, испытавшие положительные неотектонические движения, служили ледораздельными зонами различных рангов. Между дисненской и полоцкой ледниковыми лопастями располагается Ветринская структура, имеющая размеры в поперечнике около 25 км. Она сопряжена с локальным поднятием поверхности ложа плейстоценовых пород, кровли днепровской и сожской морен и выражена в современном рельефе как одноименное поднятие – угловой массив, сложенный напорными конечно-моренными образованиями. Сходные размеры и особенности геодинатического режима имеет кольцевая структура на стыке полоцкой и витебской ледниковых лопастей. К ледоразделам ушачского, лепельского и селявского языковых комплексов приурочены изометричные объекты диаметром до 15 км.

Активные на неотектоническом этапе разрывные нарушения контролировали движение поозерского ледника в дистальном направлении. Под воздействием ледяных масс над ослабленными участками земной коры происходила интенсивная экзарация горных пород. Зона Чашникского регионального разлома, отличающаяся повышенной трещиноватостью платформенного чехла, определяла магистральное направление полоцкой ледниковой лопасти. Развитие краевых комплексов в зоне максимального распространения поозерского ледника контролировалось тектонодинатическими процессами на участках новейшей активизации Ошмянского и Минского разломов, Борисовской кольцевой структуры.

Системы планетарных трещин с азимутами простираний 17–287° определили

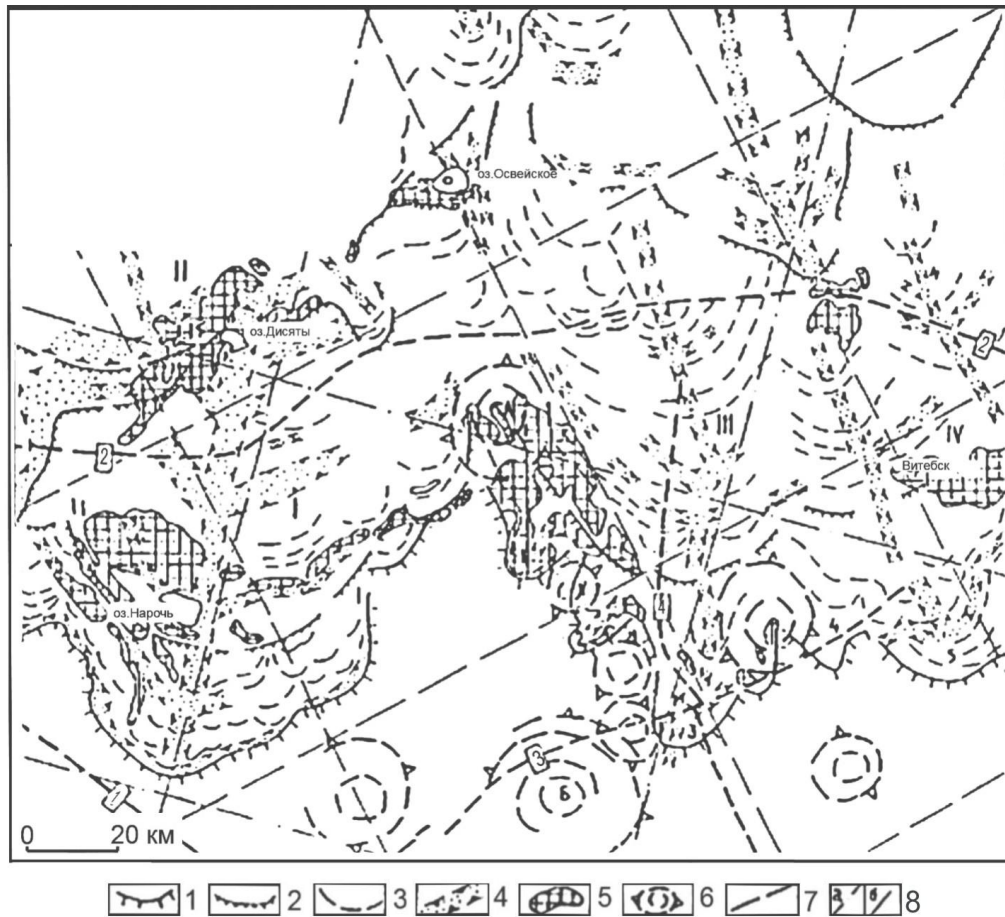


Рис. 7. Динамическая структура поозерского ледникового покрова по данным дешифрирования космических снимков

1–3 – границы поозерского оледенения: 1 – максимальная, 2 – стадий и фаз, 3 – отдельных осцилляций; 4 – ледниковые ложбины; 5 – конечноморенные комплексы; 6 – кольцевые структуры: А – Ветринская, Б – Борисовская; 7 – разломы (цифры в прямоугольниках): 1 – Ошмянский, 2 – Полоцкий, 3 – Минский, 4 – Чашникский; 8 – регматические системы линеаментов с азимутами простираний 17 и 287°(а), 62 и 332° (б). Ледниковые лопасти: I – дисненская, II – восточно-латвийская, III – полоцкая, IV – витебская; ледниковые языки: 1 – ушачский, 2 – лепельский, 3 – селявский, 4 – сенненский, 5 – ореховский

развитие дисненской и полоцкой ледниковых лопастей. На динамику витебской лопасти оказали влияние линейные дислокации направлений 62–332°. Такие регматические системы линеаментов играли важную роль в распределении главнейших языковых комплексов поозерского ледника.

В ходе космогеологических исследований территории Беларуси выяснены некоторые закономерности проявления гляциодинамических процессов в области сожского оледенения. На КС фиксируется Недведская гляциодислокация (Климовичский район, Могилевская обл.), где верхнемеловые и палеоген-четвертичные аккумуляции представлены системой параллельных складок-скиб на участке площадью порядка 60 км². Элементарные складчато-чешуйчатые образования группируются в гляциотектонические дуги протяженностью до 15 – 30 км, которые уверенно дешифрируются в районе

г. Краснополье, на территории между гг. Климовичи и Костюковичи. Нашли отражение в современном рельефе и на КС ледниковые отторженцы вблизи гг. Кричев, Славгород и Бобруйск. Самый крупный из них, обнаруженный вблизи г. Кричев имеет длину около 1,5 км при ширине от 50 до 250 м (Левков, 1980). 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 районе Могилевской области.

Резюмируя выше изложенный материал, можно констатировать следующее. Гляциотектонические структуры обнаруживаются в современном рельефе в области сравнительно молодых ледниковых аккумуляций. Достоверна космическая индикация гляциодислокаций складчато-чешуйчатого типа, непосредственно выступающих на земную поверхность. Проявления гляциоизостатических движений дешифрируются в случае их отражения в геоморфологических индикаторах. Образованные мерзлотными процессами формы полигонально-блочного рельефа фиксируются на КС в основном по периферии поозерского ледникового покрова. Среди типичных объектов криогенного генезиса обнаружены реликтовые пинго, развитые в пределах лимногляциальных равнин. Путем космогеологических построений уточнена динамика поозерского ледникового покрова (стадии, фазы, осцилляции), выявлены ложбины ледникового выпаживания и размыва, ледораздельные зоны, а также выяснена роль неотектоники и ротационно-планетарных процессов в формировании краевых ледниковых комплексов.

Геодинамические реконструкции при прогнозе полезных ископаемых

Инновационный подход к прогнозированию месторождений полезных ископаемых предусматривает палеогеодинамические реконструкции древних этапов развития земной коры на основе геолого-геофизических и космогеологических данных. Это позволяет с историко-эволюционных позиций выяснить взаимосвязи рудных процессов с тектоникой, магматизмом, осадконакоплением и другими геологическими явлениями. Такой подход являлся наиболее универсальным и объективным в познании закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых.

Геодинамика и рудообразование

В теории геодинамики минеральных месторождений принято рассматривать четыре главных направления рудообразования, которые достаточно тесно связаны между собой и как бы «проникают» одно в другое (Митчел, Гарсон 1984).

- 1) Формационное – изучение различных геологических формаций – индикаторов носителей рудоносности;
- 2) Линеаментно-очаговое, рассматривающее во взаимосвязи развитие разрывных нарушений, купольных поднятий и кальдер как главных накопителей крупных эндогенных месторождений;
- 3) Мантийное, предполагающее связь рудообразования с неоднородностями строения литосферы и особенностями мантийных зон. Последние геодинамические разработки показывают, что процессы дифференциации мантийных расплавов или базальтоидных магм, диспергировавших из мантии, при благоприятных условиях способны, по - видимому, образовывать лишь месторождения хрома, никеля, железа, частично меди;
- 4) Направление, рассматривающее процессы рудообразования в ранге концепции тектоники плит и прежде всего в связи с процессами субдукции. Процесс обогащения рудными компонентами происходит как бы на «конвейере» субдукции по схеме: экзогенные процессы первичной коры – снос продуктов выветривания в океан – перемещение их процессом субдукции в зоны плавления верхней мантии – внедрение и извержение магм несущих рудные компоненты на островных дугах, активных окраинах континентов, в зонах коллизии и аккреции – образование месторождения.

Очевидно, что исследование любого из этих направлений рудообразования невозможно без информации по глубинному строению рудоносных районов. Такая информация позволяет установить взаимосвязи между особенностями в строении глубинных зон литосферы и процессами рудообразования и на этой основе подойти к локальному прогнозу.

Связь рудообразований с формациями следует рассматривать с точки зрения полиформационности рудных районов, в которых одновременно или с небольшим интервалом во времени появляются гидротермальные месторождения, имеющие различные источники рудообразования и принадлежащие к разным формациям. Как правило, в таких рудных районах сосредоточены крупные месторождения различных металлов. Примером таких районов может служить Корнуэлл в юго-западной Англии. В пределах этого крупного рудного района развиты три группы эндогенных месторождений, принадлежащих к трём разным формациям: оловоносных турмалиновых грейзенов возраста около 280 млн. лет, кварц-халькопирит-вольфрамитовой, возраста около 240 млн. лет и группы небольших свинцово-цинковых и золоторудных месторождений триасового возраста, связанных с основными щелочными интрузиями. Нетрудно заметить совмещение месторождений разных типов, формаций и возрастов. Причём, самая первая формация связана с типично коровыми гранитами, а две другие — с мантийными зонами литосферы. Пример Корнуэлла показывает близость процессов рудообразования в полиформационных районах.

При установлении связи геодинамики и рудообразования важно ответить на следующий вопрос: чем обусловлены особенности проявления оруденения, когда в совершенно сходных геодинамических обстановках и одинаковых режимах проявляются те или иные месторождения, образуя крупные рудные районы или провинции, а в других — при наличии тех уже формаций — огромные территории оказываются совершенно «пустыми»? Есть и другая проблема рудообразования: почему только в определённые эпохи и в весьма короткие временные интервалы возникают крупные месторождения? Например, в Забайкалье только позднеюрские месторождения олова наиболее значимые. На западе Канады существенно иная картина: там практически во все рудные эпохи полиметаллические оруденения проявились очень интенсивно. Ещё одна проблема рудообразования: почему в крупных рудных провинциях имеет место неоднократное проявление одного и того же металла, представленного рудными образованиями разных типов и формаций? Пример тому — золоторудная провинция Северо-Востока России. Здесь сочетаются коровые и мантийные месторождения золота. Причём, первые из них достаточно мелкие месторождения, тогда как среди вторых есть даже уникальные (Чехов, 2000).

Геодинамические модели рудообразования. С точки зрения мобилистов, зарождение океанов — наиболее благоприятный момент для формирования рудных месторождений. Возникающие при этом рудные концентрации сосредотачиваются вдоль краёв континентов. Химическая активность присутствует и в срединно—океанических хребтах и на их склонах. Вновь образованное дно океанов перекрывается осадками со значительным содержанием рудных компонентов, особенно сульфидов. С континентов в океан сносятся продукты выветривания, оседают на дно органические осадки, которые могут быть обогащены ураном, молибденом, марганцем и другими элементами. Когда происходит погружение океанических плит под материковые блоки вдоль желобов, то в мантийные

глубины уходят вместе с плитой покрывающие её осадки с рудными компонентами, но часть этих компонентов как бы «соскабливается» от трения о жесткие материковые и накапливаются на их окраинах.

Приуроченность рудных районов к определённым геодинамическим обстановкам можно рассмотреть на примере двух крупнейших рудных провинций – Урала и Казахстана. Как известно, зоны где столкновение мегаплит уже закончилось, занимают обычно внутриконтинентальное положение и осложняющие их структуры обычно полностью сформированы. Урал является классическим примером зоны столкновения континентов – Восточно - Европейского и Казахстанского. В геодинамической модели Урала доминирующим является представление о развитии на его территории процессов континентального и океанического рифтогенеза, субдукции и коллизии, завершившейся созданием складчато-покровной системы Урала.

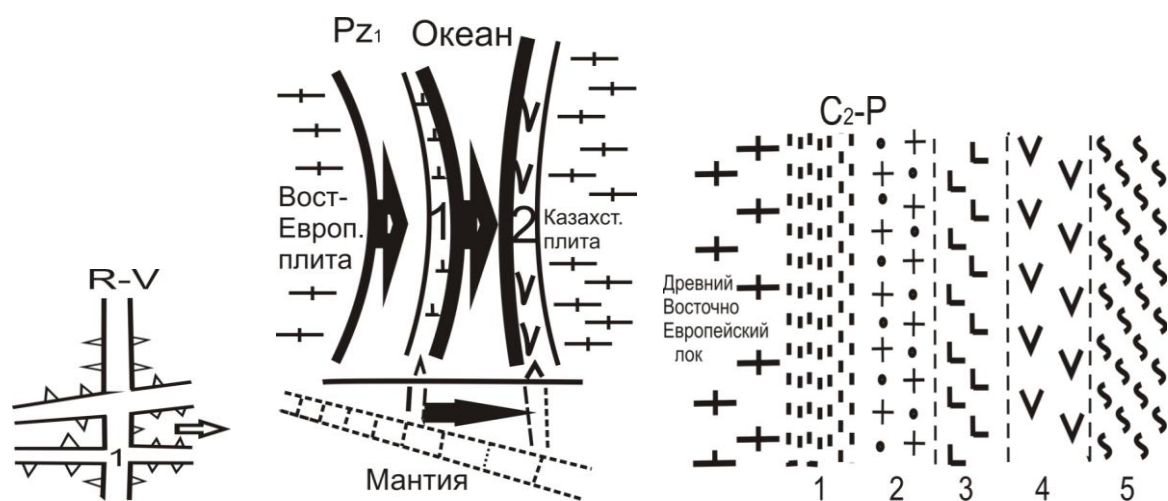
Палеогеодинамика Урала и рудообразование развивались следующим образом. В рифее и венде зрелая архей-протерозойская кора начала подвергаться раскалыванию и растяжению с образованием формаций рифтового типа. Формировались щелочные гипербазиты, расслоенные интрузии основного состава, магнетиты (месторождение Сатка), в рифтогенных магматических комплексах — титано-магнетиты Кушского месторождения, хромиты Сарановского месторождения и т.п. В раннем палеозое резко активизировались процессы рифтогенеза и зародилась Уральская палеоокеаническая структура, которая сейчас рассматривается как Тагило-Магнитогорская мегазона. Здесь получили развитие океанические яшмово-спилитовая и палеобазальтовая формации.

Результатом образования зон субдукции явилось формирование в восточной части Урала системы вулканоплутонических поясов андийского типа, которые характеризует режим активной окраины. В позднем карбоне - перми завершилось закрытие и «зарастание» океанической впадины новообразованной континентальной корой, субдукция сменилась коллизией двух континентальных блоков — древнего Восточно-Европейского и новообразованного. Это столкновение происходило по зоне главного Уральского глубинного разлома. Металлогения палеозоя определялась двумя факторами: 1) составом и типами земной коры; 2) геодинамическими условиями на каждой стадии эволюции рассматриваемого региона (рис. 8).

Предураальский прогиб и Западно-Уральская мегазона характеризуются оруденением, отвечающим геодинамической обстановкой пассивной континентальной окраины. Это прежде всего слюдястые песчаники, фосфориты, бариты, флюориты, углеводороды. Тагильско-Магнитогорская мегазона (главный шов), ограничивающая с востока Западно-Уральскую мегазону является в основном вмещающим оруденением, связанного с ультрабазит-базитовыми комплексами, их дифференциатами, а также – с вулканическими формациями хромитового, титано-магнетитового, медноколчеданного, скарново-магнетитового и других типов. В Казахстане наблюдается следующая связь геодинамических обстановок и металлогении:

- 1) Шельф пассивных окраин микроконтинентов – наиболее типичны месторождения фосфоритов;
- 2) Спрединговые зоны с океанической корой: первый слой – железистые кварциты; второй слой – сульфидные руды меди и цинка; третий слой – ультрабазиты (месторождение Кемперсай);

- 3) Рифтовые зоны с базитами в пассивной континентальной коре – медно-никелевые месторождения, сульфиды;
- 4) Зоны поддвиговых метаморфитов – скопления полудрагоценных минералов – рубин, гранат, корунд;
- 5) Подводные и надводные островные вулкано-плутонические дуги, вмещающие разнообразные месторождения, генетически или парагенетически связанные как с вулканическими, так и с плутоническими комплексами магматической ассоциации, обусловленных плавлением плит в палеозонах Беньофа. К вулканической ассоциации относятся постметаллические месторождения, а к магматической – медно-порфировые, скарново-железорудные месторождения;
- 6) Зоны скучивания кор разного типа и возраста, возможно ассоциированные в древние аккреционные призмы, пронизанные более поздними плутонами или вулкано-плутонами. С первыми связана золото-сульфидная минерализация, а также пояса редкоземельных месторождений;
- 7) Активные континентальные окраины – в гранитных плутонах сосредоточены золоторудные и редкоземельные месторождения;
- 8) Рифтовые зоны с базитами, проявленные в континентальной коре. Они контролируют сфалерит-галенитовые месторождения.



1 — зоны дивергенции

1 — островные дуги,
2 — вулкано-плутонические пояса

1 — зона главного глубинного разлома,
2 — «зарастание» океана континентального типа,
3 — Тагило-Магнитогорский шов,
4 — Зауральская мегазона вулкано-плутонические пояса,
5 — активная окраина

Рис. 8. Геодинамическая модель развития Уральской системы

Приведенные примеры связи геодинамических обстановок и месторождений не являются исчерпывающими и тем более не могут служить «штампом», но всё же позволяют перебросить «логический мостик» от геодинамических схем к сравнительному

прогнозу. Понимание природы рудогенеза и его места в геологической истории является важнейшим звеном достоверности металлогенического прогноза.

Важное место в анализе геодинамических обстановок рудообразования занимает *литофациальный анализ*. Имеется определённый опыт разработки литофациальных моделей залежей бокситов в карстовых областях. Бокситовые месторождения формируются за счёт остаточных продуктов выветривания, либо в условиях их переотложения в водной среде. Среди залежей бокситов достаточно часто встречаются карстовые. Они широко распространены в Средиземноморской провинции (Франция, Испания, Греция, Хорватия), а также в карстовых районах Пуэрто-Рико, Казахстана, Индии, Ирака и др.

На КС территории запада Ирака выделяется карстовая область Хуссайният, где по комплексу космогеологических признаков и полевых исследований устанавливаются отрицательные мезоформы рельефа современной поверхности, образованные процессами карстообразования. В подобных депрессиях в позднем палеоцене происходило формирование месторождений бокситов.

Залежи бокситов выполняют углубления в раскарстованных известняках, испытавших комбинированное воздействие поднятия и глубокой эрозии. При этом нерастворимый глинистый и железистый остаток аккумуляровался в локальных карстовых воронках и преобразовывался в боксит. Глинистые осадки имеют сложную форму удлиненных гнезд, линз, нередко соединяющихся между собой и образующих пластообразные залежи, перекрывающие значительные площади раскарстованных карбонатных пород. Кровля таких залежей относительно ровная, а подошва – неправильная, с многочисленными углублениями, карманами, апофизами. Строение бокситовых залежей достаточно сложное и определяется чередованием неправильных масс глин и бокситов. Качество бокситов сильно изменчиво как по латерали, так и в разрезе.

Размер и форма залегания бокситов отражают интенсивность протекания карстовых процессов. Почти все накопления бокситов находятся в воронкообразных понижениях диаметром порядка 100–500 м. (рис. 9). В отдельных случаях погребенные карстовые формы как бы «просвечивают» через маломощную от нескольких метров до 10–15 м песчано-глинистую толщу и дешифрируются на КС в виде изометричных аномалий фоторисунка.

На основе изучения минерального состава и текстур пород установлены литофациальные особенности бокситовых образований. На дне карстовых впадин развиты ненарушенные аллохтонные фации. Они характеризуются чередованием песчаных и каолиновых осадков. Песчаная фракция мелко- и среднезернистой размерности, зерна угловатые и окатанные. Песок рыхлый, в некоторых случаях, в верхней части разреза слабо сцементирован кальцитом или глиной. Иногда встречается песчаник мощностью 1 — 5 м с прослоями тонкой ламинированной железной руды. Песчаные отложения перекрываются пластичной каолиновой глиной. Эти глинистые пласты разноцветные или состоят из каолинита с незначительной примесью гидрооксида железа. Глинистые слои, как правило, аргиллитовидные с трещинами. В некоторых из них наблюдаются гематитовые пизолиты. Описываемые отложения, имеющие мощность от 10 до 40 м относятся к "глубинной литофации". Автохтонные бокситовые каолины и кремниевые глинистые литофации перекрывают «глубинные литофации». Текстура этих отложений пизолитово-оолитовая с неравномерным содержанием оолитов и материнской породы.

Бокситовые литофации в большинстве случаев располагаются в центральных частях месторождений. Это свидетельствует о том, что они формировались в условиях высокой интенсивности выщелачивания. Бокситоносная толща перекрыта отложениями верхнего эоцена. Эти осадки в основном состоят из каолина с пятнами гидрооксидов железа. Контакт

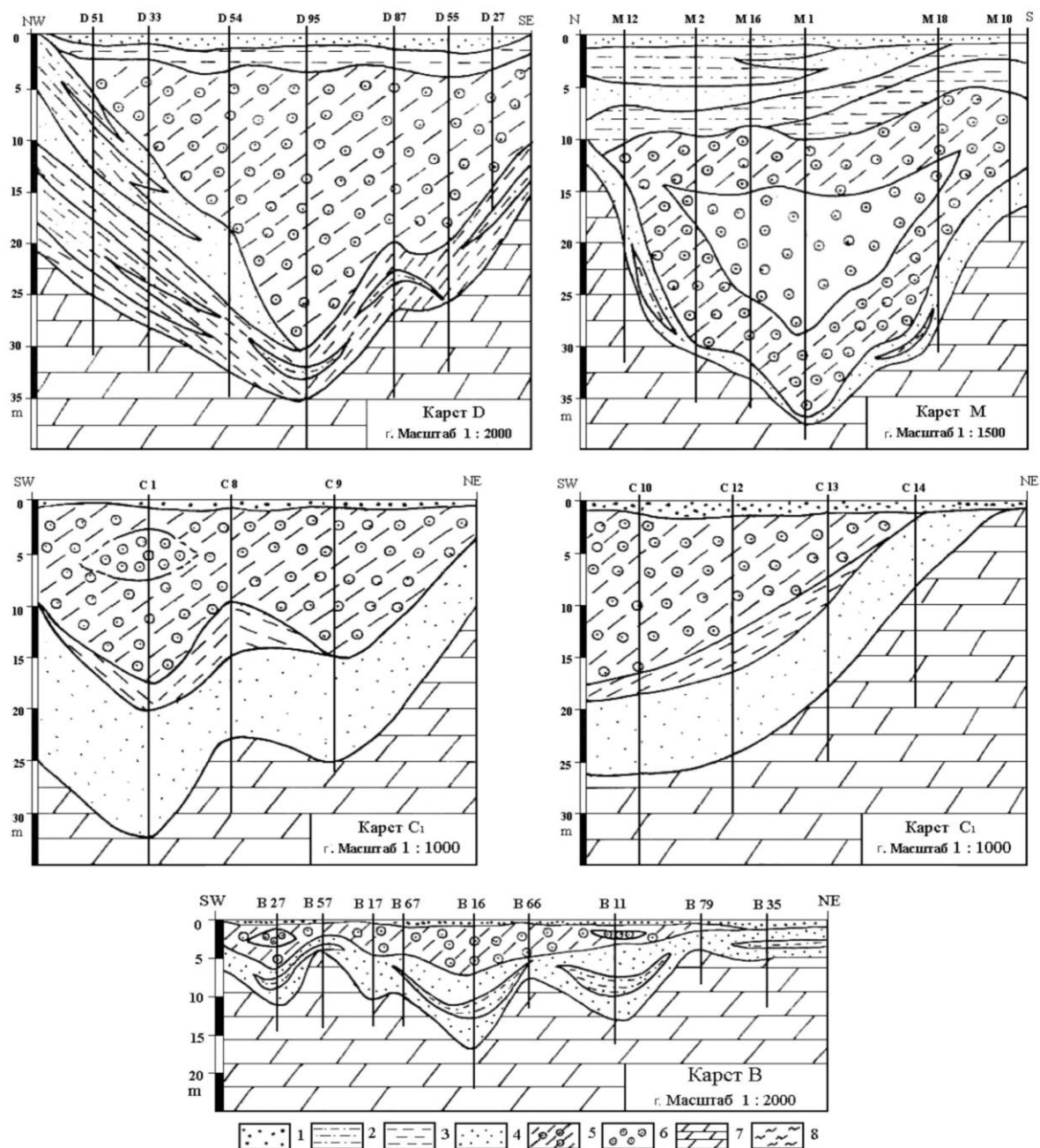


Рис. 9. Литофациальные модели бокситообразования в карстовых отложениях на территории Ирака

1 – песчаные и глинистые почвогрунты; 2 – песчаные глины; 3 – аргиллит; 4 – песчаник; 5 – бокситовые глины; 6 – глинистые бокситы; 7 – доломиты; 8 – мергель

между бокситами и лежащими выше отложениями представляет собой плоскую поверхность.

Приведенную выше литофациальную модель бокситообразования в карстовой области Хуссайният, можно сравнивать с известными месторождений бокситов. В настоящее время выделяется шесть типов карстовых месторождений:

1) Средиземноморский тип месторождений, продуктивная толща которых полностью состоит из бокситов;

2) Казахский тип, представляющий собой глубокие карстовые впадины, выполненные различными континентальными отложениями. Бокситы развиты здесь в виде выклинивающихся линз на нескольких уровнях;

3) Тиманский тип месторождений, в котором бокситоносная толща выполняет карстовые впадины и в верхней части разреза состоит из бокситов и осадочных отложений;

4) Арьежский тип, являющийся переходным между карстовыми и латеритными месторождениями;

5) Салентовый тип месторождений, в котором бокситоносная толща представлена красной глиной с включениями галек бокситов;

6) Тульский тип, представленный в карстовых западинах продуктами окисления сульфидов железа и гиббситом;

Сравнительный анализ моделей бокситообразования показывает, что формирование бокситов в карстовой области Хуссайният сходно с Казахским типом месторождений бокситов. Основную часть бокситовой толщи, помимо продуктивных пластов, составляют глины, карбонатные глины и глинистые пески. Бокситы образуют несколько линзообразных слоев. Бокситовые тела отражают полицикличный процесс бокситилизации и заполнение карстовых впадин. Размещающиеся в воронках карстового типа бокситовые залежи, могут прогнозироваться на основе космогеологических методов. При этом обращается внимание на проявление в современном рельефе и на КС погребенных карстовых форм, являющихся поисковыми геоморфологическими критериями залежей бокситов.

Важную роль играют в прогнозе полезных ископаемых *геодинамические реконструкции на западе ВЕП*. Рассматриваемый регион является важным узлом сочленения крупных структур разных порядков и генезиса. Это Белорусская антеклиза и западные склоны Воронежской антеклизы, крупные отрицательные структуры — Припятский прогиб, Оршанская и Подляско-Брестская впадины, склоны Балтийской и Московской синеклиз. Внутренняя структура докембрийского фундамента — это сложное сочетание крупных блоков земной коры и прежде всего — Сарматского, Фенноскандинавского и Волго-Уральского сегментов ВЕП.

Геолого-геофизическая изученность региона крайне неравномерна. Центральная часть Беларускай антеклизы и Припятский прогиб исследованы достаточно хорошо, тогда как северная часть территории Беларуси изучена слабо и в первую очередь из-за отсутствия бурения с проходкой по кристаллическому фундаменту. Традиционный подход к оценке перспектив и поисков в регионе полезных ископаемых, хотя и дал важные результаты и открытия, но требует переоценки с современных геодинамических позиций. Это может быть достигнуто путём анализа геодинамического развития запада ВЕП во времени в процессе формирования земной коры. Как было показано выше, от характера геодинамических обстановок зависят возможности формирования месторождений полезных ископаемых.

История формирования кристаллического фундамента охватывает весьма продолжительный период с раннего архея и до начала рифея, в течении которого на ВЕП сформировалась континентальная кора, а затем установился платформенный режим. Фундамент подразделяется на три крупных структурно-вещественных комплекса, которые отражают три крупных этапа развития, включая структурообразование, магматизм, метаморфизм, литогенез и другие процессы. Каждый из таких комплексов отвечает определённой стадии развития земной коры. Согласно этому в фундаменте Беларуси выделяют чарнокит-гранулитовый, гранитогнейсовый и вулканоплутонический комплексы, которые объединяют пространственно и парагенетически магматические и метаморфические образования, формации пород с близкими условиями и временем формирования, т. е. с одинаковыми геодинимическими обстановками (Геология,... 2001).

Гранулиты метабазитового состава, представленные в западной части территории Беларуси, возможно формировались в зоне растяжения с интенсивным базальтовым магматизмом. Однородность и выдержанность состава метабазитов и петрографическое сходство с толеитовыми базальтами указывает на их возможное накопление в условиях близких к океаническим. В составе базит-гранулитового комплекса присутствуют и железисто-титанистые габброиды, характерные для зон трансформных разломов современных океанических бассейнов. Комплекс образует субмеридиональный пояс с серией чешуйчатых пластин и листрических надвигов.

На северо-востоке и в юго-восточной части Белорусского региона располагаются гнейсово-гранулитовый комплекс (Брагинский и Витебский блоки). Эти образования, по видимому, принадлежат к глубокометаморфизированным терригенным или вулканотерригенным отложениям, которые сформировались в относительно спокойной тектонической обстановке около 3,0 млрд. лет назад в составе Сарматского сегмента земной коры. Главным фактором структурообразования гранитогнейсового комплекса являлись горизонтальные тектонические движения, приведшие к интенсивной линейной складчатости и образованию чешуйчато-надвиговых структур. Кроме того, происходило активное тектоническое прогибание и образование железорудной и вулканогенно-кремнистой формаций.

Вулканоплутонический комплекс распространён в юго-восточной части Беларуси, где слагает широкую полосу северо-восточного простираия вдоль серии глубинных разломов. Отличительная особенность комплекса – широкое развитие в его составе коровых гранитоидных интрузивных образований с хорошо сохранившейся первичной структурой. В состав комплекса входят семь магматических формаций, формирование которых происходило длительное время примерно 2,1 – 1,7 млрд лет назад и носило прерывистый характер о чём свидетельствует присутствие метаосадочных формаций. Породы магматического пояса покрывают архейские гнейсово-гранулитовый и амфиболит-гнейсовый комплексы Сарматского континентального сегмента земной коры. По мнению Р. Г. Гарецкого и ряда других исследователей магматический пояс имеет характер андийского и может рассматриваться как активная континентальная окраина в северо-западной части этого сегмента. По мнению этих же исследователей метабазит-гранулитовый комплекс в западной части территории Беларуси относится к Фенноскандинавскому сегменту платформы.

Около 2,0 млрд лет назад Фенноскандия и Сарматия занимали разное географическое положение и были разъединены бассейном с океанической корой, которая затем подверглась субдукции под континент Сарматии. К рубежу 1,85 млрд лет,

процесс субдукции, завершился и сменился коллизией континентальных сегментов Сарматии и Фенноскандии. Окончательное смыкание этих сегментов произошло около 1,7 млрд лет назад. На месте их сформировалась современная Центрально-Белорусская структурная (шовная) зона сложного строения, которая в большей мере представлена гранитогнейсовым комплексом. Шовная зона контролирует распределение специфических ассоциаций пород, таких как графитсодержащие глинозёмистые гнейсы, кристаллосланцы, кальцифиры. Эта зона особенно интересна т.к. с графитсодержащими породами связаны золотосульфидные, железорудные и редкоземельные проявления, а также – шеелитовая и молибденитовая минерализация. Возможно они образовывались на коллизионном этапе схождения сегментов земной коры.

С этапом коллизии связано образование вулканогенной кремнисто-железистой формации, а также – широкое проявление гранитизации. Вероятно на этом этапе преобладали сжимающие напряжения, которые и обусловили основные черты строения консолидированного фундамента и особенности размещения рудных проявлений. Металлогения этого типа характеризовалась преимущественно базитовым специализированным на железо субстратом, что предопределило динамику его проявлений. Это в первую очередь, стратиформное Околовское месторождение магнетитовых кварцитов. С вулканогенной кремнисто-железистой формацией связаны также колчеданные, медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические проявления гидротермального и стратиморфного типов.

Центрально-Белорусская структурная зона является региональной рудоконтролирующей структурой, которая по своему составу и стратиграфическому положению может быть сопоставима с главным сульфидным поясом свекофенской области Балтийского щита. В пределах шовной зоны с экзоконтактами гранитоидов связана грейзенизация и скарнообразование пород, которые перспективны на вольфрам и олово. Рассматриваемая структурная зона тяготеет к Балтийско-Украинскому суперлинеamentу земной коры, достаточно уверенно дешифрируемому на КС регионального уровня оптической генерализации.

Для металлогении Беларуси существенное значение имеет специализация гранулит-базитового и гранулит-чарнокитового комплексов на железо, титан и ванадий. Здесь следует упомянуть Новосёлковское месторождение магнетит-ильменитовых руд, связанное с дифференцированными интрузиями габбро-порфировой формации.

На начальном квазиплатформенном этапе проявились типичные индикаторы существования коры континентального типа – граниты–рапакиви, щелочные габброиды и сиениты. Эти магматические комплексы обладают отчётливой редкометальной и редкоземельной специализацией. Важное значение приобретают процессы метасоматоза вдоль зон разломов на юге Беларуси, с которыми и могут быть связаны апатит-ильменитовые оруденения. Здесь же формировались интрузии габбро-гипербазитов, специализированных на медь, никель, золото и платиноиды. В среднем рифее в регионе началось формирование катаплатформенной части чехла, а с позднего венда – ортоплатформенной части. При этом в среднем рифее – раннем венде, а затем в позднем девоне – ранней перми преобладали геодинамические обстановки внутриконтинентального рифтогенеза. Этим обстановкам принадлежит важная роль в формировании полезных ископаемых. Этот процесс тесно связан с различными стадиями рифтогенеза. При этом главную роль играет степень растяжения литосферы в области рифтогенеза и глубинность разломов. В позднем венде на юго-западе Беларуси и в

смежных районах Польши и Украины была сформирована массивная толща трапповой формации с незначительными проявлениями меди. В раннем палеозое почти вся западная часть ВЕП находилась в режиме пассивной континентальной окраины и в регионе сложилась благоприятная обстановка для образования в краевых частях шельфа нефтематеринских толщ и рифовых построек, а в прибрежной части шельфа возможны накопления россыпей тяжелых металлов. Именно с шельфовыми зонами связаны промышленные залежи нефти в кембрийских отложениях Прибалтики. Во многом сходная обстановка в регионе была и в мезозое, когда происходило раскрытие Северной Атлантики и образование системы рифтов (Североморский и Польско-Датский). Отметим, что, возможно, в настоящее время имеет место начальная стадия рифтогенеза в Восточной Балтии. Мелководные мезозойские бассейны способствовали образованию месторождений фосфоритов, бурых углей, янтаря и др. На территории Беларуси сформировались две крупнейшие рифтовые структуры: Волыно-Оршанский и Припятский прогибы.

Первая из них, видимо, имела невысокую степень растяжения, но в деструктивную стадию её развития имело место активизация субпараллельных ей крупных разломов более раннего заложения с проявлением магматизма и гидротермальной минерализацией. Обычно на стадиях растяжения проницаемость земной коры существенно возрастает в связи с чем в прибортовых частях рифтогенных структур возможны проявления оруденений, в первую очередь редких металлов. Припятский палеорифт заложился и развивался в герцинский этап тектоногенеза. Он является северо-западным продолжением крупнейшего линейного элемента – Днепровско-Донецкой впадины, которая, вероятно, заложилась в коре Сарматского сегмента намного раньше. С Припятским прогибом связан крупнейший горно-промышленный район Беларуси в котором добывают нефть, калийная и каменная соль, горючие сланцы, давсонит-бокситовое сырьё, промышленные рассолы. Эти ископаемые сформировались на деструктивной стадии развития рифта. На Северо-Припятском тектоническом плече выявлены многочисленные диатремы, которые также связаны с начальной стадией рифтинга. Решающими факторами, способствовавшими образованию данных полезных ископаемых являлись повышенная трещиноватость земной коры, аномальный тепловой поток, высокие скорости вертикальных движений, большая гамма накопленных разнотипных формаций и прежде всего – щёлочно-ультраосновной, карбонатной, терригенной, соленосной. Последняя занимает основной объём осадочного заполнения рифта /свыше 60% объёма/, а её мощность во многих местах достигает до 2–3 км. Накоплению такой мощной соленосной толщи способствовала обстановка активного растяжения и активного прогибания рифта. Причём соленакопление происходило в интервалах между стадиями мощного эксплозивно-эффузивного магматизма.

Основные залежи нефти в Припятском прогибе связаны с карбонатными коллекторами в подсолевых и межсолевых карбонатных формациях. Все залежи тяготеют к зонам разломов, которые развивались в стадию наиболее активного рифтогенеза и в основном имеют листрический характер. Строение нефтеносных комплексов типично для рифтовых структур с большим количеством разнообразных ловушек нефти. В эту деструктивную стадию развития палеорифта сформировалась карбонатно-терригенная сланценосная формация со значительными запасами горючих сланцев. В конце этой же стадии рифтогенеза сформировались и скопления давсонитовых руд, пригодных для получения алюминия и соды. Внутриплитные и окраиноплитные синеклизы и впадины

позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя в пределах Беларуси контролировали мелководные морские и озёрные бассейны в пределах которых происходило формирование месторождений цементного сырья, минеральных вод и др.

Палеогеодинамика эвапоритовых бассейнов

Соленосные (галогенсодержащие) бассейны представляют собой специфический тип осадочных бассейнов, имеющих целый спектр вещественных, геохимических, структурных и генетических особенностей (Иванов, Левицкий 1960; Жарков, 1978; Высоцкий и др. 1988). Это упорядоченные седиментационные системы: закономерно организованные биохемогенно-галогенные ассоциации, состоящие из галогенных (сульфатных, соляных) и ряда парагенетически с ними связанных биохемогенных (доломитовых, строматолитовых, высокоуглеродистых, биогермных и др.) образований, локализованных в депоцентрах галогенеза. В разных фациальных обстановках морских и озерных бассейнов они характеризуются наборами типоморфных структурных, вещественных и морфологических особенностей каждого из своих членов, что представляет удобную диагностическую базу для литогеодинамического анализа. Изучение галогеносодержащих формаций имеет важное прикладное значение, так как с ними связан обширный комплекс полезных ископаемых – гипс, ангидрит, каменная соль, калийные и калийно-магниево-натриевые соли, нефть, рассолы, галофильные (бром, рубидий) и другие элементы.

Литофациальные модели галогенсодержащих бассейнов представляют собой закономерный ряд структурно-вещественных тел, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках (Беленицкая, 2000). В *батиальной* обстановке (I) подсолевые отложения сложены темноцветными высокоуглеродистыми тонкослоистыми карбонатно-глинистыми породами доманикоидного облика мощностью от десятков метров до первых сотен метров. В Припятском прогибе – это темноцветные карбонатно-глинистые породы нижнефаменского межсолевого комплекса. Мощность галогенсодержащей (соленосной) формации достигает 500–1000 м, иногда и более. К периферическим частям бассейна она резко сокращается.

В ее разрезе присутствуют, как правило, горизонты калийных солей хлоридного, реже сульфатного типа. Типичными представителями формаций данного типа, сформировавшихся в подобных геодинамических обстановках, являются: нижнепермская (кунгурская) Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины, среднедевонская бассейна Эльк-Пойнт (Канада), средне-верхнефаменская Припятского прогиба и др.

Для обстановки *внешнего шельфа* (II) характерно сочетание органогенных построек с межбиогермными углеродистыми и строматолитовыми образованиями. Биогермы часто представляют рифогенные сооружения предшествующего этапа и вместе с ними формируют мощные барьерные зоны, которые контрастируют с депрессионными фациями смежной обстановки. Мощность галогенного (соляного) члена резко сокращена, вплоть до выклинивания.

В основании разрезов таких формаций, как правило, развиты доломито-ангидритовые породы небольшой мощности, а в депрессионных понижениях слоистые (тонкоритмичные) породы небольшой мощности. Обстановки внешнего шельфа были характерны для позднеюрского Среднеазиатского, позднеюрского Предкавказского бассейнов, бассейна Эльк-Пойнт, позднедевонского бассейна Припятского прогиба (Северная зона ступней) и др.

В обстановке *внутреннего шельфа* (III), представленного одной или несколькими депрессиями образовывались разрезы галогенных формаций во многом сходные с таковыми батинальной обстановки. В таких обстановках наиболее высокоуглеродистые образования сосредоточены в межбиогермных зонах и депрессионных понижениях дна бассейнов седиментации. Галогенная толща представлена пачками ангидритов, доломитов и карбонатно-сульфатных пород, иногда с линзами каменной соли, и имеет небольшую мощность (до нескольких десятков метров). Сульфатные и сульфатно-карбонатные породы неравномернослоистые, пятнистые, узловатые и нодулярные. Переходы между членами и элементами макроцикла постепенные.

В *прибрежно-сэбхово-лагунной* (IV) обстановке формируются разрезы с разномасштабным чередованием слоев, прослоев и линз доломитовых, углеродистых сульфатных и карбонатно-сульфатных пород, иногда хлоридных солей, а также карбонатно-терригенных пород. Широко распространены пласты и строматолитовые биостромы. Своеобразен набор структурных и текстурных разновидностей ангидритов и гипсов сэбхового облика. В субаэральных (собственно сэбховых) условиях повышенная сульфатность сочетается с красноцветностью пород матрицы. Зона перехода от парагенизисов морской области, где разрез обогащен углеродистым веществом и преобладают серые и темно-серые цвета, к континентальным, существенно красноцветными, характеризуется обилием контрастных углеродисто-красноцветных сочетаний разного масштаба, с которыми нередко связана повышенная меденосность.

В континентальной области образования галогенсодержащих комплексов связано с озерными водоемами. Здесь выделяются следующие обстановки галогенного осадконакопления: *низменно-озерная* (V), *предгорно-озерная* (VI), *горно-озерная* (VII). Озерные галогенные отложения имеют значительно меньшее распространение в сравнении с морскими. Они известны в основном в кайнозое. Наиболее типичны отложения сульфатно-натриевого типа в разных сочетаниях с сульфатно-кальциевыми, и галитовыми, реже карбонатно-натриевого (содового) типа в сочетании с галитовыми.

Одной из общих черт всех обстановок является наличие устойчивой сопряженности между образованиями галогенными (то есть существенно хемогенными), сосредоточенными в галогенной толще и биохемогенными (биогермными, строматолитовыми, углеродистыми, доломитовыми), преобладающими в подсолевых комплексах. В субаэральных зонах к ним добавляются красноцветные, в значительной степени обогащенные теми же галогенными компонентами.

В разрезах полициклических формаций, содержащих от 2 до 4–5 макроциклов, усложненных их повторением, трансгрессивно-регрессивными смещениями между циклами. В целом в разрезах галогенных формаций все их элементы (галогенные, биохемогенные и фоновые) в различных обстановках характеризуются вполне определенными наборами признаков. Каждая из обстановок обладает своими типоморфными чертами разреза галогенной толщи. Такой своего рода стандартный набор элементарных ячеек может служить инструментом при проведении геодинамического анализа и палеорекопструкций.

Палеогеодинамические обстановки накопления эвапоритов в Беларуси тесно связаны с герцинской эпохой развития земной коры. Выявлено пять этапов соленакопления: 1) эйфельский; 2) позднефранский; 3) раннефаменский; 4) средне-позднефаменский; 5) раннепермский (рис. 10). Практически в течение всех отмеченных

этапов образование легкорастворимых солей происходило в основном на территории Припятского прогиба.

Эйфельский этап соленакопления в целом связан со стадией синеклизы в развитии территории Припятского прогиба. В это время впервые была отмечена активизация Северо-Припятского разлома, контролировавшего северную границу ареала развития каменной соли. Характерная особенность данного этапа – приуроченность пласта каменной соли к нижней части трансгрессивной серии, относительная кратковременность соленакопления, присутствие из легкорастворимых солей только галита. Объем накопившейся каменной соли около 15 км^3 .

Позднефранский этап соленакопления совпал со стадией развития Припятского прогиба как структуры рифтового типа. Соленосные отложения накапливались в условиях среднерасчлененного рельефа с преобладающей субширотной ориентировкой основных палеогеоморфологических элементов дна бассейна (Рис.10). В это время активно проявилась вулканическая деятельность на северо-востоке Припятского прогиба и соседней Брагинско-Лоевской седловине. Объем образовавшихся соленосных отложений оценивается в $9,45 \times 10^3 \text{ км}^3$.

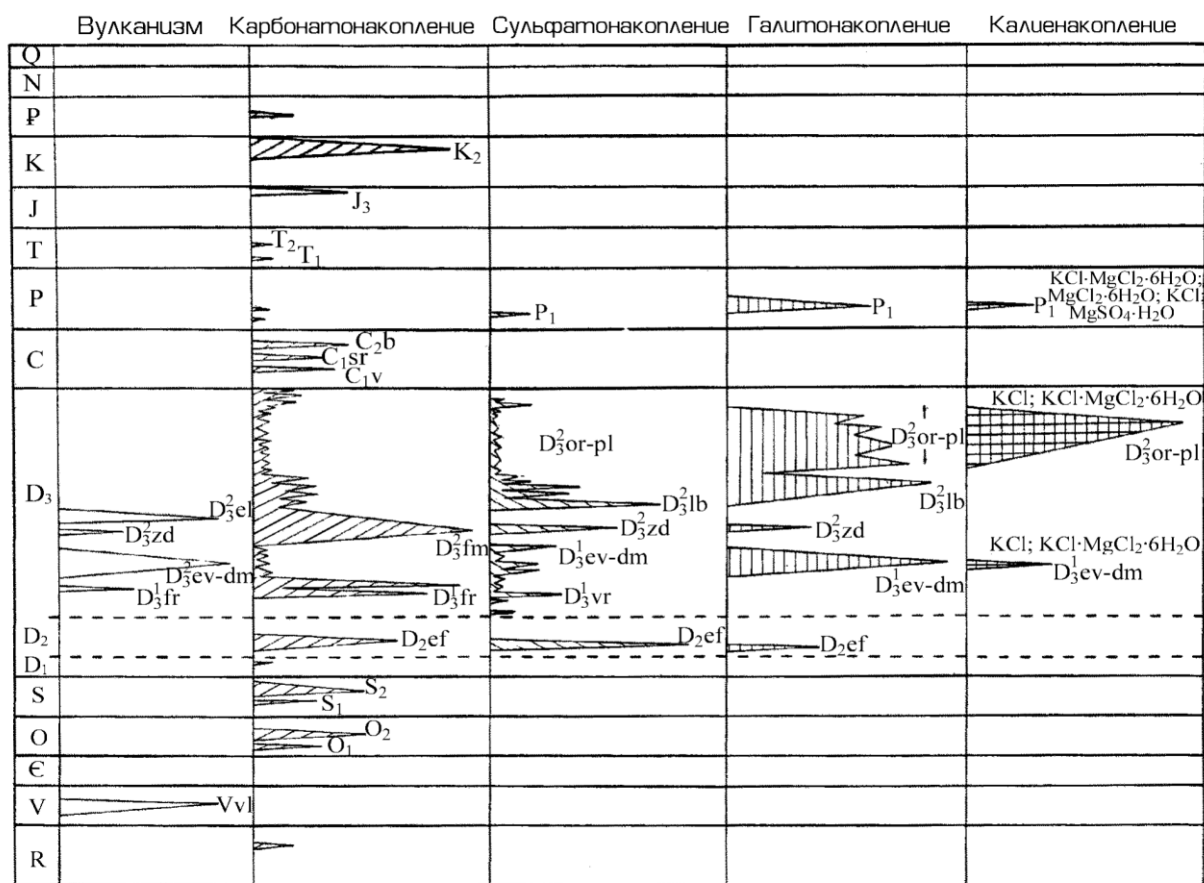


Рис. 10. Соотношения этапов карбонато-сульфато-галито- и калиенакопления в фанерозое на территории Беларуси

Раннефаменский эпизодический соленосный этап по времени коррелируется со зрелой фазой развития рифтового грабена. Образование каменной соли происходило в южной и центральной частях Припятского прогиба на площади около 1,8 тыс. км², объем

солей составил около 5 км^3 . С этим этапом связано проявление вулканической деятельности на юге Припятского прогиба – предположительно в районе Ельской площади. Средне-позднефаменский этап соленакопления – крупнейший в развитии Припятского прогиба; он по времени соответствует зрелой фазе формирования рифтового грабена. Объем накопившихся соленосных отложений составил более $3,11 \cdot 10^4 \text{ км}^3$, а легкорастворимых солей – $2,08 \cdot 10^4 \text{ км}^3$. Этот этап разделяется на два подэтапа: лебедянско-оресский и оресско-полесский. Первый из них отвечает в основном времени образования галитовой, а второй – глинисто-галитовой (калиеносной) подтолщи.

Раннепермский этап соленакопления совпал с завершающей стадией развития Припятского прогиба как рифтовой структуры. Соленакопление осуществлялось на относительно небольшой территории – в пределах локальных участков депрессионных зон в центральной части прогиба. Объем накопившихся отложений составил около 100 км^3 . Характерные особенности этого этапа: накопление солей в условиях обильного поступления глинистого и алевритового материала с суши, завершенность галогенеза, образование легкорастворимых солей сложного состава.

С этапами соленакопления (галитонакопления) четко синхронизируются этапы сульфатонакопления. Наиболее интенсивно сульфатонакопление происходило в начале позднефаменского этапа, когда формировались мощные (до 50–140 м) линзы сульфатных и карбонатно-сульфатных пород. Основная область сульфатонакопления – Припятский прогиб. В течение эйфельского этапа сульфатонакопление осуществлялось также на обширных пространствах центральной и северо-восточной частей Беларуси.

Калиенакопление синхронизируется с позднефранским, средне-позднефаменским и раннепермским этапами галитонакопления. В течение этих этапов были сформированы мощные (до 800–2500 м) соленосные толщи, характеризующиеся крупноритмичным строением. Калийные соли отсутствуют в маломощных соленосных толщах с моноциклическим строением разреза (эйфельские, нижефаменские). Основные объемы калийных солей (около 200 млрд т) накопились на средне-позднефаменском этапе, с позднефранским связано около 2 млрд т и с раннепермским – 1 млрд т.

Развитие процессов осадконакопления в Припятском прогибе в позднем девоне было теснейшим образом связано с эволюцией Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны. В пределах этой протяженной рифтовой структуры в конце франского века возник бассейн с высокой соленостью вод. Свободному водообмену с эпиконтинентальным морем препятствовали, выступавшие в палеорельефе Воронежская и Белорусская антеклизы. Существенную роль в изоляции припятской части от остальной акватории водоема играли также вулканогенные образования в районе Брагинско-Лоевской седловины.

В позднем девоне в Припятском прогибе накопление эвапоритов осуществлялось в бассейнах виррилского типа, характеризовавшихся сложной палеоструктурой, интенсивным темпом прогибания дна, высокими скоростями осадконакопления (до 5–10 см в год в лебедянско-оресское время), обильным поступлением терригенного материала и формированием гетерогенных литофаций.

Рапа девонских эвапоритовых бассейнов Беларуси устойчиво сохраняла хлоридный тип, что подтверждается составом легкорастворимых фаз эвапоритовых отложений – отсутствием в них сульфатных калийно-магниевых солей, а также данными микрохимического анализа газово-жидких включений в седиментационных разностях галита и сильвина (Петриченко, 1988). Химический тип рассолов не могли изменить

периодические притоки морских вод (в той или иной степени метаморфизованных) и вод континентального генезиса. В формировании состава вод эвапоритовых бассейнов значителен вклад десцендентных растворов, которые возникали в результате проявления процессов растворения и переотложения солей как в периферических, так и во внутренних зонах – на положительных формах палеорельефа во время выхода их из-под зеркала бассейновых вод или в процессе размыва солей подводными течениями.

Особенность солеродных бассейнов Припятского палеорифта – сложная топография рельефа дна, которая создавалась как на предэвапоритовых, так и собственно эвапоритовых этапах (Гарецкий, Конищев 1980). Так, к началу лебедянско-оресского соленакопления в центральной части Припятского прогиба была сформирована некомпенсированная осадконакоплением глубокая (до 200 м и более) котловина, резко опущенная относительно периферического обрамления. В ней на предэвапоритовой стадии существовали особые («эвксинические») условия, благоприятные для накопления битуминозных глин и мергелей, активного проявления бактериальной сульфатредукции, способствовавшей обессульфачиванию морских вод.

Важнейшие факторы, контролировавшие рельефообразование, – тектоника и седиментогенез. Наиболее контрастные тектонические движения происходили в зонах сочленения крупных блоков по разломам. Неодинаковая скорость осадконакопления внутри эвапоритовых бассейнов также способствовала формированию положительных, нередко линейно ориентированных форм рельефа и субпараллельных им прогибов (синклиналей, ванн и т.д.).

Расчлененный палеорельеф способствовал возникновению плотностной стратификации вод, которая четко проявилась в позднефранском, тремлянском и позднефаменском эвапоритовых бассейнах. В связи с плотностной стратификацией вод в разных частях бассейнов одновременно могли осаждаться соли из растворов, находившихся на различных стадиях сгущения. По этому механизму формировалась также «вертикальна» фаціальная зональность на контрастных внутрибассейновых поднятиях (на склонах или вершинах накапливались сульфатные осадки, а в депрессионных зонах синхронные им галитовые отложения).

Характерная особенность осадконакопления в позднедевонских эвапоритовых бассейнах Припятского палеорифта – сочетание процессов вулканизма и галогенеза (Петрова, Шабловская 1990). Вулканическая деятельность была источником материала, незрелого по структуре и минералогическому составу, поступавшего в бассейны седиментации не только по воздуху, но и в потоках, что подтверждается развитием градационной слоистости в вулканокластических прослоях и слоях соленосных толщ. Продукты вулканической и поствулканической деятельности в целом не меняли химический состав бассейновых вод, но существенно усложняли состав несоляных осадков. Спорадически проявлялись процессы окремнения (развитие халцедона в каменной соли тремлянских отложений и галитовой подтолщи) и сульфидного минералообразования (галитовая подтолща). Мощные эффузивные толщи, формировавшие своеобразные барьеры, затрудняли водно-солевое питание и тем самым способствовали развитию процессов галогенеза.

Калийное осадконакопление проявилось в позднефранском и позднефаменском бассейнах. Калийные соли кристаллизовались из рапы измененного состава, отличающегося от метаморфизованных морских вод пониженными значениями отношения $MgCl_2:K_2$ и повышенным содержанием $CaCl_2$, который мог поступать в бассейн с

водами второй фазы метаморфизации или в результате разгрузки растворов хлоридно-натриево-кальциевого состава из подстилающих отложений (Высоцкий и др., 1981).

Геодинамические обстановки накопления калийных солей

Выполненные палеогеодинамические реконструкции (Высоцкий и др., 1981; Высоцкий, 1997) показали, что калийные соли накапливались в суббассейнах, представлявших собой асимметричные впадины с относительно пологими южными и более крупными северными склонами. Границы этих впадин контролировались, как правило, структурообразующими разломами.

Палеотектонические условия накопления калийных солей в среднем и позднем фамене также характеризовались интенсивным проявлением геодинамических процессов, обусловивших резко расчлененный рельеф дна водоема, что в Припятском прогибе в это время выделялась система синклиналиных зон и гряд. Синклиналиные зоны разграничивались подводными грядами, иногда с цепочками субаэрально экспонированных островных поднятий. Наиболее протяженными и выраженными в рельефе были Березинская, Речицкая, Червонослободская, Малодушинская, Копаткевичская, Южно-Копаткевичская, Шестовичская, Сколодинская, Буйновичская, Наровлянская и Ельская гряды, а также Предберезинская, Октябрьская, Старобинская, Предречицкая, Предчервонослободская, Предмалодушинская, Копаткевичская, Северо-Конковичская, Северо-Шестовичская, Предсколодинская, Преднаровлянская и Южно-Ельская синклиналиные зоны.

Расчлененность рельефа дна, которая создавалась в основном в результате неравномерного опускания блоков кристаллического фундамента и подсолевого ложа по разломам оказывала существенное влияние на локализацию в бассейне ареалов калиенакопления. Наибольшее количество калийных горизонтов, имеющих, как правило, и максимальную мощность, было приурочено к интенсивно прогибавшимся частям синклиналиных зон. С другой стороны, на активно формировавшихся конседиментационных возвышенностях калийные соли обычно не накапливались.

Тектоника опосредованно, через рельеф, контролировала не только мощность и особенности строения калийных горизонтов, но и в значительной степени состав залежей в пределах собственно синклиналиных зон.

Палеотектонические условия образования нижнепермских соленосных отложений существенным образом отличались от особенностей их формирования во фране и фамене.

Во-первых, к этому времени фактически завершилось развитие Припятского прогиба как рифтовой структуры, что привело к снижению роли дифференцированных тектонических движений по разломам. Во-вторых, формирование структурного плана и эволюционное развитие основных впадин и депрессий в раннепермское время было обусловлено главным образом процессами соляного тектогенеза, в частности, отжатием значительных объемов верхнедевонских солей из синклиналиных и погруженных зон и перемещении их в солянокупольные массивы. Это обусловило формирование межкупольных депрессий и интенсивное погружение допермской поверхности в их пределах. Следовательно, природа депрессионных зон во время франского и фаменского соленакпления (фаза активного рифтогенеза) и раннепермского соленакпления принципиально была разной.

Структурно-вещественные критерии калиеносных формаций Припятского прогиба контролируются двумя показателями: 1) естественно-фациальной зональностью палеоводоемов и 2) тектоно-седиментационными депрессиями и другими тектоническими осложнениями подсолевого ложа. В результате в разных тектоно-фациальных обстановках наблюдаются закономерные вертикальные и латеральные наборы галогенных парагенераций и «фоновых» пород, формирующие индивидуализированные литолого-фациальные типы, опознаваемые по структурно-вещественным параметрам.

В Припятском прогибе наиболее древней эвапоритовой формацией, вмещающей залежи калийных солей, является верхнефранская. На преобладающей площади (более 20 тыс. км²) она представлена соленосными образованиями, которые на северо-западе, юго-западе и юге фациально замещены глинисто-мергелистыми и глинисто-песчаными образованиями, а на северо-востоке сопряжены с вулканогенно-осадочной формацией. В пределах ареала распространения собственно соленосных отложений выделяются три литофации: I – галитовая, II – калийных солей, III – вулканогенно-галитовая. Этот ряд галогенных литофации является характерным для батинальной обстановки эвапоритовых бассейнов.

Литофация собственно калийных солей распространена в виде разобщенных ареалов на западе и юго-западе Припятского прогиба. Отличительная особенность отложений этой литофации – развитие сильвинитовых фаций, свидетельствующих о завершенности процессов галогенеза на данной территории. В соленосном разрезе доминируют в основном те же петрографические разновидности каменной соли, что и в пределах галитовой литофации. Отличительной особенностью является развитие в ливенском горизонте каменной соли пятнистой, брекчиевидной текстуры, а также микро-мелкозернистой «песчаниковидной» соли. Характерная особенность химического состава этой литофации – относительно повышенные содержания KCl, MgCl₂ и Br. Так, содержание брома в ряде проб достигает 0,014–0,016 % (величина бромхлорного отношения 0,25–0,26). Несоляные породы представлены достаточно широким набором (глинисто-карбонатные, карбонатно-глинистые и глинистые разности, известняки, доломиты, алевролиты, песчаники и др.).

В вертикальном разрезе калийные соли сосредоточены на четырех уровнях и образуют калийные горизонты мощностью до 6 – 16 м (3-ий горизонт). Сильвиниты кирпично- и сургучно-красные, в основном мелко-среднезернистые (размер зерен 1–5 мм), слоистые и неяснослоистые. Характерна ассоциация с карбонатно-глинистыми породами. В центральной части Припятского прогиба, где распространены относительно чистые (от несоляных примесей) разрезы калийных горизонтов в их составе присутствует карналлит (по данным ГИС).

В средне-верхнефаменной эвапоритовой формации залежи калийных солей имеют исключительно широкое вертикальное и латеральное распространение. Данная формация – типичный представитель рифтогенной соленосной серии, формирование которой начиналось в относительно глубоководных условиях, а завершилось в мелководной обстановке. Вещественные характеристики и направленность фациальных рядов являются главными диагностическими признаками, среди которых приоритетное значение имеют собственно сильвинитовые и карналлитовые фации.

В пределах площади распространения соленосных отложений (около 23 тыс. км²) выделяются четыре литофации: I – карналлитовая, II – смешанных солей (сильвин-карналлит-галитовая), III – сильвинитовая и IV сильвинитово-галитовая.

Карналлитовые породы развиты в основном на северо-западе, севере и западе центральной зоны. В плане они образуют три обособленных ареала. Карналлитовые породы выявлены в составе десяти калийных горизонтов. В разрезе калиеносной субформации они распределены неравномерно и образуют три этажа, которые отражены на рис. 11. Наибольшее сосредоточение их наблюдается в третьем этаже (VIII – X ритмопачки). В разрезах некоторых калийных горизонтов (VIII-п, II-7, III, 0-7, 0-15 и др.) карналлитовые породы слагают пласты мощностью до 5–8 м. Залежи массивных карналлитов высокого качества развиты в составе калийного горизонта 0-7 в пределах Старобинской синклиналиной зоны. Карналлитовые породы красноцветные, разномзернистые (от 2–5 мм до 2 см), с неяснослоистой, петельчатой и брекчиевидной текстурой. В целом для Припятского прогиба характерны три типа залежей: 1) массивные карналлититы с низким содержанием нерастворимых в воде примесей; 2) ассоциация карналлититов с галопелитами; 3) ассоциация карналлититов с сильвином.

Наборы несоляных пород в пределах карналлитовой литофации представлены в основном сероцветными мергелями (известняковыми и доломитовыми) с прослоями и линзами глинисто-сульфатных, карбонатно-глинисто-сульфатных, карбонатных, терригенных (песчаных, алевролитовых) пород и вулканокластических образований. Эти же наборы несоляных пород достаточно широко распространены в пределах ареала развития литофации смешанных солей (литофация II).

Однако коэффициент насыщенности разреза «фоновыми» породами здесь снижается до 30–40% (против 45–55% в пределах литофации I). В составе калийных залежей литофации II весьма широко распространена карналлитизация соленосного разреза и собственно пород калийных горизонтов (сильвиниты и слои каменной соли, а также развиты прослои сильвин-карналлит-галитовой и карналлит-сильвин-галитовой породы). Для сильвинитов этой литофации в целом характерны бледно-окрашенные (розовые, оранжевые тона) разности, а также пестроцветные с синим галитом). Встречаются также бесцветные и темноцветные красные разности.

Красноцветные сильвиниты распространены в основном в северной тектонической зоне Припятского прогиба (литофация Ш – сильвинитовая, в пределах карналлитовой литофации). Предполагается также их развитие в южной тектонической зоне.

В отличие от калийно-магниевого солей основные объемы сильвинитов связаны с III циклом (этажом) калиенакопления (рис. 11) Здесь сосредоточены основные промышленные калийные горизонты – II, III, IV-п, VI-п и другие, а также преобладающее большинство высокоперспективных залежей. Этот этаж калиеносности самый обильный по количеству встреченных в нем залежей (35–37 горизонтов). Калийные горизонты распространены весьма широко по площади и известны практически во всех синклиналиных зонах. Этот цикл ознаменовался максимальным размахом калиенакопления, в течение которого накопилось около 79 млрд. м³ калийных солей.

Нижнепермская калиеносная формация является самой молодой в Припятском прогибе и распространена на ограниченной территории в районе Свободской площади. Эта формация в отличие от верхнефранской и средне-верхнефаменской соленосных толщ, подстилается и перекрывается красноцветными образованиями как это наблюдается в преобладающем большинстве соленосных формаций, а в самой нижней соляной пачке. В нижней части разреза калиеносного горизонта развит бишофитовый слой (рис. 12).

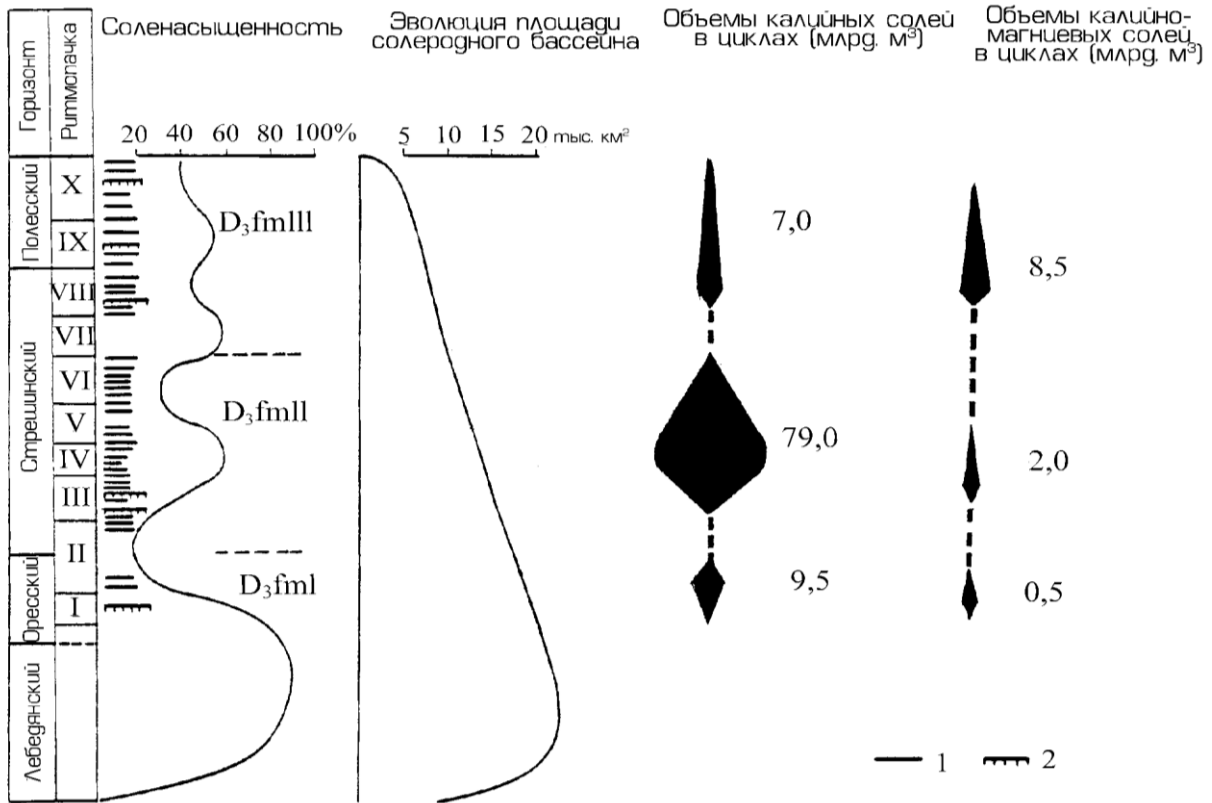


Рис. 11. Циклическое распределение калийных солей в разрезе средне-верхнефаменской соленосной формации

1 – калийные горизонты сильвинитового состава; 2 – калийные горизонты с карналлитовыми пластами

Структурно-вещественная характеристика этой формации также своеобразная. Во-первых, для ее разреза характерно широкое развитие алевро-глинистых пород бурого облика; во-вторых, крайне низкий коэффициент соленасыщенности; в-третьих, распространение своеобразных брекчиевидных разностей каменной соли (типа «хазельгебирге»); в-четвертых, присутствие в составе калийных залежей сульфатно-магниевых (кизерит) и хлоридно-магниевых солей (бишофит). Отмечаются и другие особенности, в частности, развитие калийных солей не в средней и верхней частях разреза, а в нижней.

Горизонтальный ряд литофаций нижнепермских эвапоритовых отложений (гипс-ангидритовая – галитовая – калийно-магниевых и магниевых солей) в целом «укладывается» в общепринятую в теории галогенеза схему.

Таким образом, в Припятском прогибе развиты соленосные формации, которые по составу «фоновых» пород и калийных горизонтов относятся к двум принципиально различным типам – сероцветным и красноцветным формациям. Сероцветные формации (верхнефранская и средне-верхнефаменская) характеризуются развитием калийных солей хлоридного типа, а красноцветная (нижнепермская) – калийных солей, содержащих сульфатно-магниевые минералы (кизерит, эпсомит).

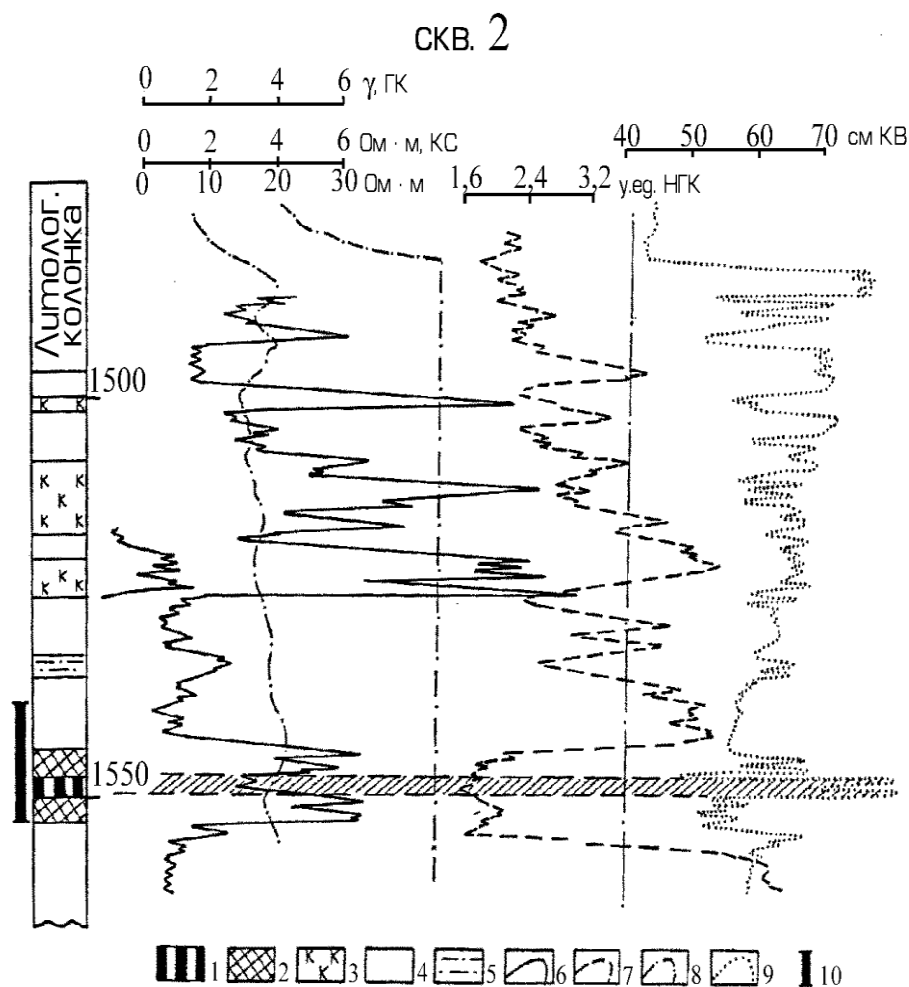


Рис. 12. Калиеносный горизонт с бишофитовым слоем (Свободская скв. 2)

1 – бишофит; 2 – карналлит; 3 – калийные соли; 4 – каменная соль; 5 – алевро-глинистые породы; 6 – кривая ГК; 7 – кривая НГК; 8 – кривая КС (А 8 М 1 N); 9 – кавернограмма; 10 – интервал отбора керн

Литофацией в составе сероцветных формаций выделяются сложностью и гетерогенностью состава осадков. Они представляют собой сочетание хемогенных, биогенных составляющих, тонко- и грубообломочного терригенного и вулканогенного материала. Формирование вещественного состава происходило в обстановках, когда процессы галогенеза часто прерывались осаджением карбонатных, карбонатно-глинистых и глинистых видов и накоплением терригенных осадков, что обусловило образование ритмичнопостроенного разреза с высоким (до 50–55 %) содержанием «фоновых» пород. Особенность красноцветной (нижнепермской) формации – значительная обогащенность ее терригенным материалом (песчаным, алевритовым и глинистым). Характерно развитие гидроксидов железа при отсутствии пирита и продуктов вулканической деятельности.

В составе сероцветных соленосных формаций Припятского прогиба калийные соли представлены сильвином и карналлитом. Причем эти минералы встречаются как отдельно, так и в тесной парагенетической ассоциации. В красноцветной формации

выявлены карналлит, кизерит и бишофит. По данным ГИС выделяются также сильвиниты. В условиях Припятского прогиба сильвин и карналлит являются сквозными минералами, развитыми в верхнедевонских и нижнепермской калиеносных формациях, кизерит и бишофит – только в нижнепермской. В последней, возможно выявление сульфатных калийных минералов.

Геодинамический контроль состава калийных залежей в осадочном бассейне. Палеотектоника опосредованно через палеорельеф контролировала не только мощность и особенности строения калийных горизонтов, но в значительной степени состав залежей. В связи с тем, что в Припятском прогибе развиты калийные горизонты различных типов, нами рассмотрено поведение основных комбинаций компонентов состава калиеносных залежей: сильвина (КС1) и нерастворимого в воде остатка (н. о.) (горизонт VI-п); карналлита ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), сильвина и н. о. (горизонт 0-7).

Характер соотношения сильвина и нерастворимого в воде остатка (алюмосиликатный материал + карбонаты кальция и магния + сульфат кальция) проанализирован на примере 1 и 3 сильвинитовых слоев калийного горизонта VI-п, развитого в районе Предчервонослободской синклинали (рис. 13.).

Во время образования калийного горизонта VI-п Предчервонослободская палеосинклинальная зона представляла собой резко асимметричную структуру, ограниченную на севере конседиментационно развивавшимся Червонослободским разломом (Высоцкий 1992). Ось палеосинклинали располагалась вблизи разлома. Область

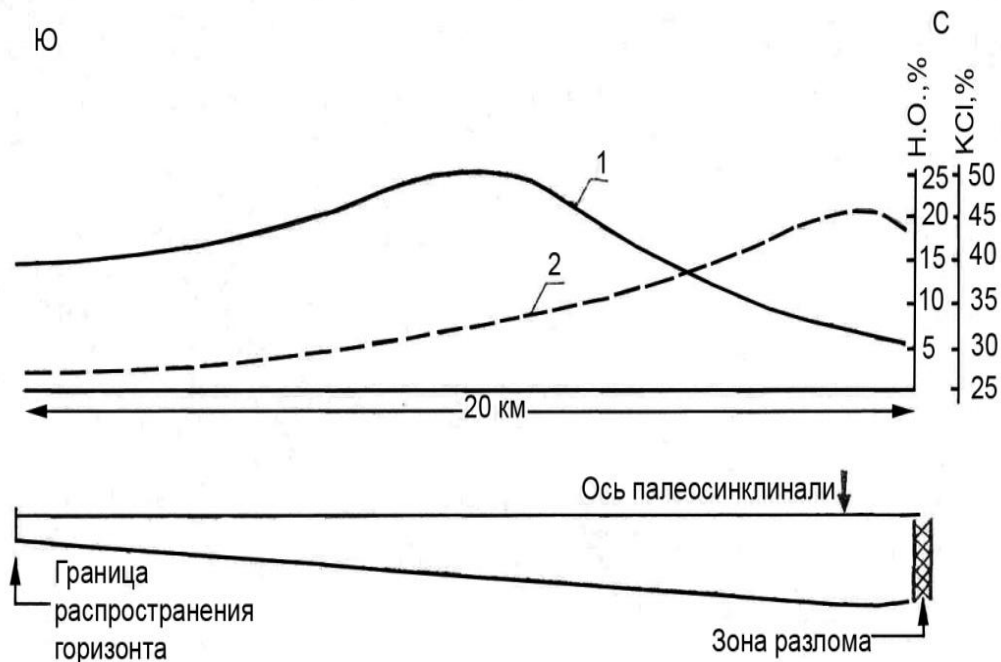


Рис. 13. Модель соотношения сильвина (KCl) (1) и н.о. (2) в первом калийном слое горизонта VI –п на Копаткевичском участке (вкост простираия Предчервонослободской палеосинклинали)

максимальной аккумуляции н. о. контролировалась приосевой зоной палеосинклинали, в то время как область интенсивного калиенакопления располагалась южнее, т. е. в плане была смещена в сторону приподнятой части южного крыла палеосинклинали. Характер соотношения сильвина и н. о. в первом сильвинитовом слое горизонта VI-п по профилю вкрест простирания Предчервонослободской палеосинклинальной зоны отражен на модели созданной по данным опробования сильвинитовых слоев в скв. 517, 541, 516, 515. Как видно, область с наиболее высоким содержанием KCl не контролируется приосевой зоной палеосинклинали, а приурочена к ее южному крылу. В то же время интенсивно погружавшаяся ее приосевая часть являлась областью активной аккумуляции галопелитового материала, который как бы «оттеснял» растворы, насыщенные по KCl, по восстанию пологого южного крыла палеосинклинали. Причем, чем интенсивнее проявлялись процессы накопления галопелитового материала (более высокое содержание н. о. в слое), тем сильнее сказывался эффект «смещения» (оттеснения) области интенсивного калиенакопления относительно осевой зоны палеосинклинали.

Характер изменения поведения карналлита, сильвина и н. о. рассмотрен на примере карналлитового пласта горизонта 0-7 в пределах Старобинской палеосинклинальной зоны. В распределении карналлита по профилю скв. 268-259-480 наблюдаются определенные закономерности: максимальное средневзвешенное содержание его в пласте (75,55%) фиксируется в скв. 259, расположенной на южном крыле палеосинклинали; в сторону приподнятой части крыла (скв. 268) наблюдается замещение верхних карналлитовых слоев смешанной карналлит-сильвинитовой породой, сильвинитом или же каменной солью с вкрапленностью карналлита; в приосевой части палеосинклинали происходит существенное сокращение роли карналлита в разрезе (до 39,05 % в скв. 480). В распределении н. о. отмечается закономерное возрастание его концентрации в сторону осевой зоны палеосинклинали, где фиксируются максимальные содержания (до 44,13% в скв. 480). Подобная картина в распределении отмеченных компонентов наблюдается по профилям скв. 249-225-246 и 563-481-480.

В обобщенном виде характер соотношения основных компонентов в карналлитовом пласте горизонта 0-7 вкрест простирания Старобинской палеосинклинальной зоны отражены (рис. 14). Отмечается четкая приуроченность области максимального накопления н. о. к осевой части палеосинклинали, в то время как область максимального карналли-тонакопления по отношению к н. о. смещена в сторону приподнятой части южного крыла палеосинклинали. Характер поведения сильвина остается практически инвариантным.

Таким образом, выполненный анализ показал, что приосевые части палеосинклиналей являлись в первую очередь своеобразными зонами интенсивной аккумуляции галопелитового материала; на сильвинитовой стадии сгущения рассолы, насыщенные по KCl, «оттеснялись» в сторону восстания пологого крыла палеосинклинали; на карналлитовой стадии - «оттеснялись» рассолы, насыщенные по MgCb.

Во время образования калийного горизонта VI-п Предчервонослободская палеосинклинальная зона представляла собой резко асимметричную структуру, ограниченную на севере конседиментационно развивавшимся Червонослободским разломом (Высоцкий 1992). Ось палеосинклинали располагалась вблизи разлома. Область максимальной аккумуляции н. о. контролировалась приосевой зоной палеосинклинали, в то время как область интенсивного калиенакопления располагалась южнее, т. е. в плане была смещена в сторону приподнятой части южного крыла палеосинклинали. Характер соотношения сильвина и н. о. в первом сильвинитовом слое горизонта VI-п по профилю

вкрест простирания Предчервонослободской палеосинклинальной зоны отражен на модели созданной по данным опробования сильвинитовых слоев в скв. 517, 541, 516, 515. Как видно, область с наиболее высоким содержанием KCl не контролируется приосевой зоной палеосинклинали, а приурочена к ее южному крылу. В то же время интенсивно погружавшаяся ее приосевая часть являлась областью активной аккумуляции галопелитового материала, который как бы «оттеснял» растворы, насыщенные по KCl, по восстанию пологого южного крыла палеосинклинали. Причем чем интенсивнее проявлялись процессы накопления галопелитового материала (более высокое содержание н. о. в слое), тем сильнее сказывался эффект «смещения» (оттеснения) области интенсивного калиенакопления относительно осевой зоны палеосинклинали.

В обобщенном виде характер соотношения основных компонентов в карналлитовом пласте горизонта 0–7 вкрест простирания Старобинской палеосинклинальной зоны (рис. 14). Отмечается четкая приуроченность области максимального накопления н. о. к осевой части палеосинклинали, в то время как область максимального карналлитонакопления по отношению к н. о. смещена в сторону приподнятой части южного крыла палеосинклинали. Характер поведения сильвина остается практически инвариантным.

Таким образом, выполненный анализ показал, что приосевые части палеосинклиналей являлись в первую очередь своеобразными зонами интенсивной аккумуляции галопелитового материала; на сильвинитовой стадии сгущения рассолы, насыщенные по KCl, «оттеснялись» в сторону восстания пологого крыла палеосинклинали; на карналлитовой стадии - «оттеснялись» рассолы, насыщенные по MgCl₂.

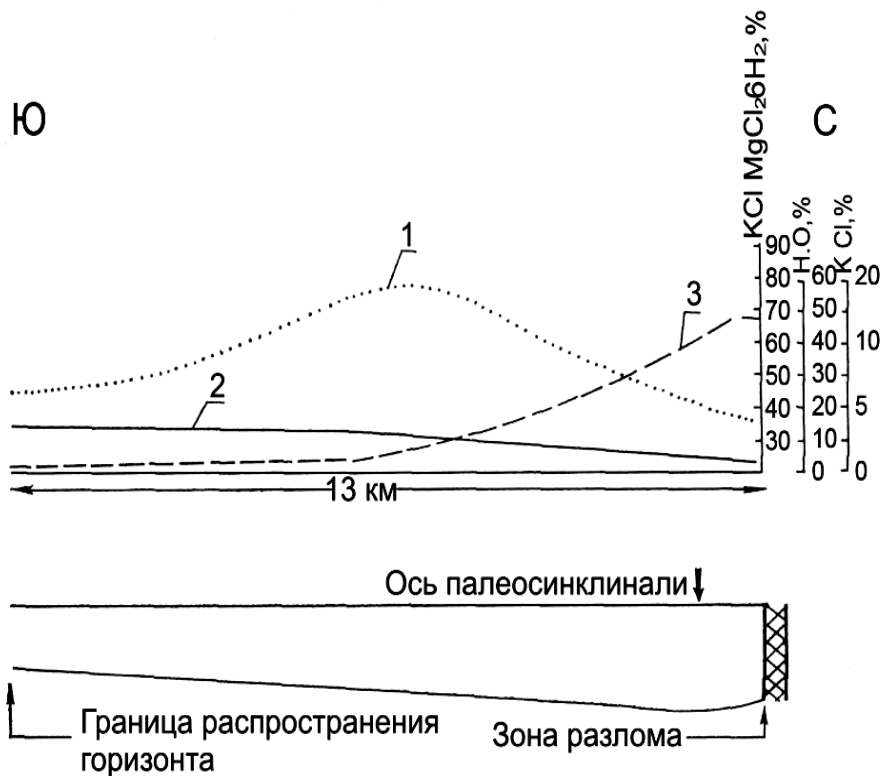


Рис. 14 Модель соотношения карналлита (1), сильвина (2) и н.о. (3) в карналлитовом пласте горизонта 0-7 на Любанском участке (вкрест простирания Старобинской палеосинклинальной зоны)

Спутниковые технологии в экологической геодинамике

Экологическая геодинамика как новое направление региональной геологии предусматривает изучение состояния и хода развития геологической среды в условиях техногенеза. Изменения верхней части земной коры запада ВЕП вызваны прежде всего интенсивной разработкой месторождений калийных и каменной солей, доломитов, минеральных строительных материалов, добычей нефти, эксплуатацией подземных вод, проведением в середине 70-х годов XX века широкомасштабной мелиорации земель, сооружением крупных водохранилищ и иной инженерно-хозяйственной деятельностью. В пределах таких территорий создавалась напряженная ситуация, а в некоторых – экологически кризисная.

Важную роль в экологической геодинамике играют экзогенные процессы, определяющие устойчивость территории к различным техногенным нагрузкам. Проявления экзодинамики создают серьезные трудности для производственно-хозяйственной деятельности, строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Для проектного обоснования защитных мероприятий и природоохранного планирования особую актуальность приобретает изучение и картографирование экзогенных процессов, а также прогноз их возникновения, динамики и влияния на геологическую среду.

Для эколого-геодинамической оценки территории, в первую очередь районов с высокой техногенной нагрузкой, широко применяются методы дистанционного зондирования Земли из космоса. На основе космической информации устанавливаются пространственно-временные закономерности структуры геологической среды отдельных регионов Беларуси, обусловленные геодинамическими факторами, в том числе – процессами техногенеза, протекающими в ряде случаев с большой скоростью. При этом составляются эколого-геологические карты являющиеся необходимым картографическим обеспечением в решении проблем геоэкологии и рационального природопользования.

Эколого-геодинамическая информативность космических снимков

Эффективность дистанционных методов в изучении динамики геологической среды определяется прежде всего геоинформативностью материалов космических съемок. Последние различаются между собой в зависимости от систем, регистрирующих и передающих на наземные станции информацию о земной поверхности, космических носителей соответствующей аппаратуры, средств обработки получаемых данных, природных особенностей (сезонных, метеорологических и др.) и целевого назначения съемки. Под эколого-геодинамической информативностью КС подразумевается способность методов дистанционного зондирования Земли из космоса передавать через

космофотоизображение геоиндикационные признаки динамики геологической среды.

Эколого-геодинамические исследования Белорусского региона обеспечены информативным комплектом материалов космических съемок, который включает изображения земной поверхности, полученные оптико-электронными системами в видимом и инфракрасном спектральных интервалах. Отличительной чертой КС, выполненных сканирующими устройствами, является отображение ландшафтных особенностей земной поверхности в сравнительно узких зонах спектра: 0,5–0,6; 0,6–0,7; 0,7–0,8 и 0,8–1,1 мкм, что позволяет изучать проявления динамики геологической среды в различных природных индикаторах (Ковалёв, 2001).

Существенное влияние на геоинформативность КС оказывают уровень оптической генерализации фотоизображений, их разрешающая способность и спектральные характеристики. Генерализация изображения земной поверхности на фотоснимке представляет собой естественное изменение спектра, масштаба и иных оптических характеристик компонентов ландшафта, в результате чего меняются разрешение деталей на местности, формы контуров и оптические градиенты изобразившихся объектов. При этом процессе происходит отфильтровывание небольших компонентов ландшафта, размеры которых меньше разрешающей способности данного фотоизображения. В настоящих исследованиях применялись КС регионального, локального и детального уровней оптической генерализации, для каждого из которых характерны определенный масштаб, степень разрешения на местности и объем информации о динамике геологической среды.

КС регионального уровня генерализации отличаются большой обзорностью и наиболее информативны при изучении динамики геологической среды отдельных регионов Беларуси. Ведущими индикаторами современных геодинамических процессов на региональных КС являются морфолитосистемы высокого таксономического ранга — геолого-геоморфологические комплексы квартера, развитые в определённых морфоструктурных условиях и образующие основной рисунок космоизображения. Геоиндикационное значение морфолитосистем такого класса заключается в том, что они являются, с одной стороны, комплексами экзогенных процессов (морфоскульптурой), с другой — геоструктурными элементами, выраженными в современном рельефе (морфоструктурой). Региональные КС позволяют изучать особенности динамики геологической среды во взаимосвязи с проявлениями новейшего тектонического режима земной коры и обеспечивают районирование территории по характеру и условиям развития экзодинамики и процессов техногенеза с выделением геоэкологических областей и районов.

КС с разрешением на местности в первые десятки метров образуют локальный уровень оптической генерализации космоизображений. Они дают резкий скачок в содержании информации о динамике геологической среды. Главнейшими индикационными признаками проявлений экзодинамических, в том числе техногенных процессов служат мезоформы рельефа, растительные сообщества масштаба формаций и групп ассоциаций. Так, на КС серии "Лэндсат" с пространственным разрешением порядка 30 м уверенно дешифрируются холмисто-моренные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые и аллювиальные морфолитосистемы. Пространственное распределение этих геолого-геоморфологических комплексов позволяет судить о степени пораженности территории процессами оврагообразования, суффозии, заболачивания и т.д. Локальные КС служат основой для выделения геоэкологических районов.

Детальный уровень генерализации объединяет группу КС, характеризующихся высоким

разрешением на местности 1 – 2,5 м. Индикаторами проявлений динамики геологической среды на таких снимках служат главным образом морфолитосистемы, диагностирующиеся по сочетанию форм мезо- и микрорельефа, а также растительные ассоциации и их группы. КС детального уровня генерализации отличаются высокой информативностью при изучении геолого-геоморфологических условий развития и форм проявления экзодинамики и процессов техногенеза, определении их количественных параметров и обеспечивают проведение крупномасштабного геоэкологического районирования территории.

Анализ эколого-геодинамической информативности материалов космического зондирования показывает, что при изучении динамики геологической среды эффективно использовать в основном КС локального и детального уровней оптической генерализации. При этом необходим последовательный переход от интерпретации снимков более мелкого масштаба к более крупному. Применение региональных КС для изучения проявлений экзодинамики и техногенных процессов ограничено вследствие значительной схематичности получаемых данных. Вместе с тем, такой уровень генерализации космоизображений играет важную роль при геоэкологическом районировании значительных по площади территорий.

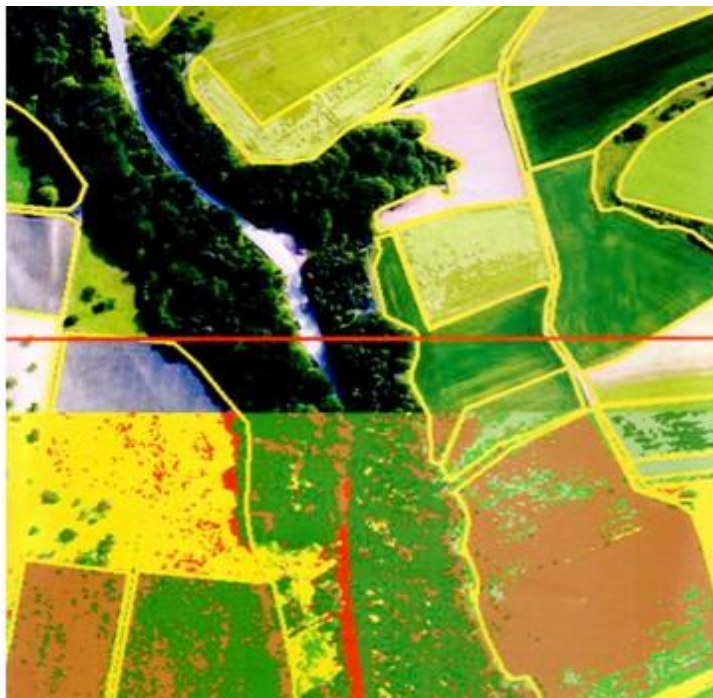
Эколого-геодинамическая информативность КС тесно связана со спектральным диапазоном дистанционного зондирования, т.к. природные индикаторы динамики геологической среды имеют достаточно четкую спектральную характеристику, позволяющую распознавать их с помощью многозональных съемок в видимой и ближней инфракрасной зонах спектра. В зеленом спектральном диапазоне (0,5–0,6 мкм) значительный объем информации может быть получен о проявлениях экзодинамики и процессов техногенеза, дешифрирующихся по геоботаническим признакам. В данном диапазоне уверенно опознаются участки развития процессов заболачивания, выраженные в залесенных морфолитосистемах Белорусского Полесья. Недостатком КС в спектральном диапазоне 0,5–0,6 мкм является их низкая разрешающая способность, ограничивающая изучение различных категорий рельефа и связанных с ними экзодинамических явлений.

КС, полученные в красной зоне спектра (0,6–0,7 и 0,7–0,8 мкм), информативны при дешифрировании особенностей динамики геологической среды, прослеживаемых в геоморфологических индикаторах. Так, на локальных КС рассматриваемого диапазона отчетливо фиксируются массивы оврагов и балок в пределах Новогрудской возвышенности, проявления водно-эрозионных процессов в долинах рр. Днепра, Западной Двины, Немана и др. Инфракрасная область спектра (0,8–1,1 мкм) позволяет изучать экзодинамические явления в основном по комплексу геоморфологических признаков. На КС распознаются процессы водной эрозии, древнего термокарста, эолообразования и др. Наглядный пример – отчетливая выраженность на космоизображениях рассматриваемого диапазона суффозионно-просадочных западин в пределах второй надпойменной террасы Припяти. Многие экзогенные процессы диагностируются даже на распаханых участках моренных равнин, подчёркиваясь мелкими формами рельефа. В ряде случаев в инфракрасном диапазоне проявляются погребенные карстующиеся породы.

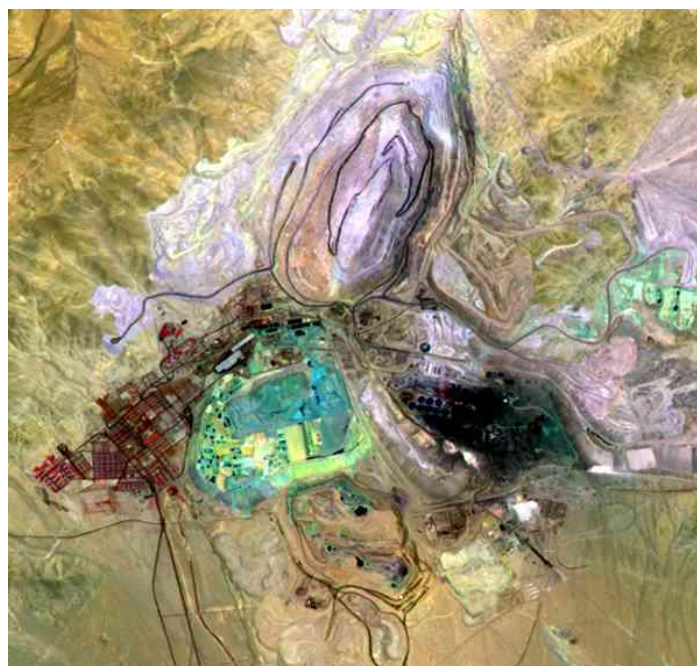
Более полную информацию о динамике геологической среды можно получить путем комплексного анализа КС различных спектральных диапазонов. При этом наилучшее распознавание экзодинамических и техногенных процессов по малозаметным в ландшафте индикационным признакам осуществляется на основе космоизображений, полученных в красной ближней инфракрасной зонах спектра. Степень дешифрируемости проявлений

ЭКОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ЛОКАЛЬНОГО УРОВНЯ ОПТИЧЕСКОЙ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ

По данным компьютерной обработки космического изображения с пространственным разрешением 30 м устанавливаются границы аллювиальных и холмисто-моренных морфолитосистем, а также степень сельскохозяйственной освоенности территории



Отражение экзодинамики геологической среды в условиях горнотехнического воздействия на космическом снимке с разрешением 15 м



КОСМИЧЕСКИЕ СНИМКИ ДЕТАЛЬНОГО УРОВНЯ ОПТИЧЕСКОЙ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ
И ИХ ЭКОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Проявление структуры морфолитосистем сельскохозяйственной территории с развитием процессов плоскостного смыва и заболачивания на космическом снимке с пространственным разрешением 2,5 м



Космическое изображение трансформаций морфолитосистем городской агломерации с разрешением на местности 1 м



современной геодинамики в условиях техногенеза зависит от сезона, состояния ландшафта (увлажненности грунтов, фазы вегетации растительности и т. п.) и времени суток в момент проведения космического зондирования. В условиях Беларуси значительным объемом геоинформации характеризуются КС, полученные в весенний период, когда коэффициенты спектральной яркости ландшафтных индикаторов развития геологической среды имеют максимальные значения в зеленой, оранжевой и инфракрасной областях спектра. Например, на локальных КС весеннего (май) периода съемки, благодаря высоким спектральным контрастам элементов морфолитосистем, уверенно дешифрируются процессы заболачивания, суффозии и плоскостного смыва, хорошо заметны различия во влажности грунтов, связанные с проявлением в рельефе карстовых форм. Этот факт особенно важен при дешифрировании подобных явлений в пределах сельскохозяйственных территорий по КС локального и детального уровней генерализации. Системы крупных оврагов, балок, заболоченных низин и котловин, дешифрируемые по закономерному распределению залесенных морфолитосистем, заметны на зимних КС. Неглубокий снежный покров нередко вуалирует сельскохозяйственную освоенность земель и даёт возможность изучать особенности экзодинамики по геоморфологическим индикаторам, учитывая горизонтальную расчлененность рельефа. КС, полученные в разные сезоны года, удачно дополняют друг друга и поэтому целесообразно их совместное использование в эколого-геодинамических исследованиях

Сравнительный анализ КС регионального, локального и детального уровней оптической генерализации, разных спектральных диапазонов и сезонных периодов съёмки позволяет определить наиболее информативный их комплект, обеспечивающий изучение экологической геодинамики территории Беларуси методами космического зондирования с высокой степенью достоверности.

Мониторинг экзогенных процессов

Проблемы изучения экологической геодинамики тесно связаны с выявлением пространственно-временных закономерностей развития экзогенных геологических процессов (ЭГП), которые обусловлены внешними силами Земли, действующими неодинаково в различных физико-географических условиях под влиянием, главным образом, климатических факторов и гравитационных сил. Среди явлений экзогенной природы выделяют техногенные процессы, вызванные непосредственно деятельностью человека.

Космический мониторинг ЭГП объединяет следующие основные этапы исследований: 1) региональный инженерно-геологический анализ территории по данным дистанционного зондирования Земли из космоса; 2) проведение полевых, в том числе аэровизуальных маршрутных и режимных наблюдений за развитием процессов; 3) прогнозирование ЭГП путём комплексирования дистанционных и наземных инженерно-геологических методов. Изучение ЭГП позволяет получить сведения об условиях развития, видовом составе и интенсивности проявления ЭГП, выполнить их картографирование на геолого-геоморфологической основе, а также оценить степень воздействия ЭГП на динамику геологической среды. Спутниковые технологии обеспечивают инженерно-геологические исследования количественными параметрами, способствуют сокращению сети наземных маршрутов, составлению общих и специальных карт ЭГП камеральным способом. Для

получения наиболее полной и достоверной информации об ЭГП, особенно на стадии изысканий территорий в связи с размещением ответственных сооружений (промкомплексов, АЭС и др.), целесообразно комплексирование методов дистанционного зондирования с традиционными геолого-гидрогеологическими и инженерно-геологическими исследованиями.

При организации и ведении мониторинга ЭГП на территории Беларуси информативны КС, полученные с ресурсных спутников сканирующими системами в видимом и ближнем инфракрасном спектральных диапазонах. В пределах геодинамических полигонов выполняется прицельная космосъёмка сканерами высокого разрешения. Данные космического зондирования визуализируются в масштабах 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:50 000 и крупнее. Такой масштабный ряд КС обеспечивает изучение ЭГП на региональном, локальном и детальном уровнях их пространственной организации и развития. Региональные и локальные КС позволяют оценить роль морфолитогенного фактора и новейшей тектоники в дифференциации форм проявления ЭГП. Морфологические характеристики ЭГП изучаются на полигонных участках по КС детального уровня оптической генерализации.

В технологической схеме ведения космического мониторинга ЭГП ведущее место занимают следующие методические приёмы: 1) геоиндикационное дешифрирование КС; 2) аэровизуальные наблюдения форм проявления ЭГП; 3) полевые инженерно-геологические исследования в пределах геодинамических полигонов.

Геоиндикационное дешифрирование КС имеет первостепенное значение в региональном изучении условий развития и форм проявления ЭГП. По КС устанавливаются связи современного рельефа и покровных отложений с характером процессов. Фоторисунок космоизображения является показателем особенностей морфоскульптуры, литолого-генетических комплексов четвертичных образований, залегания уровней грунтовых вод и других параметров геологической среды, определяющих формирование и динамику ЭГП. Дешифрирование КС выполняется совместно с материалами геолого-гидрогеологических и инженерно-геологических съёмок масштаба 1:200 000 – 1:50 000, которые характеризуют условия, интенсивность проявления и активность развития ЭГП. Изучаются также среднемасштабные картографические модели геолого-геоморфологического, инженерно-геологического и ландшафтного содержания.

Важную роль в изучении и картографировании ЭГП играют аэровизуальные наблюдения с борта вертолета. Маршруты прокладываются по долинам рек и через водораздельные пространства, их направление и количество определяется инженерно-геологическими условиями территории и особенностью локализации ЭГП. Аэровизуальная съёмка выполняется с высот 100 – 150 м, что позволяет выяснить как общие закономерности развития ЭГП, их связь с определенными типами и формами рельефа, так и видовой состав процессов, степень пораженности ими отдельных районов. Внеаэродромные посадки обеспечивают проверку дешифровочных признаков проявлений ЭГП, уточнение или получение новых данных о морфологии рельефа, литофациальном составе покровных отложений, залегании уровней грунтовых вод и др.

Полевые инженерно-геологические исследования осуществляются на геодинамических полигонах, расположенных в наиболее характерных районах развития ЭГП. При выполнении наземных маршрутов изучаются формы и элементы современного рельефа, характер приуроченности определенных групп ЭГП к литолого-генетическим типам покровных отложений, соотношение физических свойств горных пород с особенностями рельефа, а

также проявления техногенных процессов, их влияние на геологическую среду.

Морфолитогенный подход к дешифрированию проявлений ЭГП предусматривает изучение по КС закономерностей пространственной организации рельефа земной поверхности и литолого-генетических комплексов покровных отложений квартера как главных индикаторов экзодинамики геологической среды. В предлагаемой методике уделяется большое внимание прежде всего геоморфологическим признакам развития ЭГП, которые формируют основной рисунок космоизображения.

Специфика дешифрирования морфогенетических особенностей рельефа определяется, главным образом, региональными чертами геоморфологического строения исследуемой территории. Рельеф Белорусского Поозерья позднеплейстоценового возраста характеризуется мелкоконтурностью и контрастностью космоизображения, вызванной скульптурностью форм, четкими геоморфологическими границами, физиономичностью морфолитосистем. Это предопределяет высокую достоверность распознавания геоморфологических объектов и форм проявления ЭГП на КС. Территория Белорусского Полесья отличается более древним среднеплейстоценовым рельефом. Этой зоне свойственно преобладание плоских, морфологически слабо выраженных поверхностей с размытыми границами генетических типов, что способствует неоднозначной интерпретации дешифрируемых контуров. В Полесье преимущественно распространен рельеф аквальной группы: озерно-аллювиальный, аллювиальный и водно-ледниковый, а в пределах Мозырской гряды - конечноморенный рельеф.

Сопоставление дешифровочных признаков геоиндикаторов двух рассматриваемых регионов позволяет выработать единые дешифровочные критерии для морфосистем разного таксономического ранга с учетом степени преобразованности и физиономичности рельефа. Распознавание геоморфологических особенностей на КС регионального и локального уровней оптической генерализации осуществляется в основном в ранге генетического типа и для объектов со значительной физиономичностью - на уровне мезоформ рельефа. Благодаря КС с высокой разрешающей способностью фотоизображения возможно изучение мезо-, микро- и наноформ земной поверхности.

Ледниково-аккумулятивный рельеф, представленный краевыми образованиями (конечными моренами) и моренными равнинами, широко распространен в северной и центральной частях Беларуси. В области поозерского оледенения конечноморенные гряды имеют ячеистый рисунок за счет преобладания грядового-холмистых мезоформ, а также систем озерных котловин. Границы таких морфосистем четкие, разделяющие контрастные по тону и рисунку участки космоизображения. Конечные морены на КС отличаются светло-серым зернистым изображением в пределах лесных массивов. К югу от границы поозерского оледенения контуры конечноморенных образований имеют неясные очертания, пятнистый светло-серый рисунок с полигональными формами, обусловленный распаханностью территории. Нередко конечные морены подчеркиваются дендритовидным фоторисунком, характеризующим формы линейной эрозии.

Моренным равнинам свойствен неравномерный пятнистый рисунок светло-серого и серого тона. Вследствие высокой распаханности пологоволнистого рельефа, пятнистость космоизображения нарушается четким полигональным рисунком. Отдельные участки равнин, покрытые широколиственно-еловыми и сосновыми лесами, имеют на КС темновато-серый фототон со слабо выраженным крапом.

Водно-ледниковые равнины различаются по пятнистому рисунку изображения,

образованному четко ограниченными темно-серыми контурами, различные по формам и размерам. Широко развитые в пределах данного типа рельефа сосновые и мелколиственные леса создают крапчатый внутриконтурный фоторисунок. Распаханные участки равнин (в основном в центральной части и на юге Беларуси) имеют светло-серый фототон. Нередко пологоволнистые водно-ледниковые равнины осложнены ложбинообразными понижениями, различающимися на КС серыми и темно-серыми пятнами вытянутых очертаний. Среди форм водно-ледникового генезиса уверенно дешифрируются камовые массивы, фиксирующиеся на КС по изометрическим аномалиям темно-серого фототона.

В области поозерского оледенения широко распространены плоские озерно-ледниковые равнины, занятые мелколиственными, реже сосновыми лесами. Они прослеживаются на КС по пятнистому слабовыраженному фоторисунку темновато-серого тона. Отмечаются темные пятна изометричной формы в плане со смазанным внутриконтурным рисунком, индицирующие котловины остаточных озер. Мелкая пятнистость светло-серого тона свойственна пологоволнистым участкам равнин, которые в основном распаханы. Важным индикатором данного типа рельефа являются системы озер, отчетливо заметные на КС различных уровней генерализации.

Наиболее уверенно дешифрируются речные долины. Руслу рек высоких порядков (рр. Западная Двина, Днепр, Припять и др.) выделяются на КС нитевидными извилистыми линиями темного или аномально светлого тона. Темный фототон имеют полноводные русла, особенно в половодье. Речные террасы дешифрируются лишь в тех случаях, если их минимальная ширина превышает разрешающую способность космоизображения. Иногда разновозрастные террасы Западной Двины, Днепра и других крупных рек выделяются как единый комплекс. Для ярко выраженных пойм (рр. Припять, Днепр) характерен струйчатый веерообразный либо извилистый полосчатый рисунок темно-светлого (низкие поймы) и серого (высокие поймы) фототона, достаточно хорошо выраженный на разномасштабных КС.

Аллювиальные и аллювиально-озерные равнины, занимающие значительные площади, обычно не только отчетливо оконтуриваются, но и могут быть классифицированы в возрастном отношении. Примером могут служить обширные надпойменные террасы Припяти. Наиболее древняя из них среднепоозерского возраста характеризуется темно-серым тоном космоизображения и гомогенным рисунком с редким крапом (в пределах заболоченных низин). Фототон террас позднепоозерского времени более светлый. Нередко структуру рисунка космоизображения аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин нарушают полигональные формы, которые индицируют развитую сеть мелиоративных каналов, торфоразработки и т.п.

Озерные котловины распознаются по характерным очертаниям в плане и по темному фототону. Низкие террасы прослеживаются в виде узкой полосы темно-серого тона. Более светлый тон типичен для высоких уровней озерных террас. Внутриконтурный рисунок последних гомогенный, либо с расплывчатым крапом. В местах проведения осушительных мелиораций озерные террасы индицируются по характерному полигональному рисунку.

Дешифрирование заболоченных низин и котловин обычно не вызывает затруднений. Подобные образования заметны на КС по хорошо выраженному пятнистому рисунку изометричной, иногда несколько вытянутой формы в плане. Внутриконтурный рисунок космоизображения - однородный для низинных и крапчатый смазанный - в пределах верховых болот. Фототон этих форм изменяется от серого до темно-серого, причем более темный тон индицирует болота низинного типа. Заболоченные территории, подверженные

осушительной мелиорации, выделяются по полигональным формам, образованным торфоразработками и системами каналов. На КС распознаются ложбины стока и долины прорыва талых ледниковых вод. Эти формы дешифрируются по плановым очертаниям, темно-серому тону и гомогенному, либо неясно-крапчатому рисунку фотоизображения. Подобные признаки свойственны также староречьям в долине Припяти.

Рельеф эолового генезиса уверенно выделяется на КС масштаба 1:200 000 и крупнее по характерным формам - грядам, буграм и их скоплениям, создающим специфический полосчатый, иногда мелкосетчатый рисунок. Для этих форм типичен очень светлый (перевеваемые пески) либо светло-серый (закрепленные пески) фототон. Межгрядовые понижения обычно отличаются темно-серым тоном космоизображения.

Достоверность дешифрирования морфогенетических особенностей рельефа повышается при изучении поверхностей, созданных деятельностью рек и озер, аккумуляцией в приледниковых бассейнах, а также преобразованных современными процессами (заболачиванием, ветровой эрозией и интенсивным овражно-балочным расчленением). Уверенно диагностируются на КС краевые ледниковые образования, особенно в области поозерского оледенения. При дешифрировании рельефа, созданного ледниковой аккумуляцией и водно-ледниковыми потоками, следует использовать вспомогательный картографический геолого-геоморфологический материал.

Особое место в морфолитогенном подходе к изучению условий развития ЭГП занимает дешифрирование четвертичных отложений и глубин залегания уровней грунтовых вод. Подобный анализ основан на выяснении лито- и гидроиндикационных особенностей территории по космоизображению, а также по ландшафтным признакам. Справедливо мнение Ю.М.Обуховского (1990) о том, что степень надежности и однозначность дешифрирования на КС покровных образований зависит от литофациального состава горных пород, физиономичности литоиндикаторов и техногенной освоенности региона.

Литолого-генетические комплексы четвертичных отложений подчеркиваются специфическими рисунками космоизображения. Для аллювиальных толщ типичны полосчато-струйчатые, веерообразные рисунки. Эоловые образования диагностируются полосчатыми и сетчатыми фотоизображениями. Пятнистые фоторисунки, нередко осложненные полигональными формами (пашни), индицируют моренные отложения и т.п. Сменой рисунков космоизображения подчеркиваются изменения литологических особенностей слагающих горных пород. Так, озерно-ледниковые супеси и глины, перекрытые песками мощностью до 1 м, распознаются на КС по однородному либо расплывчатому пятнистому рисунку. На наличие глинистого субстрата указывает более отчетливая пятнистость фотоизображения.

В ряде случаев о генезисе и составе покровных отложений можно судить путем анализа тональных особенностей космоизображения. Так, фототон органогенных образований - от темно-серого до черного. По осветленному серому тону выявляются эоловые пески, а аллювиальные отложения пойм имеют светло-серый фототон. На КС более темным тоном отличаются водонасыщенные горные породы. Гетерогенный тон космоизображения обусловлен высокой литологической изменчивостью четвертичных образований. При постоянном фациальном составе отложений, например, болотного, озерного или водно-ледникового генезиса, фототон отличается своей однородностью.

В качестве геоиндикационных признаков литолого-генетических комплексов на КС выступают как отдельные природные компоненты, так и их сочетания в виде ландшафтов.

Подобный подход к дешифрированию четвертичных отложений высокоинформативен в условиях равнинно-платформенной области, охваченной плейстоценовыми оледенениями. Различные категории рельефа, формирующие основной рисунок космоизображения, служат показателями покровных образований. Приуроченность литолого-генетических комплексов к определенным геоморфологическим уровням отчетлива заметна на КС. Существенную индикационную роль играет также растительный покров. Зависимость типа растительности от состава четвертичных отложений однозначно устанавливается в пределах аллювиальных, водно-ледниковых и озерно-ледниковых образований. К группе гидрографических признаков относятся эрозионная сеть, озера, болота, фиксирующиеся на КС даже высоких уровней генерализации. В частности, для рельефа и отложений водно-ледникового, озерно-аллювиального и озерно-ледникового генезиса характерна значительная плотность озер и болот. Конечноморенные образования индицируются мелкоконтурностью заболоченных участков. Показателями некоторых литологических особенностей служат элементы техногенеза: размещение и контурность сельхозугодий, распределение мелиоративных систем и т.п.

Надежными индикаторами литофациального состава горных пород и залегания уровней грунтовых вод являются экотяжурсы ландшафтов. Лито- и гидроиндикация информативна в пределах водно-ледниковых, моренно-зандровых, аллювиальных террасированных и пойменных природных комплексов с широким развитием гидроморфных почв и естественного растительного покрова. Так, моренно-зандровые ландшафты, занятые черноольховыми таволговыми лесами, являются показателями пологонаклонных зандров, сложенных супесчано-суглинистыми образованиями, а также залегания УГВ на глубине около 2 м. Эти комплексы распознаются на КС по зернистому плотному рисунку темно-серого фототона, осложненному темными угловатыми линиями (мелиоративные каналы). Наиболее точно определяются мощные (3 – 5 м и более) песчаные горизонты, оторфованные грунты, торф мощностью 1 – 2 м и более. Менее уверенно устанавливаются супесчано-суглинистые отложения. Глубина залегания грунтовых вод индицируется в пределах 0 – 0,5; 0,5 - 1; 1 – 3; 3 – 5 и более 5м (Обуховский, 1990).

Геоиндикационное дешифрирование структуры рельефа современной поверхности, литолого-генетических комплексов четвертичных отложений и залегания уровней грунтовых вод является методической основой для изучения пространственной организации и форм проявления ЭГП. Среди большой группы ЭГП наиболее отчетливое выражение на КС имеют процессы водной эрозии, заболачивания, дефляции, суффозии и карстообразования. Водно-эрозионные процессы широко развиты в долинах рек и чаще всего представлены глубинным врезом водотоков, боковой эрозией и перераспределением руслового аллювия. На КС достаточно отчетливо дешифрируется линейная эрозия, тяготеющая к моренным возвышенностям, сложенным в верхней части разреза лессовыми отложениями. По дугообразному рисунку космоизображения фиксируются ложбины временных водотоков, где активируются делювиально-пролювиальные процессы, связанные с накоплением слабосортированного делювия, ритмично-слоистых осадков в днищах долин.

Не вызывают затруднений диагностика по КС процессов заболачивания и эолообразования. Заболоченные низины и котловины тяготеют к долинам рек, озёрно-аллювиальным равнинам, пониженным участкам рельефа иного генезиса. Важнейшими дешифровочными признаками процессов заболачивания являются геоботанические индикаторы, а также различные виды техногенного воздействия, связанные с осушительной

мелиорацией земель и разработкой месторождений торфа. Эоловые процессы различаются на КС в особенностях распределения песчаных грядово-бугристых форм рельефа, а также участков перевевания песков на незакреплённых растительностью склонах.

Проявления древнего термокарста и суффозионных процессов выражается на КС в виде просадочно-западных форм рельефа. Они представляют собой изометричные в плане понижения диаметром от 10 – 30 до 100 – 150 м и глубиной до нескольких метров. В крупных западинах активизируются процессы заболачивания и формируется кочкарный нанорельеф. Термокарстовые и суффозионные формы имеют на КС тёмно-серый фототон, а при высокой плотности подобных западин в пределах моренных и водно-ледниковых морфолитосистем рисунок космоизображения приобретает приобретает мелкопятнистую структуру.

Степень достоверности дешифрируемости ЭГП на КС повышается в том случае, если проявления процессов находят отражение в современном рельефе и покровных отложениях. При этом разрешающая способность космоизображения должна быть достаточной для обнаружения таких морфолитосистем, выраженных на земной поверхности. Изучение ЭГП целесообразно по КС, полученным в разные периоды космических съёмок, что обеспечивает получение пространственно-временных закономерностей экзодинамики геологической среды.

Особое внимание в космическом мониторинге ЭГП уделяется определению количественных показателей интенсивности развития того или иного процесса. В данном случае под интенсивностью понимается количество форм проявления процесса на единицу площади или длины исследуемого участка. Интенсивность ЭГП выражается количественно в виде коэффициента пораженности (K_n) территории конкретным генетическим типом процесса. Выделяются следующие категории интенсивности проявления ЭГП: 1) очень сильная (K_n более 0,5); 2) сильная ($K_n=0,25-0,5$); 3) средняя ($K_n=0,1-0,25$) и 4) слабая интенсивность процесса ($K_n=0,0-0,1$). При вычислении K_n учитываются все формы отражения в рельефе и покровных отложениях ЭГП независимо от возраста - как древние, так и современные, в том числе активные. Общая оценка интенсивности развития нескольких ЭГП на отдельно взятом участке определяется по ведущему процессу, который отличается наибольшим K_n с учетом также других явлений меньшей интенсивности.

Региональная экзодинамика геологической среды

Региональные особенности развития ЭГП устанавливаются на основе комплексной интерпретации данных геоиндикационного дешифрирования КС, аэровизуальных наблюдений и наземных инженерно-геологических исследований. В результате геолого-геоморфологических построений, оценки степени пораженности и видового состава ЭГП выполнено районирование территории Беларуси по условиям развития и интенсивности проявления процессов. Морфогенетические различия в рельефе земной поверхности позволили выделить в данном регионе четыре инженерно-геологические области, отличающиеся преимущественным развитием: А - грядово-холмистых конечных морен с прилегающими моренными равнинами; Б - пологоволнистых водно-ледниковых равнин; В - плоских озерно-ледниковых равнин; Г - плоских озерно-аллювиальных и аллювиальных низин. В пределах областей по преобладанию определенных стратиграфо-генетических

комплексов покровных отложений обособлены районы, характеризующиеся литологической однородностью, сходными условиями образования, идентичными или близкими показателями физико-механических и водных свойств горных пород. В зависимости от интенсивности проявления ЭГП в районах выделены участки, которые служат основной таксономической единицей районирования. Для каждого из участков дана категория пораженности ЭГП.

Региональные закономерности пространственной дифференциации ЭГП и интенсивность их проявления на территории Беларуси устанавливаются в пределах инженерно-геологических областей.

Область грядово-холмистых конечных морен с прилегающими моренными равнинами охватывает возвышенности Белорусской гряды, значительно преобразованные эрозионно-денудационными процессами, и платообразные моренные равнины. Особенностью этой территории является наличие хорошо выработанных долин Днепра, Березины, Немана и других рек.

В пределах рассматриваемой области наиболее подвержены ЭГП конечноморенные холмы и гряды. Здесь K_n составляет 0,5. Овражно-балочная сеть и процессы плоскостного смыва широко развиты в пределах Новогрудской возвышенности, особенно в ее восточной части, перекрытой лессовидными супесями и суглинками, а также на склонах Копыльской гряды. По данным структурно-геоморфологических исследований и повторного нивелирования фиксируется подъем этой территории со скоростью 0,5 мм в год. Повидимому, восходящие неотектонические движения способствуют увеличению базиса эрозии рельефа и как следствие – усиливают активизацию водно-эрозионных процессов. Волковыская, Слонимская, Минская и Оршанская возвышенности являются районами среднего и слабого развития водной эрозии. Заметная пораженность ($K_n=0,25 - 0,5$) овражно-балочными явлениями отмечается по долинам рек Немана (на участке пересечения рекой Гродненской возвышенности), Днепра, Сожа и их притоков, а также небольших рек - Гайна, Усяжа и др. В речных долинах вдоль русел, уступов надпойменных террас и коренных берегов повсеместно развивается боковая эрозия с K_n до 0,5.

Высокой активностью проявления ЭГП отличается Оршанско-Могилевская платообразная равнина с относительно мощным покровом лессовидных образований. Эта территория сильно подвержена плоскостному смыву ($K_n=0,4 - 0,5$) и овражно-балочными явлениями ($K_n=0,25 - 0,4$). Здесь также выявлены суффозионно-просадочные процессы с K_n равным 0,25. В данном случае на площади 1 км² приходится порядка 50 – 70 западин. В пределах равнины на участках близкого к земной поверхности залегания меловых отложений развивается карст.

Карстовые процессы дешифрируются на КС в юго-восточной части Оршано-Могилевской равнины. На этой территории структуру морфолитосистем формируют карстующиеся мергельно-меловые породы, перекрытые маломощным (до 15-25 м) чехлом песчано-глинистых отложений палеоген-неогенового и четвертичного возраста. На земной поверхности карстовые формы выражены в виде западин, имеющих диаметр, например, в районе г. Кричева – 30-70 м, в Славгородском районе – 40-50 м (до 200 м). Глубина подобных понижений изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3 – 4 м.

Практическое значение приобретают изучение проявлений карстовых процессов в пределах месторождений мергельно-меловых пород, используемых для производства цемента и извести. В результате дешифрирования КС и проведения буровых работ выявлены закономерности в развитии карстовых форм в районе Коммунарского месторождения

мергельных пород, расположенного в 3,5 км северо-восточнее г. Костюковичи. Полезное ископаемое представлено здесь мергелем в отложениях туронского и коньякского ярусов верхнего мела. Форма залежи в основном пластовая с горизонтальным залеганием слоёв. Мощность вскрышных пород – от 2,5 до 25 м. Месторождение разрабатывается Белорусским цементным заводом (Костюковичи).

На рассматриваемой территории по КС фиксируются карстовые формы рельефа в виде понижений диаметром 10-15 м и глубиной до 3,5 м. Скопления западин приурочены к площадям неглубокого (до 6-8 м) залегания верхнемеловых отложений. Причём, количество западинных форм увеличивается на участках, где распределены более песчаные разности вскрышных пород. С увеличением глубины залегания карстующихся мергельно-меловых отложений плотность западин заметно уменьшается. В пределах западинного рельефа преобладают урочища закустаренных осоковых лугов на дерново-глееватых суглинистых почвах. Установленные на Коммунарском месторождении мергельных пород закономерности в распределении карстовых форм необходимо учитывать при подсчёте запасов полезного ископаемого и оценке горнотехнических условий его добычи.

Область пологоволнистых водно-ледниковых равнин, объединяющая Центрально-Березинскую, Чечерскую, Прибугскую, Мозырскую и другие низины, образует переходную зону между Белорусской грядой и Полесьем. Равнины сложены в основном флювиогляциальными песками и песчано-гравийными породами. Плакорный характер равнинных территорий на отдельных участках нарушается конечноморенными образованиями и дюнно-бугристыми формами рельефа. Среди крупных краевых ледниковых комплексов выделяется Мозырская возвышенность.

В целом рассматриваемая область слабо подвержена ЭГП, за исключением районов развития лессовых отложений и озерно-аллювиальных толщ. Особо следует отметить высокую пораженность территории овражно-балочными явлениями в пределах Мозырской возвышенности, где плотность оврагов составляет 20 – 30 единиц на 1 км². Отдельные овражно-балочные системы имеют длину 2 – 3 км и глубину до нескольких десятков метров. Около 40 % оврагов отличаются заметной активностью проявления водной эрозии.

Для районов развития флювиогляциальных отложений характерен сильный плоскостной смыл с K_n до 0,5, а на небольших по площади озерно-аллювиальных массивах проявляются процессы заболачивания ($K_n=0,25 - 0,4$). На юге области довольно отчетливо выражены в рельефе древние термокарстовые западины, отмечаются очаги равевания эоловых форм. В долинах рек Березины, Днепра и их притоков наблюдается активная боковая эрозия ($K_n=0,3 - 0,6$), на склонах речных террас выделяются участки развития овражно-балочной сети ($K_n=0,1 - 0,5$).

Область плоских озерно-ледниковых равнин располагается в северной части Беларуси. Она включает Полоцкую, Дисненскую, Суражскую и Лучесинскую низины, образование которых связано с аккумулятивной и абразионной деятельностью приледниковых озер. Плоская, местами волнистая поверхность озерно-ледниковых низин осложнена дюнами, моренными останцами, камами, реже озами, большие площади заболочены. На этой территории имеется значительное количество остаточных озер, староречий и сквозных долин. На склонах озерных котловин отмечаются абразионные уступы. Характерным для озерно-ледникового рельефа является наличие нескольких террасовых уровней. Низины сложены ленточными глинами и алевритами, перекрытыми на отдельных участках флювиогляциальными песками и супесями.

Данная область отличается средней интенсивностью ($K_n=0,1 - 0,2$) проявления процессов заболачивания озерно-ледниковых низин и ветровой эрозии, образующей эоловые формы рельефа. В пределах распространения моренных образований отмечается плоскостной смыв горных пород. На участках, примыкающим к долинам Западной Двины, Дриссы и их притокам, заметно усиление овражной эрозии ($K_n=0,2 - 0,7$), а также наблюдаются на склонах оползни вблизи гг. Верхнедвинска и Суража. Слабая пораженность территории ЭГП и наличие участков, где процессы не зафиксированы, относится к районам развития флювиогляциальных отложений.

Область плоских озерно-аллювиальных и аллювиальных низин занимает в основном пониженную часть Белорусского Полесья. В виде отдельных массивов и останцов здесь возвышаются участки моренных и водно-ледниковых равнин. Поверхность озерно-аллювиальных низин преимущественно плоская, участками слабо вогнутая, а в местах развития ветровой эрозии приобретает мелкогрядово-бугристый характер. Широкие, слабо выраженные долины, заторфованные ложбинные понижения, крупные остаточные озера и болотные массивы - отличительная особенность озерно-аллювиального рельефа.

Аллювиальные низины представлены террасами Припяти, Днепра и их притоков. При этом доминирующую роль играет долина Припяти с довольно широкой (до 18 км) поймой, развитыми первой и второй надпойменными террасами, ширина которых изменяется от первых сотен метров до 18 км. Поверхность речных террас осложнена обширными заболоченными массивами, грядово-бугристыми формами и суффозионно-просадочными западинами.

В пределах области наибольшее развитие получили процессы заболачивания, пораженность которыми на значительной площади озерно-аллювиальных низин сильная и очень сильная (K_n соответственно 0,25 – 0,5 и более 0,5). Активное проявление этих процессов отмечается повсеместно в условиях поймы и на первой надпойменной террасе Припяти южнее гг. Давид-Городка и Турова, где K_n территории достигает 0,44. К югу от г. Брагина в пределах террас Днепра и Припяти фиксируется развевание эоловых отложений, а также интенсивное развитие суффозионно-просадочных явлений с K_n равным 0,8. На отдельных участках Гомельской области установлены признаки ветровой эрозии осушенных торфяников ($K_n=0,5$).

На всем протяжении русла Припяти отмечается боковая эрозия ($K_n=0,4 - 0,5$), которая активно проявляется в весеннее половодье с выносом большого количества песчаного аллювия в области прирусловой и центральной пойм. На динамику русловой эрозии Припяти значительное влияние оказывает движение речного транспорта. В результате прибойной волны происходит разрушение береговой линии. Техногенный фактор накладывается на ход развития естественной эрозии берегов и тем самым усиливает этот процесс. Кроме того, на отдельных участках коренного берега Припяти фиксируются оползни.

На КС весеннего (апрель) период а съёмки в спектральном диапазоне 0,7 – 1,0 мкм отражаются особенности развития ЭГП в междуречьи рек Ствиги и Уборти. Уверенно дешифрируются эрозионные формы рельефа и участки плоскостного смыва горных пород. Заполненные водой протяженные ложбины стока, балки, овраги, насыщенные влагой мелкие рытвины и промоины четко фиксируются на КС в виде линейных, перистых и дендритовидных элементов фоторисунка. Их количество и величина свидетельствуют об интенсивности водно-эрозионных процессов, протекающих на этой территории.

Геоиндикационный анализ эрозионной сети и увлажненных микropонижений

позволяет выделить следующие ареалы развития эрозионных процессов в описываемом междуречье. Интенсивная линейная эрозия имеет место в верховье р. Уборти в пределах моренно-зандровых равнин. Относительно высокая крутизна склонов (до 15°) и хозяйственное освоение земель способствовали развитию здесь протяженных и глубоких эрозионных форм. На КС детального уровня генерализации отражается густая сеть мелких рытвин и промоин, которые, возможно, перейдут в стадию активно растущих оврагов. Этот район требует незамедлительных противоэрозионных мероприятий.

В междуречьи рек Ствиги и Уборти процессы линейно-плоскостной эрозии дешифрируются в пределах террас высоких гипсометрических уровней. На крутых склонах надпойменных террас развивается густая сеть эрозионных рытвин и борозд, которые, местами соединяясь, переходят в участки плоскостного смыва. Подножия таких склонов обычно заболочены и распознаются на КС по темно-серому фототону. Ареал развития слабой линейной эрозии характеризуется незначительными уклонами (до 2°) поверхности и редкой дендритовидной эрозионной системой. Характерная особенность этого участка - густая сеть сильно увлажнённых микротрещин земной поверхности различной ориентировки, имеющих тесную связь с линейными элементами более высокого порядка, которые могут быть подвержены последующими эрозионными процессами.

Изучение тональных особенностей рисунка космфотоизображения позволяет оконтурить на территории описываемого междуречья зоны сильной, нормальной и слабой увлажненности, приуроченные к различным гипсометрическим уровням современного рельефа долины Припяти и прилегающих водораздельных пространств. Первая зона, шириной от 5 до 15 км, примыкает к залитой водой пойме рек Припяти и Ствиги и характеризуется темным и плотным фототонном. Вторая, в виде узкой и светлой полосы простирается по левому берегу р. Уборти и окаймляет первую зону. Остальная территория с ареалами земель, наиболее подверженных размыву, относится к зоне слабой увлажнённости.

Следует отметить, что во всех рассматриваемых инженерно-геологических областях интенсивность проявления ЭГП усиливается в зонах активных неотектонических структур. Вдоль линий тектонических нарушений (разломов, зон трещиноватости), в пределах кольцевых и блоковых структур, испытывающих дифференцированные движения в позднечетвертичное время, отмечается заметная активность процессов заболачивания, золообразования, водной эрозии, в том числе вызванных техногенными факторами (гидромелиоративным, горнопромышленным и др.).

Таким образом, региональное изучение ЭГП по материалам космических съемок, данных аэровизуальных наблюдений и наземных инженерно-геологических исследований позволяет получить оперативную информацию об морфолитогенных особенностях пространственной дифференциации ЭГП, их видовом составе, а также оценить степень пораженности процессами геологической среды. В ходе космического мониторинга ЭГП устанавливаются как региональные закономерности экзодинамики, так и морфологические характеристики отражения процессов в современном рельефе и покровных отложениях на локальном и детальном уровнях их организации. Спутниковая информация является объективной методологической основой инженерно-геологического районирования территории по условиям развития и интенсивности проявления ЭГП.

Космический мониторинг процессов техногенеза и эколого-геологическое картографирование

При организации мероприятий по рациональному недропользованию и охране геологической среды первостепенное значение приобретает использование спутниковых технологий в мониторинге техногенных процессов. При этом геоиндикационное дешифрирование КС базируются на пространственно-временном подходе к изучению и картографированию трансформаций геологической среды в условиях техногенеза на основе всестороннего использования разновременной и многоуровневой космической информации. Такой подход предполагает: 1) анализ КС, полученных при дистанционном зондировании в различных спектральных диапазонах; 2) исследование разновременных, особенно разносезонных снимков одного года съемки; 3) изучение разногодичных изображений с интервалом 5–7 лет, выполненных для одного сезона при одинаковых технических параметрах. По данным дешифрирования КС составляются карты динамики техногенных процессов, служащие базовыми для создания эколого-геологических моделей, комплексных схем рекомендуемых природоохранных мероприятий.

Дешифрируемые техногенные процессы различаются по характеру участия в них человека, ареалу распространения, степени воздействия на геологическую среду и особенностям отражения на КС. Выделяются две группы процессов, вызванные хозяйственной деятельностью: эутехногенные и семитехногенные. Явления первой группы от начала и до конца управляются и направляются человеком (сооружение шахт, дамб, выемка грунта и т. п.). В группе семитехногенных процессов элементы техногенеза создают лишь исходную ситуацию, а дальнейшее их развитие протекает под влиянием естественных факторов. Например, процессы заболачивания в зоне водохранилища. Наиболее информативны методы космического зондирования при изучении семитехногенных процессов, развивающихся по подобию природных явлений.

В зависимости от пространственного соотношения очага нарушений с геологической средой определены сферы непосредственного и опосредованного влияния техногенных процессов. Непосредственное воздействие наблюдается в том случае, если экологический фон не имеет каких-либо искусственных границ (сооружений) между собой и источником процесса. При опосредованном влиянии такие рубежи существуют.

Воздействие техногенеза на геологическую среду проявляется неодинаково. Слабое влияние ограничивается трансформацией почвенно-растительного покрова. В этом случае внутриландшафтные взаимосвязи существенно не нарушаются. Активная хозяйственная деятельность связана со значительными изменениями геолого-геоморфологической основы

природного комплекса, приводящими к перестройке всей его структуры. Разная степень оптической генерализации КС обеспечивает плавность перехода от изучения техногенных трансформаций в отдельных очагах до картографирования подобных нарушений в пределах целых регионов.

Космическими методами устанавливаются три категории техногенных воздействий на геологическую среду, различающихся по особенностям отражения на КС. Первая включает процессы синхронные со съемкой: подтопление территории вблизи дамб и т. п. Техногенные формы, образовавшиеся в течение предшествующих съемке сроков – карьеры, водохранилища и другие, объекты, относятся ко второй категории. Для третьей, типичны древние трансформации геологической среды, сформировавшиеся за длительный период времени, например, массивы оврагов в пределах Новогрудской возвышенности, появившиеся в результате нерационального землепользования на протяжении последних столетий.

Оценивая эколого-геодинамическую информативность методов дистанционного зондирования, следует подчеркнуть, что дешифровочные признаки воздействия техногенеза на глубоко залегающие горные породы и подземные воды практически отсутствуют. КС дают ценные сведения, главным образом, о техногенном загрязнении и нарушении таких компонентов геологической среды, как рельеф, покровные отложения и грунтовые воды. К настоящему времени накоплен определённый опыт изучения на основе КС проявлений техногенных землетрясений в пределах разрабатываемых шахтным способом месторождений полезных ископаемых. При этом эпицентры подобных сейсмособытий тяготеют к системам активных разломов, прослеживаемых на КС в виде линеаментов.

Высокой информативностью отличаются космические методы при оценке состояния геологической среды в районах искусственных водоёмов. Техногенные процессы вблизи Солигорского водохранилища (Минская область) дешифрируются на разновременных КС, полученных в видимом и инфракрасном спектральных диапазонах. Подобный подход позволяет выявить пространственно-временные закономерности эволюции морфолитосистем под влиянием водоема.

Солигорское водохранилище создано в 1967 г. и является источником производственного водоснабжения РУП "Беларуськалий". Искусственный водоем имеет длину 24 км, ширину около 1,5 км и при нормальном подпорном уровне площадь водного зеркала составляет около 23,1 км². Следует отметить, что разработка калийных горизонтов в пределах 1 и 3 шахтных полей Старобинского месторождения на глубинах порядка 500 — 900 м под зоной водохранилища и прилегающей к нему территории привело к активизации семитехногенных процессов. Среди широкой группы подобных явлений высокой мобильностью отличается вторичное заболачивание морфолитосистем над подземными участками ведения горных работ. В данном случае естественное подтопление прибрежной зоны водоёма усиливается оседанием земной поверхности в пределах мульд сдвижения горных пород. Такие деформации, вызванные шахтными выработками в калиеносной толще, прослеживаются вплоть до верхних горизонтов платформенного чехла.

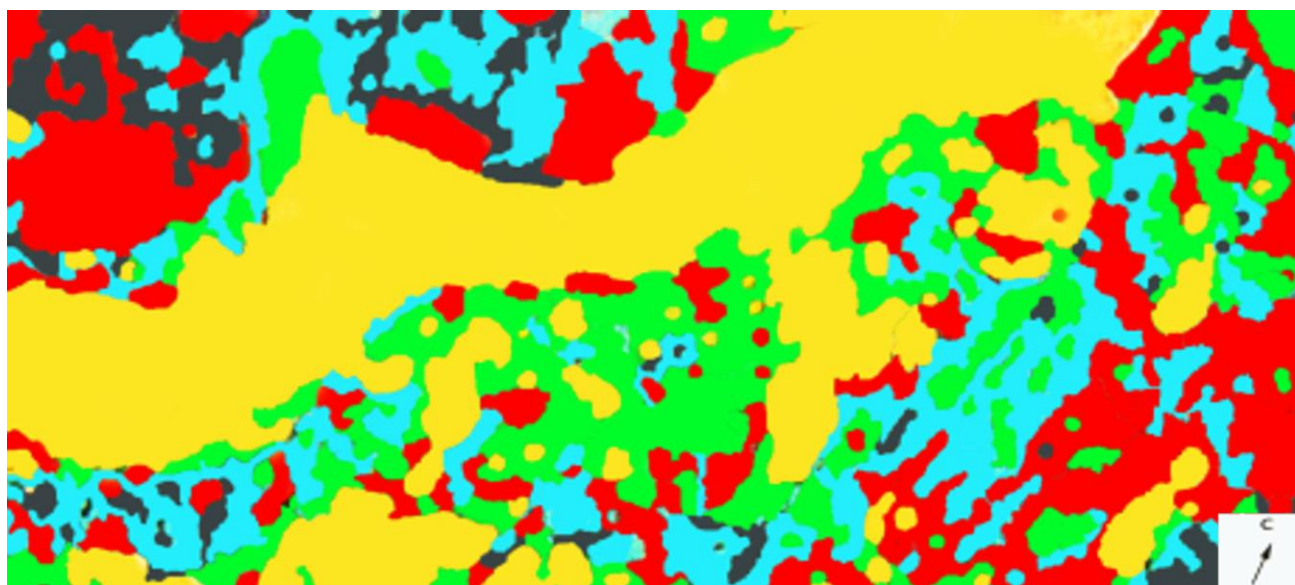
В области непосредственного влияния Солигорского водохранилища на прибрежные морфолитосистемы отчетливо выделяется площадь водоема, дешифрирующаяся по темно-серому, почти черному тону космоизображения. В прибрежной полосе отмечаются луговозлаковые сообщества, произрастающие на тонко- и мелкозернистых частично наносных песках. Уровень грунтовых вод залегает здесь на глубине около 0,2–0,3 м. Подобные морфолитосистемы различаются на КС в виде узких светлых полос однородного рисунка

МОНИТОРИНГ ПРОЦЕССОВ ТЕХНОГЕНЕЗА

Техногенное заболачивание морфолитосистем прослеживается в прибрежной зоне Солигорского водохранилища. Усиление процессов болотообразования отмечается в пределах участков земной поверхности над шахтными выработками калийных солей



В результате компьютерной обработки космического снимка устанавливаются заболоченные морфолитосистемы, испытывающие подтопление в прибрежной полосе искусственного водоёма. Процессы техногенного заболачивания отчётливо фиксируются в понижениях современного рельефа, образовавшихся над отработанным геологическим пространством



ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ МОРФОЛИТОСИСТЕМ
ИСКУССТВЕННЫХ ВОДОЁМОВ

Пространственные особенности структуры Осиповичского водохранилища являются индикатором изменений литофациального состава аллювиальной толщи. Чередование узких углубленных и широких мелководных зон водоёма указывает на дифференциацию донных осадков по фракциям от песчаной до илистой



Космолитофациальная модель Осиповичского водохранилища



1 — песок, 2 — заилённый песок, 3 — илстые отложения

фотоизображения. Процессы техногенного заболачивания отчетливо обнаруживаются на участках проявления мульд сдвижения горных пород. В данном случае в днищах понижений, образовавшихся над отработанным геологическим пространством, наблюдается усиление процессов болотообразования. В морфолитосистемах формируются осоково-пушицевые и крупноосоковые сообщества, дешифрирующиеся по однородному рисунку и светло-серому тону космоизображения. По данным дистанционного зондирования отчетливо выделяются морфолитосистемы в пределах подтопленной поймы р. Случь. Процессы подтопления и заболачивания обнаруживаются на КС по различному фототону, который изменяется от темно-серого, почти черного до серого. На участке поймы, залитой водой (глубина 0,5–1,5 м), формируются растения с плавающими на поверхности листьями. В условиях низкой поймы, не залитой водой, развиваются разнотравно-осоковые сообщества. Мощность торфа здесь 0,3–1,0 м, уровень грунтовых вод залегает на глубине 0,2–0,5 м. На КС морфолитосистемы низкой поймы различаются по однородному, иногда с мелким крапом (за счет кочкарникового нанорельефа) рисунку и темно-серому фототону.

Космическая информация позволяет выявить в пределах искусственных водоёмов особенности литофациального состава покровных образований квартера. При этом достигается возможность совместно с геохимическими исследованиями установить распределение элементов группы железа в аллювиальных морфолитосистемах. В качестве примера рассмотрим влияние литофациальных различий в донных отложениях на содержание Mn и Ni на примере Осиповичского водохранилища (Минская область). Искусственный водоём создан в долине р. Свислочь в 1953 г. Его длина составляет 24 км, ширина — 0,3–1 км и площадь водного зеркала — 11,87 км². В пределах водохранилища отмечается чередование узких углубленных и широких мелководных зон, а также отчётливая дифференция донных осадков по фракциям – от песчаной до илистой.

Аллювиальные отложения р. Свислочь в верховьях водохранилища вблизи п. Цель представлены песками, образующими стержневую фацию русла. Далее, на четырёхкилометровом отрезке водоёма до п. Лапичи, в донных осадках возрастает роль илистого вещества, песок становится заилённым и выполняет донные отложения на расстоянии двух километров ниже п. Цель. Русло р. Свислочь на рассматриваемом отрезке расширяется до 150 – 200 м, глубины изменяются в пределах 1,5 – 2,5 м. В пределах данного участка происходит смена заилённых песков илами по всей ширине водохранилища. Такое изменение литофациального состава горных пород отмечается на всём протяжении расширенного участка водоёма до п. Лапичи, где происходит сужение русла р. Свислочь до 30 – 45 метров, а в аллювиальной стержневой фации появляется заилённый песок. Подобная закономерность проявляется на двухкилометровом участке водохранилища ниже по течению до д. Озерище. На расстоянии 1,5 км к югу от этого населённого пункта в стержневой фации исчезает заилённый песок, который сменяется илом по всей ширине русла.

Следующий ниже пятикилометровый фрагмент Осиповичского водохранилища, имеющий ширину до 20 – 45 м и глубину порядка 2 – 8 м, сложен песчаными отложениями. Пески замещаются илом по всей протяженности водохранилища от д. Зборск до д. Вязье, при этом ширина водоёма увеличивается до 1 км. Только в стержневой аллювиальной фации на трёхкилометровом отрезке ниже д. Зборск наблюдаются заилённые пески. Песчаные отложения появляются в приплотинной части водоёма в окрестностях д. Вязье. Ниже плотины водохранилища аллювиальная толща сложена песками по всей ширине русла. Морфологические особенности рассматриваемого водоёма дешифрируются на КС, что

позволяет на основе геоиндикационных признаков получить сведения относительно литофациального состава донных осадков.

Распределение Mn и Ni в донных осадках Осиповичского водохранилища подчиняется закономерностям изменения их гранулометрического состава, а также повторяет особенности накопления Fe и органического вещества (рис. 15). В начале водоёма наблюдается резкое увеличение их концентраций по сравнению с верховьями реки: для Mn более чем в 6 раз, а для Ni – в 30 раз. Донные осадки рассматриваемого участка представлены преимущественно заиленными песками и илами. Пятикилометровый участок в центральной части водоёма, сложенный песками, характеризуется снижением содержания Mn и Ni до 80,0 и 2,1 мг/кг соответственно. В средней части и в верховье водохранилища донные отложения сменяются более тонкодисперсными разностями, представленными илами и заиленными песками. Концентрации в них Mn и Ni в них возрастают до 3300 и 110 мг/кг соответственно. За створами плотины в аллювии, представленном песками, содержание Mn падает до 41,0 мг/кг, а Ni — 1,6 мг/кг.

При изучении реакционноспособных форм Ni/Mn в донных отложениях Осиповичского водохранилища отчётливо выделяется участок от п. Цель до п. Лапичи, где увеличивается отношение Ni/Mn. Это свидетельствует об росте геохимической подвижности Ni в условиях

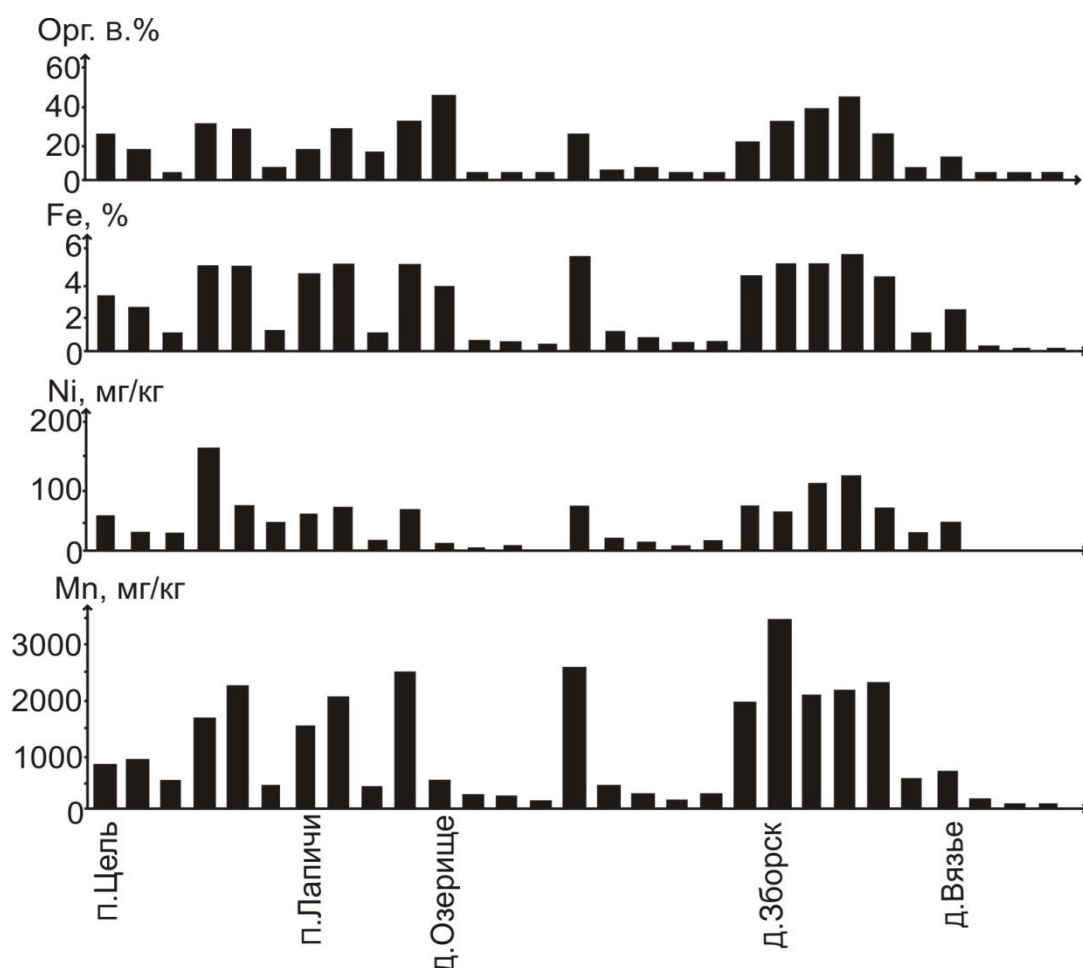


Рис. 15. Диаграммы содержания органического вещества, Fe, Mn и Ni в донных отложениях Осиповичского водохранилища (мг/кг)

аллювиального литогенеза по сравнению с Mn. На основании приведённых выше данных можно сделать выводы о непосредственном воздействии литофациального фактора на геохимию Mn и Ni в донных отложениях рассматриваемого водоёма.

На КС прослеживаются пространственные особенности структуры Осиповичского водохранилища, отчётливо выделяются как узкие, так и широкие участки водоёма, в пределах которых отмечается закономерное изменение литофациального состава аллювиальных толщ и распределение Mn и Ni в донных осадках. Суженные участки водохранилища трассируются в виде линеаментов направлений 45° и 315° . На территории Беларуси с подобной ориентировкой дешифрируемых линейных структур совпадают системы разрывных нарушений платформенного чехла, активизированные на неотектоническом этапе.

Выявленные на основе космической информации пространственно-временные закономерности развития процессов техногенеза отражают на картографических моделях состояния геологической среды. **Эколого-геологическое картографирование** – процесс создания карт экологического содержания по данным дистанционного зондирования, геологосъемочным материалам и другим источникам экогеоинформации (графическим, цифровым, текстовым), характеризующим состояние и тенденции изменения верхней части литосферы. В данном случае достигается возможность получения наглядных высокоинформативных документов, отражающих эколого-геологическую обстановку, и служащих основой для прогноза техногенных процессов, разработки рекомендаций и мероприятий по их предупреждению, ослаблению и ликвидации нежелательных инженерно-геологических и экологических явлений и их последствий.

Применительно к территории Беларуси методические приемы эколого-геологического картографирования будут различными для следующих регионов: 1) с мощной (150–300 м и более) четвертичной толщей; 2) с четвертичным покровом средней мощности (50–150 м); 3) с маломощной (от нескольких до 50 м) четвертичной толщей, залегающей на архей-протерозойском кристаллическом фундаменте, либо на осадочных породах палеоген-неогенового возраста.

Содержание эколого-геологических карт определяется прежде всего масштабом картографирования и объектом экологического анализа. Составление подобных моделей осуществляется на трех масштабных уровнях: региональном (мелкомасштабном), локальном (среднемасштабном) и детальном (крупномасштабном). Региональный уровень предполагает создание карт эколого-геологического содержания масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000 на основе мелкомасштабной тематической геоинформации, в том числе экологической, с использованием данных космического зондирования. Такие модели имеют важное значение для выработки стратегии регионального природопользования в Республике Беларусь. Эколого-геологические карты масштаба 1:200 000 и 1:100 000 относятся к локальному уровню и составляются по среднемасштабным геологосъемочным и экологическим материалам. Модели этого уровня позволяют выявить проблемные с точки зрения экологии ареалы, где целесообразно проводить более крупномасштабное картографирование.

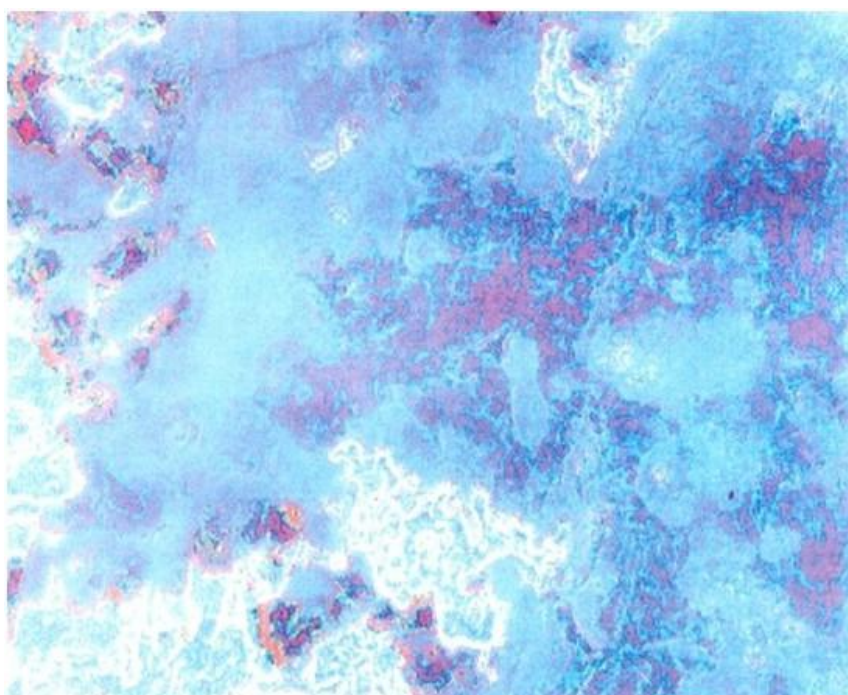
Детальный масштабный уровень объединяет эколого-геологические карты масштаба 1:50 000, 1:25 000 и крупнее. Подобные модели создаются во время специализированных геологосъемочных работ сходного масштаба и на основе материалов ранее проведенных экологических исследований. Карты детального уровня информативны при выделении экологически нарушенных территорий, требующих более углубленного изучения

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Развитие овражно-балочной сети в пределах Новогрудской возвышенности. Активизация процессов оврагообразования вызвана нерациональным землепользованием на протяжении последних столетий

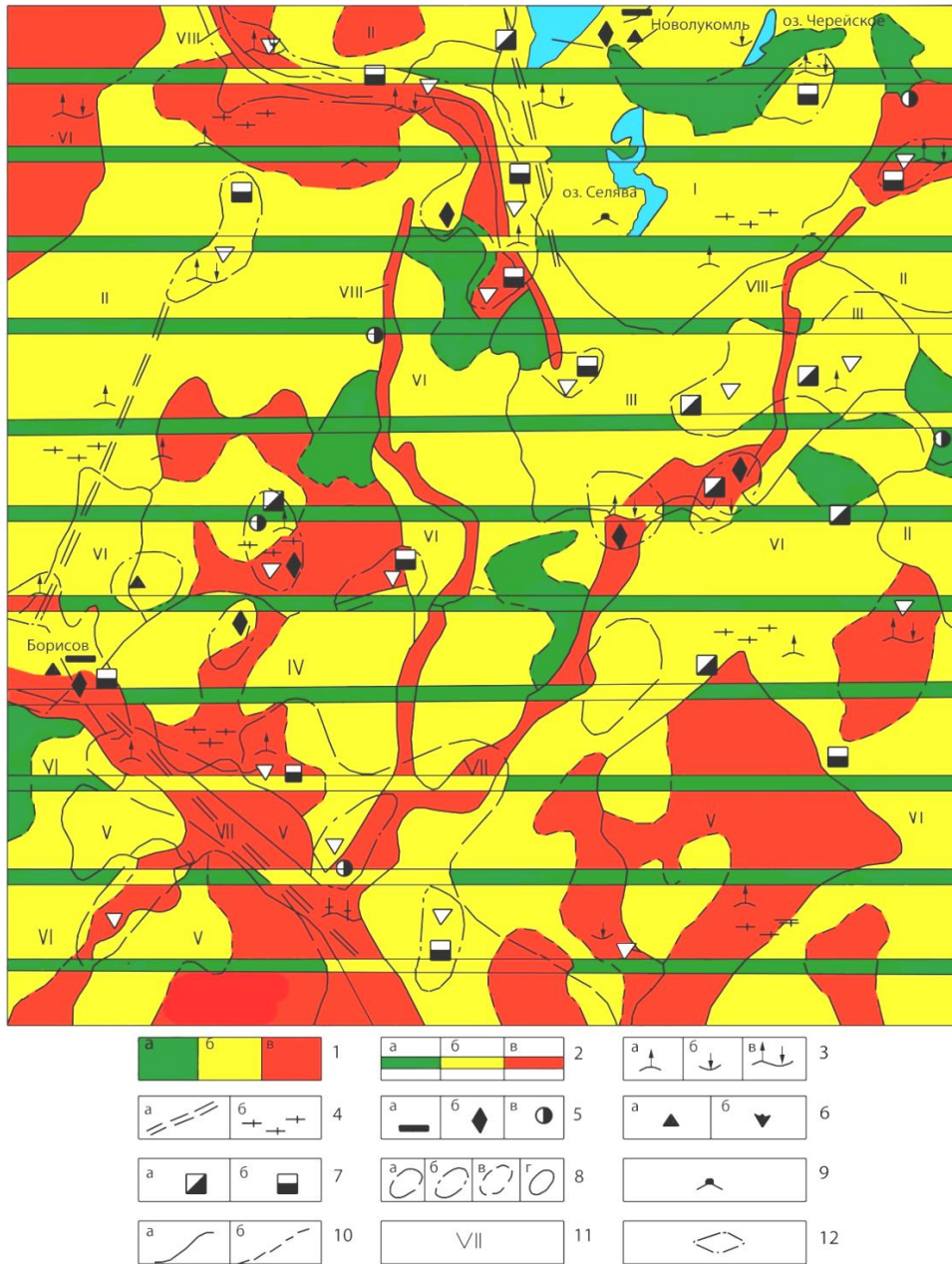


Проявление процессов заболачивания озёрно-аллювиальной низины на территории Национального парка Беловежская пуща



КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕНЕЗА

Космогеоэкологическая карта Березинского геодинамического полигона



- 1 – 2 эколого-геологическая обстановка по природным (а) и техногенным (б) факторам: 1 – благоприятная; 2 – умеренно благоприятная; 3 – неблагоприятная; 4 – 6 проявления экзодинамических процессов; 4 – денудационных, 5 – аккумулятивных, 6 – денудационно-аккумулятивных; 7 – 9 проявления новейшей эндодинамики: 7 – зоны активных разломов, 8 – локальные структуры: положительные (а), отрицательные (б), 9 – эпицентр землетрясения интенсивностью 6 – 7 баллов, 1887 г; 10 – 13 проявления техногенеза: 10 – загрязнение почв, пород зоны аэрации и подземных вод в местах свалок (а), полей фильтрации (б), накопителей отходов животноводческих комплексов (в); 11 – нарушение уровня режима поверхностных вод под влиянием групповых городских водозаборов (а), мелиорации (б); 12 – изменение качества поверхностных и подземных вод выше ПДК; 13 – трансформации морфолитосистем при разработке карьеров (а), складировании в карьерах отходов (б), торфоразработках (в); 14 – ареалы геоэкологических ситуаций: простые (а), сложные (б), весьма сложные (в); 15 – памятники природы; 16 – границы геоэкологических районов (а), городской агломерации (б)

состояния геологической среды. Крупномасштабное картографирование проводится в пределах горнорудных и промышленных районов, крупных инженерных сооружений (химзаводы, ГРЭС и т. п.) при различных экологических ситуациях.

Особую роль играют спутниковые технологии при среднемасштабном эколого-геологическом картографировании отдельных регионов Беларуси, испытывающих заметную техногенную нагрузку на геологическую среду. Итоговой моделью подобных построений является эколого-геологическая карта масштаба 1:200 000, на которой приводится районирование территории по экологическим параметрам с учетом природных и техногенных факторов развития геологической среды. Такая модель является синтетической и при её составлении используется комплект вспомогательных картографических моделей:

1) новейшей геодинамики; 2) морфолитогенных комплексов; 3) проявлений ЭГП; 4) защищенности подземных вод; 5) объектов техногенного воздействия и изменений различных компонентов геологической среды (почв, пород зоны аэрации, поверхностных и подземных вод и др.). При этом создание эколого-геологической карты заключается не в механическом суммировании отдельных геопараметров, а в системном анализе разнородной информации о структуре и динамике геологической среды в условиях техногенеза.

Содержание эколого-геологической карты масштаба 1:200 000 и легенды к ней в общем виде сводится к картографическому отображению пространственно-временных закономерности геологической среды, показу районов (областей) с различной экологической обстановкой. Карта отражает четыре блока экогеоинформации: 1) ведущие факторы динамики геологической среды; 2) состояние геологической среды по природным факторам; 3) состояние геологической среды по техногенным факторам; 4) охраняемые природные территории и объекты. Главную смысловую нагрузку картографической модели определяют три степени состояния геологической среды: 1) благоприятное; 2) умеренно благоприятное; 3) неблагоприятное.

На среднемасштабной эколого-геологической карте основной таксономической единицей районирования является геоэкологический район, объединяющий морфолитосистемы, сходные по структуре и генезису, с одинаковой степенью благоприятности состояния геологической среды. В свою очередь, районы группируются в геоэкологическую область, которая представляет собой территорию с общими особенностями проявления морфолитогенеза и техногенных процессов, формирующих региональные черты эколого-геологической обстановки.

Резюмируя содержание данного раздела необходимо сделать следующие выводы. Космический мониторинг процессов техногенеза является высокоинформативной методической основой изучения и картографирования изменений геологической среды, вызванных хозяйственной деятельностью человека. В результате дешифрирования КС устанавливаются пространственно-временные закономерности развития техногенных процессов, которые наряду с естественными факторами морфолитогенеза определяют экологическую обстановку. Спутниковые технологии обеспечивают проведение эколого-геологического картографирования на региональном, локальном и детальном масштабных уровнях составления оперативных моделей структуры и динамики геологической среды территорий с разной экологической ситуацией.

Литература

Айзберг Р. Е. Проблемы опережающих исследований и научного сопровождения нефтегазопроисковых работ в Беларуси // Геотектоника и минеральные ресурсы Беларуси. Матер. II Универ. чтений. Мн., 2008. С. 15 – 18.

Беленицкая Г. А. Соленосные осадочные бассейны России. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. Осадочные бассейны России. Вып. 4. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 72 с

Высоцкий Э. А. Палеогеоморфологические условия накопления калийных солей в Припятском прогибе // Вестн. Белорус. ун-та. Сер.2. 1992. № 2. С. 63 – 66.

Высоцкий Э. А. Эвапориты Беларуси: обстановки осадконакопления и литофации: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Мн, 1997. 38 с.

Высоцкий Э. А., Гарецкий Р. Г., Кислик В. З. Калиеносные бассейны мира. Мн.: Наука и техника, 1988. 387 с.

Высоцкий Э. А., Кислик В. З., Протасевич Б. А. О палеотектонической обстановке накопления калийных солей в фаменский век в Припятском прогибе // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск, 1981. С. 67 – 73.

Гарецкий Р. Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43. №1. С. 88 – 91.

Гарецкий Р. Г., Карасёв О. И. Кольцевые структуры земной коры Белоруссии и Прибалтики // Докл. АН БССР. 1980. Т. 24. №8. С. 722 – 726.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85 – 89.

Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Голобоков С. В., Данкевич И. В. Глубинное строение Центрально-Белорусской шовной зоны по геофизическим данным // Литасфера. 2006. №1 (24). С.101 – 112

Гарецкий Р. Г., Конищев В. С. Палеорельеф подсолевого ложа областей галогенеза // Палеогеоморфологические методы в нефтяной геологии. М, 1980. С. 21 – 30.

Генике А. А., Черненко В. Н. Комплексные исследования на локальных геодинамических полигонах. // Геодезия и картография. 2003. № 2. С.11 – 15.

Геология Беларуси / *А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев* и др. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Говард А. Д., Ремсон И. Геология и охрана окружающей среды / Пер. с англ. Л.: Недра, 1982. 583 с.

Губин В. Н. Геодинамика новейшего этапа развития земной коры территории Беларуси по космогеологическим данным // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Мн., 1994. С. 88 – 99.

Губин В. Н., Ковалёв А. А., Кузьмин В. Н. Космическое зондирование в геологии // Первый Белорусский космический конгресс. Матер. конгр. Мн., 2003. С. 239 – 241.

Губин В. Н., Коркин В. Д. Кольцевые и линейные структуры в рельефе центральной Белоруссии и их связь с особенностями геологического строения // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн., С. 129 – 134.

Губин В. Н., Левков Э. А., Карабанов А. К. Неотектоническое районирование территории Белоруссии на основе космической информации // Исслед. Земли из космоса. 1988. №5. С.50 – 56.

Гук А. П., Книжников Ю. Ф., Сухих В. И., Шапарев Н. Я. Лазерная локация Земли и леса / Под ред. А.С. Исаева. Красноярск: Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, 2006. 230 с.

Дружинин М. Ю. «Cyclone» — программный комплекс для обработки данных наземного лазерного сканирования // Геодезия и картография. 2003. № 2. С.37 – 39.

Жарков М. А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.

Журавков М. А., Кузьмин В. Н., Кононович С. И. Геодезический мониторинг геодинимических процессов на стохастических сетях // Современные проблемы геологии. Матер. универ. науч. чтений, посвящённых 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей. Мн., 2009. С. 85 – 86.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинимика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР / М.: Госнаучтехиздат, 1960. 424 с.

Карабанов А. К., Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е. Неотектоника и неогеодинимика запада Восточно-Европейской платформы. Мн.: Беларуская навука, 2009. 183 с.

Каттерфельд Г. Н. Планетарная трещиноватость и линеаменты // Геоморфология. 1984. № 3. С. 3 – 15.

Ковалёв А. А. Спектрально-оптические методы дистанционного зондирования как основа экологического мониторинга природной среды: Автореф. дисс. ... докт. физ-мат. наук. Мн., 2001. 44 с.

Космотектоническая карта Белоруссии масштаба 1:2 000 000 / Под ред. *Р. Г. Гарецкого*. Мн., 1988.

Левков Э. А. Гляциотектоника. Мн.: Наука и техника, 1980. 280 с.

Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Мн.: Навука і тэхніка, 1990. 144 с.

Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А. Линеаменты территории Беларуси. Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 124 с.

Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинимика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

Обуховский Ю. М. Ландшафтная индикация четвертичных отложений и почв Припятского Полесья. Мн.: Навука і тэхніка, 1990. 192 с.

Обуховский Ю. М., Тяшкевич И. А. Структура растительного покрова как индикатор глубинного геологического строения в условиях западной части Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1976. Т.20. № 8. С. 729 – 732.

Основы геологии Беларуси / Под общ. ред. *А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева, Я. И. Аношко*. Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. 392 с.

Павловская И. Э. Полоцкий ледниково-озёрный бассейн: строение, рельеф, история развития. Мн.: Навука і тэхніка, 1994. 128 с.

Петриченко О. И. Физико-химические условия осадконакопления в древних солеродных бассейнах. Киев: Науковая думка, 1988. 124 с.

Петрова Н. С., Шабловская Р. К. Об участии вулканогенного материала в формировании позднефаменских калиеносных отложений Припятского прогиба // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, 1990. С. 112 – 119.

Полезные ископаемые Беларуси / Под ред. *П. З. Хомича, С. П. Гудака, А. М. Синички* и др. Мн.: Адукацыя і выхаванне, 2002. 528 с.

Разломы земной коры Беларуси / Под ред. *Р. Е. Айзберга*. Мн.: Красико Принт, 2007. 372 с.

Творонич-Севрук Д. Л. Влияние литологического состава на содержание Mn и Ni в донных отложениях Осиповичского водохранилища // Вестн. Белорус. ун-та. Сер. 2. 2008. №2. С.96 – 98

Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1995. 187 с.

Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ (В. Н. Губин).....	3
КОСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (В. Н. Губин, В. Д. Коркин).....	5
Региональные космогеологические исследования.....	5
Разломная тектоника Белорусской антеклизы.....	9
ГЛОБАЛЬНЫЕ НАВИГАЦИОННЫЕ СПУТНИКОВЫЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (А. А. Ковалёв, В. Н. Кузьмин).....	16
Локальный мониторинг на геодинамических реперах.....	17
Региональный мониторинг на сверхдлинных линиях.....	21
Мониторинг геодинамических процессов на стохастических сетях.....	24
АНАЛИЗ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (В. Н. Губин, А. А. Ковалёв, В. Д. Коркин).....	28
Активные разломы и неотектонические движения.....	28
Динамика плейстоценовых оледенений.....	35
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИ ПРОГНОЗЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (Э. А. Высоцкий, Аль-Обайди Мутадхид, И. В. Данкевич,).....	43
Геодинамика и рудообразование.....	43
Палеогеодинамика эвапоритовых бассейнов.....	53
Геодинамические обстановки накопления калийных солей.....	58
СПУТНИКОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОДИНАМИКЕ (В. Н. Губин, А. А. Ковалёв, В. Д. Коркин, В. Н. Кузьмин).....	66
Эколого-геодинамическая информативность космических снимков.....	66
Мониторинг экзогенных процессов.....	69
Региональная экзодинамика геологической среды.....	75
КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРОЦЕССОВ ТЕХНОГЕНЕЗА И ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ (В. Н. Губин, В. Н. Кузьмин, Д. Л. Творонович-Севрук).....	80
ЛИТЕРАТУРА.....	86

Научное издание
Губин Валерий Николаевич
Ковалёв Александр Андреевич
Коркин Владимир Дмитриевич и др.

СПУТНИКОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОДИНАМИКЕ
Монография
под редакцией
профессора В. Н. Губина

Компьютерная вёрстка Д. Л. Твороновича-Севрука