

УДК 528.92:551.4(571.53/.55) © Коллектив авторов

С.Б. Кузьмин, И.В. Невзорова, Е.А. Черкашин, С.И. Шаманова

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ПЛАСТИКИ РЕЛЬЕФА И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Введение

Геоинформационное картографирование и моделирование при анализе морфометрических показателей рельефа является важным звеном в цепи дистанционных методов, используемых при геоморфологических исследованиях, направленных на оценку современной ландшафтной и геоэкологической ситуации. Исходными данными для этого анализа являются цифровые модели рельефа (ЦМР), которые сегодня, как правило, строятся при помощи программных средств ГИС. Геоинформационное картографирование дает возможность проведения разноуровневого морфоструктурного анализа, возможность моделирования геостатики и геодинамики процессов рельефообразования на модельных территориях и полигонах, а при качественной интерпретации пространственных данных оперировать картометрическими показателями как самих ЦМР, так и построенных на их основе интерпретационных карт тематической направленности [1-3].

В результате геоинформационного анализа ЦМР дополняется новыми слоями данных, часто такими, которые недоступны даже при натурных исследованиях рельефа. Геоинформационное моделирование рельефа позволяет создавать его трехмерную модель на основе интерполированных топозначений, корректно передать уровень гладкости и вариативности гипсометрической поверхности на разных морфоструктурных уровнях. Большое значение имеет также скорость обработки вычислительного алгоритма и наличие достаточного количества геокодированных точек измерений, чтобы с высокой точностью провести анализ геометрии и топологии рельефа. Для апробации предлагаемого подхода проводилась его корректировка с традиционными методами, и в дальнейшем узловыи участки созданных ЦМР проходили соответствующую проверку на основе материалов дистанционного зондирования (ДЗЗ), данных СРТМ-формата и полевых GPS-точек.

Предложенный подход разработан нами ранее, успешно использован для геоморфологического анализа на модельных полигонах Прибайкалья, а также для выявления высотной поясности ландшафтов [4-7]. Однако в последние годы наш подход к геоинформационному картографированию на основе метода пластики рельефа был значительно усовершенствован. Модернизация коснулась прежде всего подготовки исходных данных и создания ЦМР, а также самой процедуры их математического моделирования с использованием новых специализированных программных продуктов и технологий.

Объекты и процедура исследований

Объектом исследований является модельная территория Приольхонья, которая расположена в Западном Прибайкалье, ограничивается береговой линией оз. Байкал и водоразделом Приморского хребта между пос. Бугульдейка и Зама (рис. 1). Приольхонье почти полностью входит в состав Косостепско-Приольхонского физико-географического округа Прибайкальской провинции Байкальско-Становой страны. Это определяет особенности климата и геолого-геоморфологического строения территории. Подробное геоморфологическое описание района дано в наших специальных работах [8-11]. Модельный полигон расположен в районе залива Мухор между верховьями реки Кучелга и долиной реки Харга и включает приводораздельные участки Приморского хребта, участок его макросклона, фрагменты Кучелго-Таловской депрессии и Приольхонского плато.

Наш опыт работы с ЦМР на полигонах Прибайкалья показывает, что для их создания наиболее подходит система GRID в виде регулярной сетки квадратов, когда в ее узлах заданы значения показателя. Такие ЦМР представляют собой непрерывную матрицу данных. Сканирование и оцифровка топокарт выполняется в программе Easy Trace 7.95. Оптимальное количество контрольных точек для



Рис. 1. Район исследований – Приольхонье (показан штриховкой)

каждого фрагмента карты – 7 штук. Векторизация проводится путем полуавтоматической трассировки по растровой подложке с выделением отдельных слоев. Каждый слой несет тематическую информацию. Для контроля векторизации дополнительно использована программа R2V. При «сшивке» карт две изолинии на разных картах проверяются на наличие одинаковых идентификаторов.

Теперь набор операций в ГИС-пакетах нами расширен за счет дополнительных модулей, как внешних, так и реализованных в виде скриптов языка программирования Avenue. С помощью модуля Spatial Analyst производится обработка данных, представленных в виде грид-поверхностей, осуществляются запросы к этим данным. Кроме того, применен значительно обогащающий возможности ArcView модуль X-Tools, при помощи которого легче выполнять типичные редакторские операции с тематическими слоями.

Процедура геоинформационного моделирования и картографирования начинается с создания ЦМР, под которой в нашей работе будет пониматься определенная форма представления исходных данных и способ (метод) их структурного описания, позволяющий «вычислять» (восстанавливать) рельеф путем интерполяции, аппроксимации или экстраполяции его структурных элементов. Геоинформационное моделирование рельефа осуществлялось путем интерполяции оцифрованных изолиний с топографических карт, а варианты моделирования могут быть разгруппированы, исходя из самого принципа моделирования. ЦМР имеют в основе матрицы 2 типов: TIN, GRID или TGRID.

Метод создания ЦМР путем векторизации в отличие от SRTM-формата позволяет получить корректные параметры горно-долинной морфометрии рельефа без заложения погрешностей на высоту растительного покрова. В этом случае не требуется

введения поправки на неточное определение плановых координат, особенно в горных областях, где погрешность составляет до 30 м, а в долинах рек – до 20 м. Специфические единицы измерения SRTM также требуют адаптационных действий для трансляции обменных файлов данных. Разновидности векторных структур геоданных соответствуют более раннему периоду развития ГИС-технологий, но многие современные ГИС-пакеты успешно используют этот формат (MIF/MID – MapInfo Data Interchange Format – открытый обменный формат пакета MapInfo, а также шейп-файлы (shapefiles) ГИС-пакетов фирмы ESRI).

Модельная территория Приольхонья на топографических картах масштаба 1:25 000 отсканирована и сохранена в формате *.tif. Отсканированные растровые фрагменты проходят процедуру определения положения объекта относительно географической основы карты, помещенные в векторное поле проекта. В пределах этого поля каждая точка приобретает специальные координаты X и Y. Проведя полиномиальные преобразования разных степеней, получаем трансформированный растр, результатом оцифровывания которого являются файлы векторного формата, в нашем случае определяемый тип файла – *.jet.

Оцифрованные в полуавтоматическом режиме трассировки, линейные, площадные и точечные объекты разделены по слоям. Выделены полилинии горизонталей, реки, береговая линия, высотные отметки, сеть тригопунктов. Объектам задается третья координата Z, как высота, придающая электронной модели возможность отображаться при визуализации в виде трехмерной объемной. Упакованные идентификаторы объектов составляются в структурированные СУБД по слоям, которые экспортируются в виде таблиц в программу MapInfo Professional 8,5. Затем файлы проходят процедуру геокодирования (программа позволяет импортировать или открывать данные во многих форматах: Shapefiles, таблицами Excel, Access, запрос SQL и др.), задания системы координат, особенно для применяемых при драпировании цифровой модели космоснимков, параметров проекции, выбор предпочтительных единиц измерений и др. Возможно также перепроецирование уже зарегистрированного в другой программе растрового изображения.

Завершенная трехмерная модель позволяет оперировать цифровыми данными в различных ГИС-средах, проводить анализ и извлечение морфометрических параметров при моделировании геостатики и геодинамики рельефа модельного полигона. Путем объединения пространственных данных и позиционно-атрибутивной информации создаем 3D-модель блоковой структуры рельефа

с 1-2 точками проектирования, для чего используем электронную топографическую основу и интерполируем GRID-поверхности рельефа (матрица с размером ячеек 25 м). Векторные слои горизонталей и высотных отметок рельефа сливаются в структурно-измененную, перестроенную таблицу с добавленными полями значений, образуя в поле проекта сплошной массив точек. Для создания грида использовались как объектно-ориентированные, так и битовые файлы, геокодированные в универсальной поперечной проекции Меркатора (UTM) (рис. 2).

Для оптимизации и детализации грида возможно добавление таблиц других тематических слоев. В модуле программы MapInfo/Vertical Mapper посредством диалога «метод интерполяции» и последующих шагов-действий по модификации существующего файла визуализируется трехмерный рельеф с точками значений в узлах (рис. 3). Как алгоритм дискретизации используется метод ближайшего соседства. Системная настройка позволяет отображать файлы Vertical Mapper GRD, сменив растровое изображение на формат grid, в трехмерном виде на различных «вьюерах», перемещая точки проектирования, границы отсечения, аналитическую отмывку рельефа и другие предпочтения.

В основу визуализации геополей положен способ аппроксимации при описании поверхностей и действий с ними. В зависимости от типа

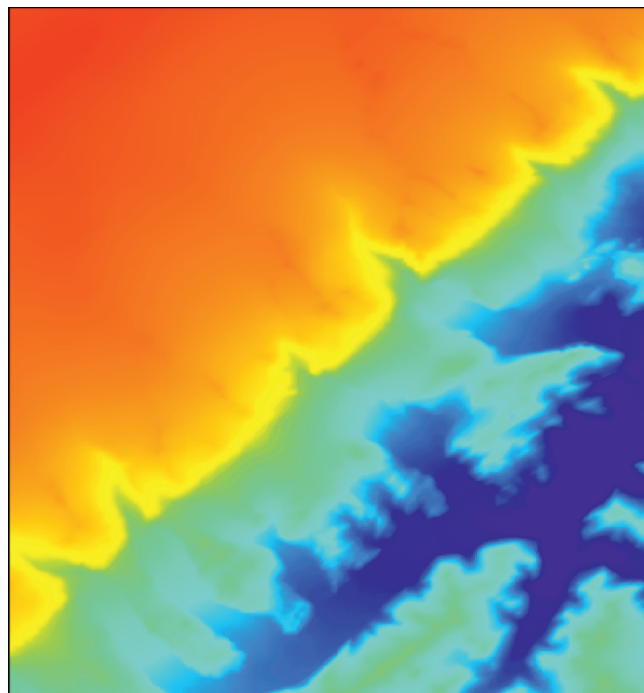


Рис. 2. GRID-модель рельефа модельной территории Приольхонья

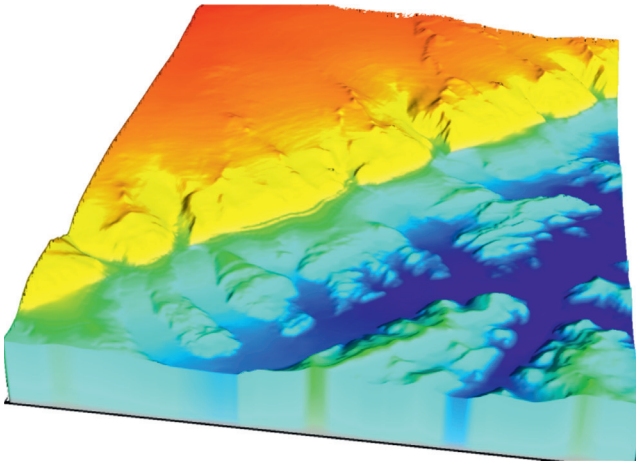


Рис. 3. Визуализация 3D-модели рельефа модельной территории Приольхонья

используемого уравнения и степени сложности полиномиальных преобразований возрастает уровень детализации рельефа, что наблюдается при смене масштаба карты в сторону его укрупнения. Аппроксимация первого порядка – наклонная плоскость, пересекающая поверхность (линейные уравнения), грубое приближение; второго порядка – больше похоже на исходную модель, имеющую изгиб; третьего порядка – дает хорошее приближение к исходной поверхности. Максимально точное отображение возможно при использовании полиномов более высоких порядков, когда топоповерхность полигона описана рядом уравнений или так называемых кусочно-полиномиальных функций. Моделирование в ГИС-среде позволяет выполнять аппроксимации для поверхностей любой сложности и использовать ЦМР для графоаналитических приемов картометрии и морфометрии, в геоинформационном картографировании и моделировании: суммирование, вычитание, интегрирование, дифференциация, расчет моделей статики и динамики рельефа, их реконструкции и интерпретации.

В основу математического моделирования ЦМР положены принципы метода пластики рельефа – МПР [12-14]. Он описывает земную поверхность с помощью изолиний высоты, горизонтальной, вертикальной и средней гауссовой кривизны, а также экстремумов кривизны – структурных линий рельефа (водораздел, тальвег, подошва, бровка). Поэтому информация, заложенная в горизонталях топографических карт, становится приемлемой для морфометрического анализа рельефа, его ярусов и высотных поясов ландшафта. МПР основан на геометрическом преобразовании изогипс на основе «метода вторых производных». Вводится новая картографическая изолиния – плановой и профильной кривизны – морфоизографа, которая соединяет точки

перегибов изогипс с одинаковой кривизной (нулевой). Она структурирует земную поверхность путем разделения на области дивергенции и конвергенции вещества, создающие потоковые структуры.

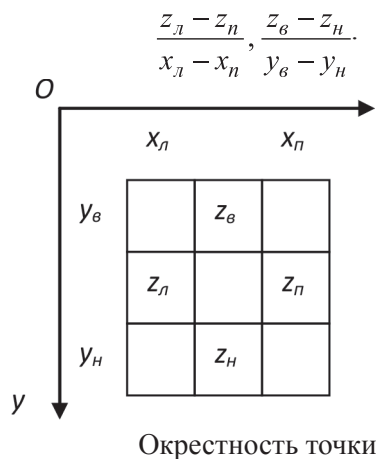
Эти области отображают ориентированные гравитационным полем Земли поверхности – относительные повышения и понижения в рельефе. Так решается задача картографического представления морфоструктурных факторов перераспределения вещества, его сноса, миграции и аккумуляции. Значит, появляется возможность выявить структурные и динамические уровни рельефа, дать их характеристику на основе так называемого «скелета» рельефа. Его облик определяется закономерно расположенными точками и линиями, на которые как бы натянуты поверхности. Сочетания точек, линий и самих поверхностей создают в пространстве геометрические единства или комплексы (топология). Выделяя их в каждом структурном подразделении рельефа, мы раскрываем их морфоструктуру, а точки, линии и поверхности можно рассматривать в качестве ее элементов.

Число и характеристики элементов морфоструктуры не остаются постоянными, а меняются в зависимости от генезиса и возраста рельефа, связаны и с масштабом карты, и с процедурой генерализации. При увеличении масштаба карт некоторые точки и линии превращаются в поверхности и наоборот. Этим динамические элементы морфоструктуры отличаются от стандартных геометрических точек, линий и поверхностей. Для того чтобы сохранить данные различия, следует говорить о том, что моделируемая морфометрия рельефа выделяет физические, а не геометрические точки, линии и поверхности, но изучает при этом их геометрические (топологические) свойства и отношения.

Для математического моделирования ЦМР необходимо осуществлять программируемые в виде скриптов матричные преобразования над гридами. Теперь мы делаем это в модернизированной программной среде Python, состоящей из языка программирования и библиотеки функциональных модулей GDAL. Добавление модулей преобразования GRID-данных – трудоемкая задача. Поэтому с помощью программы OpenEV производится экспортирование получаемых GRID-данных в большинство GRID-форматов.

Геоморфологический анализ на основе модернизированной методики отличается от того, для которого ранее мы использовали в качестве исходных данных простые горизонтали морфоизограф. Все точки грида разделяются на два принципиально различных физических класса: конвергенции и дивергенции вещества (твердого и жидкого стока).

Точка будет принадлежать классу конвергенции, если расположенные в ее окрестности линии (вектора) стока сходятся. Если расположенные в окрестности точки линии стока (вектора) расходятся, она будет принадлежать области дивергенции. Расчет поля векторов стока теперь производится нами при помощи библиотеки GDAL как приближение отношений разности уровней точек окрестности к расстоянию между этими точками. Как и ранее, принята система координат, где ось y направлена вниз:



Теперь видно, что векторы стока расходятся, если разность сумм их проекций снизу и справа, сверху и слева от центральной точки на ось x и y положительна. Если эта сумма отрицательна, то векторы сходятся. В результате формируются два массива данных: s_x – x -составляющие поля векторов стока, s_y – y -составляющие поля векторов стока, которые также являются *грид-данными*, а также модель собственно пластики рельефа. Затем вычисляется разность сумм проекций x -составляющих и y -составляющих векторов стока, а на поле схождения/расхождения выделяются области, соответствующие знаку величины схождения/расхождения. Анализ осуществляется сравнением величины с нулем.

GRID-данные содержат искажения, которыми ранее мы обычно пренебрегали, но которые тем не менее, оказывают существенное влияние на качество конечного результата. Мы исправили этот недостаток, и теперь поле схождения/расхождения векторов стока вычисляем не по четырем векторам, а по дискретному контуру, являющемуся аппроксимацией окружности заданного радиуса с центром в искомой точке. Окружность строится по алгоритму Брезенхэма, который определяет, какие точки двумерного раstra, представленные GRID-данными, нужно использовать, чтобы получить близкое приближение прямой линии между двумя заданными точками. Использовано обобщение алгоритма Брезенхэма для

наших кривых 2-го порядка – морфоизограф. Вектор стока в точке окружности скалярно умножается на единичный вектор, направленный из этой точки в центр окружности. Результаты умножения для всех точек окружности суммируются и усредняются. Параметром к этой обобщенной методике является радиус окружности в точках. Чем он больше, тем сильнее происходит усреднение значений, т.е. уменьшение влияния искажений грида на конечный результат. При этом разрешение искомого результата также уменьшается в количество раз, равное радиусу окружности.

Результаты и обсуждение

Для модельного полигона Приольхонья по предложенной модернизированной методике построена уточненная карта пластики рельефа. Создано три основные модели:

- 1) без осреднения – модель R-1;
- 2) с осреднением по окружности с 5 точками – модель R-2;
- 3) с осреднением по окружности с 10 точками – модель R-3 (рис. 4).

Эти модели легли в основу динамического анализа разломно-блоковой структуры рельефа по главным этапам развития Байкальской рифтовой зоны и основных элементов ее морфоструктуры. Более тонкий геоинформационный картографический анализ и моделирование современной структуры и динамики рельефа – по ярусам (структурный), по происхождению (генетический), а также реликтовых форм – проведен с помощью моделей *x-составляющих* и *y-составляющих* векторов стока, которые мы условно называем «рельеф X » и «рельеф Y » (рис. 5).

Анализ моделей разломно-блоковой структуры

Исследуемый полигон расположен в центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на северо-восточном плече рифта. В его границы частично входят следующие главные неотектонические элементы – морфоструктуры: Приморский хребет, зона Приморского разлома, Кучелго-Таловская депрессия, Приольхонское плато (рис. 6). Основные этапы развития БРЗ, ее разломно-блоковой и геоморфологической структуры достаточно подробно рассмотрены в литературе [15-31], а также наших исследованиях [32-34]. Начало процессов рифтогенеза пришлось на ранний миоцен – 25-30 млн лет назад, причем именно в центральной части, где и расположен наш полигон. Достаточно длительное время развитие БРЗ протекало достаточно медленно, и только с началом плиоцена (около 5 млн лет назад) произошла резкая и значительная активизация неотектонических процессов, прогибание Байкальских

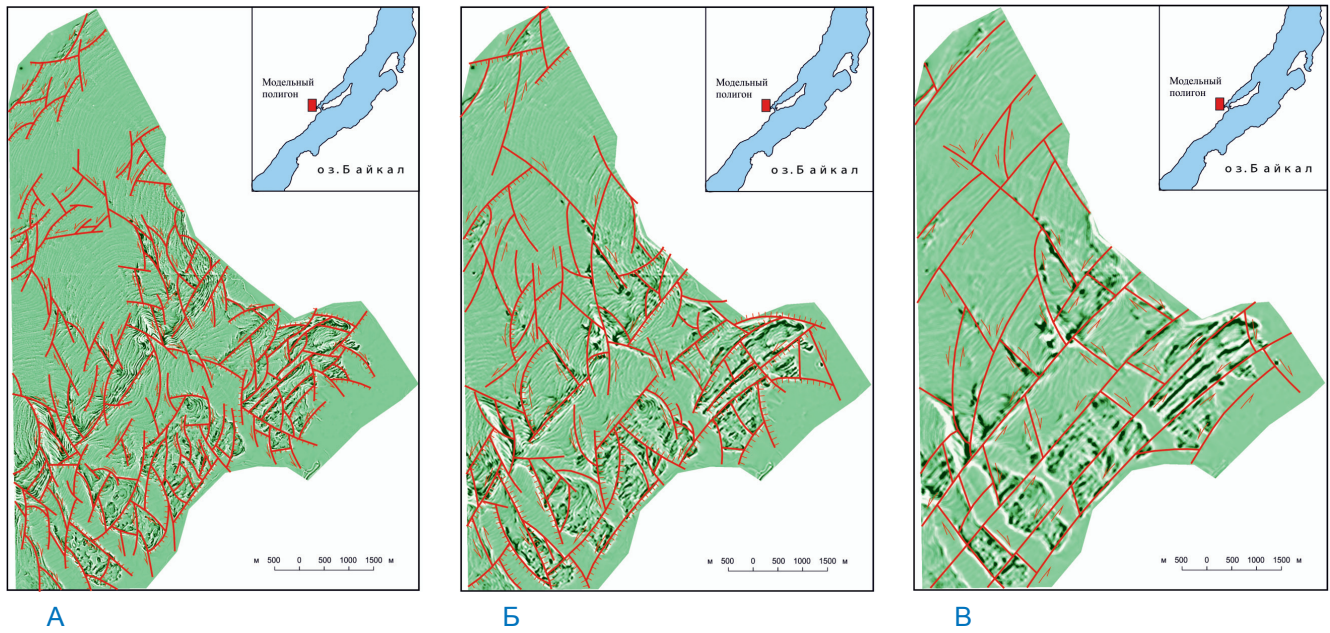


Рис. 4. Модели разломно-блоковой структуры полигона:

А – без осреднения R-1, современная; Б – с осреднением по окружности с 5 точками R-5, сопоставимая с началом новобайкальского этапа развития Байкальской рифтовой зоны (около 5 млн лет назад – плиоцен); В – с осреднением по окружности с 10 точками R-10, сопоставимая с началом Байкальского рифтогенеза (25-30 млн лет назад – ранний миоцен)

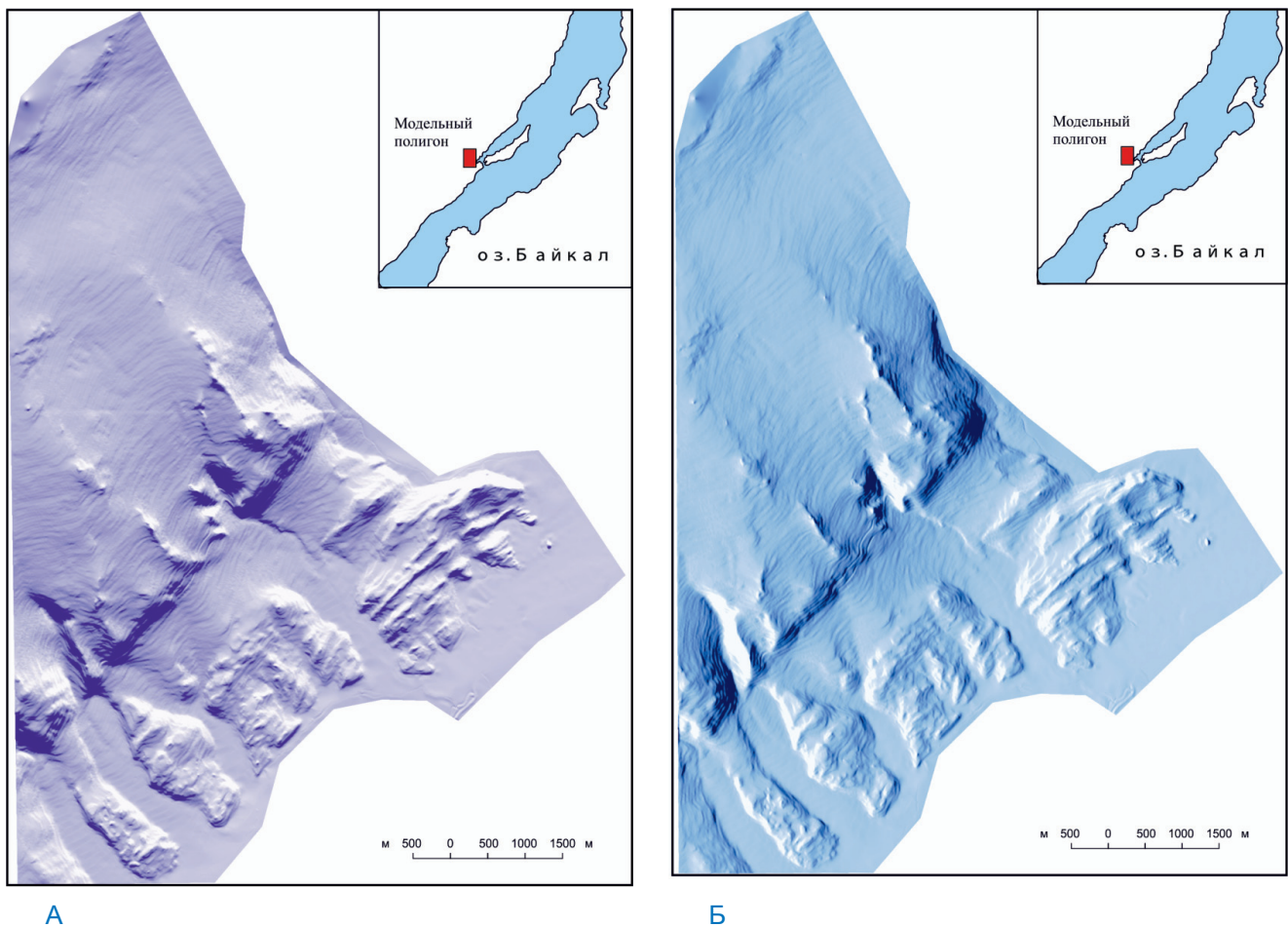


Рис. 5. Модели «рельеф X» (А) и «рельеф Y» (Б)

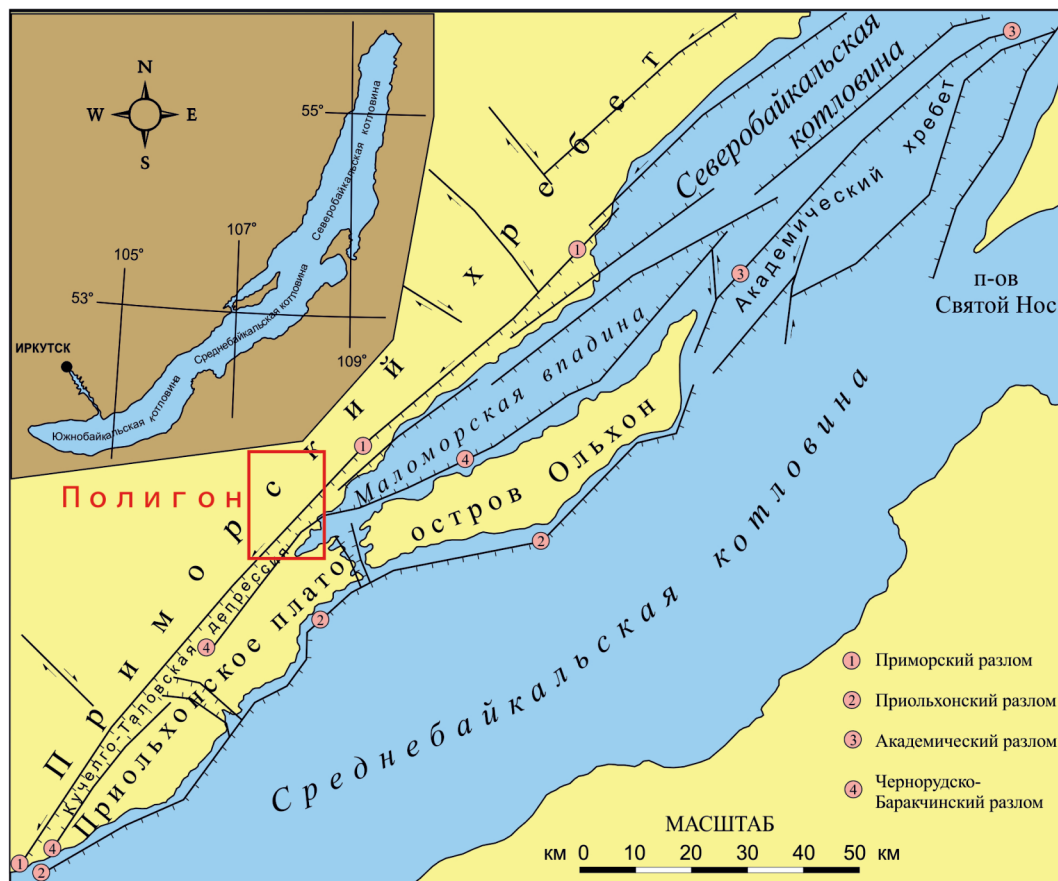


Рис. 6. Современная морфоструктурная ситуация в районе полигона исследований

впадин и оперяющих впадин-сателлитов, рост окаймляющих их хребтов (плечи рифта). Тектоническая активность достигла максимума после 3 млн лет назад и продолжается, периодически немного затухая и возобновляясь, до настоящего времени. Эту схему развития мы проследили с помощью наших моделей (см. рис. 4).

Результаты моделирования разломно-блоковой структуры полигона на этапе начала Байкальского рифтогенеза отражена на рис. 4В. Видно, что собственно рифтогенные разломы и тектонические блоки еще не сформировались. Неотектоническая активизация проходит по древним структурным швам: Приморский и Чернорудско-Баракчинский разломы северо-восточного простирания, а также поперечные разломы северо-западного простирания. При достаточно высоком уровне осреднения в наших моделях (окружность с 10 точками) в современной структуре рельефа отчетливо просматриваются остатки реликтовых форм (морфоструктур) докайнозойского рельефа. Именно они в первую очередь и подверглись неотектонической активизации 25-30 млн лет назад, используя для реализации тектонических напряжений в земной коре древние ослабленные зоны. Морфоструктура Приольхонского плато, развитая на древнем дорифтогенном Ольхонском террейне, акти-

визировалась на этом этапе даже более интенсивно с горизонтальными и вертикальными подвижками блоков, чем собственно Приморский хребет, на месте которого только начались тектонические движения, причем преимущественно горизонтальные. Новые элементы в разломно-блоковой структуре на этом этапе практически не формировались.

Существенно изменилась неотектоническая ситуация с началом новобайкальского этапа рифтогенеза около 5 млн лет назад (см. рис. 4Б). Начал активно расти Приморский хребет, что привело к широкому распространению вертикальных подвижек тектонических блоков по разломам земной коры. Значительно активизировались Приморский и Чернорудско-Баракчинский разлом, ширина зон их динамического влияния возросла, за счет чего оформилась и стала активно прогибаться Кучелго-Таловская депрессия. Тектонический режим Приольхонского плато (часть Ольхонского террейна) стабилизировался. Это сразу нашло отражение в преобразовании разломно-блоковой структуры полигона. В изменившемся поле тектонических напряжений земной коры стали формироваться разломы северного простирания, пока только единичные. Разломы северо-восточного простирания продолжают развиваться, образуя сложную мозаику мелких тектонических блоков на Приольхонском

плато. Кучелго-Таловская депрессия приняла отчетливо выраженную линейную форму с резкими северо-западными и юго-восточными границами. Начал формироваться в будущем величественный эскарп Приморского разлома. Тем не менее, разломно-блоковая структура полигона все еще носит черты неупорядоченности. Активно появляющиеся новые разломы и блоки часто носят инверсионный характер, а элементы морфоструктуры не всегда им соответствуют. Но общая рифтогенная направленность их развития, преобладание вертикальных тектонических движений отчетливо проявляется в наших моделях на данном уровне осреднения (окружность с 5 точками).

Современная разломно-блоковая структура полигона, сформировавшаяся в позднем неоплейстоцене и голоцене за последние 120-130 тысяч лет, представлена на рис. 4А. Теперь эта структура становится достаточно хорошо упорядоченной по рифтогенному сценарию. Приморский разлом принял вид среднегорного сводового поднятия и стал доминировать в морфоструктуре района исследований. Его относительно пологий свод резко обрывается зоной Приморского разлома, в которой сформировался отчетливо линейно вытянутый эскарп высотой до 1 000 м с углом наклона поверхности до 45-50°. Кучелго-Таловская депрессия продолжает активно прогибаться, главным образом под Приморский разлом. Но ее контакт с Приольхонским плато менее выражен (мелкие эскарпы высотой максимум до 100 м), а само оно с Ольхонским террейном в основе значительно отстает в темпах неотектонической активизации от роста Приморского хребта и прогибания Байкальской котловины. Активные разломы северного простирания сформировали крупные зоны, которые трассируют все структуры северо-восточного простирания: Приморский хребет, Кучелго-Таловскую депрессию, Приольхонское плато. По рангу они становятся сопоставимыми с зонами Приморского и Чернорудско-Баракчинского разломов. Взаимное расположение крупных зон разломов и вычленяемых ими блоков земной коры говорит о том, что наряду с активным развитием вертикальных неотектонических движений широкое участие в формировании разломно-блоковой структуры полигона получили и горизонтальные подвижки: левосдвиговые – по разломам в целом северо-восточного простирания и правосдвиговые – по разломам северо-восточного и северного простирания.

Анализ моделей по ярусам рельефа (структурный)

Некоторые более детальные черты поздний неоплейстоцен-голоценовой и современной структуры и динамики рельефа и геоморфологических

процессов на полигоне рассмотрены с помощью моделей *x-составляющих* и *y-составляющих* векторов стока (см. рис. 5). Такой анализ позволил выделить на морфоструктурах современного разломно-блокового строения полигона более мелкие морфоскульптурные детали рельефообразования, на развитие которых, кроме неотектоники, влияет и климатический фактор. Это определяет вертикальную поясность (ярусность) рельефа и развитых на нем ландшафтов, которые включают определенный набор почв и растительности.

Так, водораздельный ярус на модельном полигоне представлен плоскими увалами и пологими гривами Приморского хребта, а также редкими гребнями его отрогов, осложненными останцовыми формами. Их осевые линии хорошо дешифрируются с помощью модели «*рельеф X*» (см. рис. 5А). Модель «*рельеф Y*» (см. рис. 5Б) позволяет дополнительно проследить главные направления сноса осадочного материала с водораздельных гребней и грив, а также оценить площади и конфигурацию самих поверхностей сноса.

Склоновый ярус рельефа представлен приводораздельным пологим макросклоном Приморского хребта с обширными водосборными воронками, далее переходящими в поперечные гребнеобразные отроги и речные долины, крутым обрывистым склоном-эскарпом Приморского разлома, пологим предгорным склоном, перекрытым делювиальным шлейфом, а также отдельными небольшими склонами на участках Приольхонского плато.

Приводораздельный макросклон Приморского хребта отчетливо проявлен на обеих моделях, причем при приближении к эскарпу Приморского разлома он становится все более террасированным, с небольшими, но резкими перепадами высот. Отследить их даже в полевых условиях невозможно из-за труднодоступности и густой залесенности региона. Модель «*рельеф Y*» позволяет на пологой приводораздельной поверхности выделить зоны (полосы) преимущественных сноса и аккумуляции (заболоченные пространства) рыхлого материала, а на нижней террасированной поверхности подсчитать количество уступов и определить их морфометрические характеристики, что также возможно только с использованием построенных моделей. Модель «*рельеф X*» позволяет проследить специфические переходы уступов на поперечных гривах и гребнях в перепады на макросклоне.

Модель «*рельеф Y*» позволяет определить ориентацию и ширину склона-эскарпа Приморского разлома или его осевой (центральной) зоны активного динамического влияния по С.И. Шерману [30]. Однако модель «*рельеф X*» в этом смысле оказывается

более информативной. Она дополнительно позволяет определить количество отдельных мелких уступов на склоне-эскарпе, их ширину, высоту, ориентацию и геотопометрические взаимоотношения друг с другом, которые являются отражением позднекайнозойских и совсем молодых тектонических движений в зоне Приморского разлома. Эта же модель позволяет выделить поперечные к склону-эскарпуделли (зарождающиеся распадки), что в других случаях возможно только при визуальном полевом обследовании.

Предгорный делювиальный склон Приморского разлома проявлен на моделях лишь фрагментарно, во многих местах прерывается боковыми долинами-притоками р. Кучелга. Обе модели подчеркивают две разновозрастные динамические генерации поверхностей делювиального склона-шлейфа. Более древняя генерация значительно положе и сохранилась только в виде небольших участков-фрагментов, слабо- или совсем нетеррасированных (может быть сопоставлена с эпохой средне неоплейстоценового относительного тектонического покоя). Более молодая генерация поверхностей заметно круче и отчетливо террасирована, что особенно хорошо проявлено в модели «*рельеф Y*». На ней отмечаются закладываемые совсем юные эрозионные врезы, которые можно сопоставить с эпохой тектонической активизации второй половины позднего неоплейстоцена.

Склоны Приольхонского плато также хорошо проявлены на обеих моделях, и их анализ возможен для конкретных участков под конкретные цели и задачи. Модель «*рельеф Y*» подходит для анализа физико-географических экспозиционных различий склонов. Модель «*рельеф X*» наиболее подходит собственно для морфометрического анализа рельефа: протяженность, ширина, ориентация и другие характеристики склонов и осложняющих их элементов (например, схождения, узловые сочленения, трансекции и др.).

Долинный ярус представлен структурно-аккумулятивными террасами, высокой и низкой поймой р. Кучелга с левыми безымянными притоками и р. Харги.

Граница долинного и склонового ярусов рельефа наиболее четко прослеживается на модели «*рельеф X*». Выделяются крупные долины постоянных водотоков, трассирующие всю территорию, верховья которых расположены на Приморском хребте, и мелкие долины временных водотоков на Приольхонском плато. Модель «*рельеф Y*» позволяет выделить в долинном ярусе фрагменты террас, высокой и низкой заболоченной поймы. Появляется возможность выделить *аквальный ярус*, который на полигоне представлен подводными формами зал. Мухор на модели «*рельеф Y*», дельтовыми наносами в устьевой части

р. Кучелга, волноприбойными косами на мысах, баром в волновой «тени» о. Тойнак.

Анализ моделей в аспекте развития геоморфологических процессов

Ведущими современными экзогенными процессами рельефообразования в районе исследования являются: физическое выветривание, нивация, мерзлотные процессы – в гольцовом поясе Приморского хребта; десерпция и линейная эрозия – на горно-таежных склонах; флювиальные процессы – по днищам долин; плоскостной смыв и эоловые процессы – собственно на Приольхонском плато. Резко континентальный климат определяет высокую интенсивность и значительную временную изменчивость эрозионных, эоловых, криогенных и других экзогенных геоморфологических процессов.

Абразионные процессы формируют извилистые обрывистые берега оз. Байкал вдоль мысов и склонов-уступов, где развиты гроты, клифы, навесы, полости вымывания. В бухтах и по вдольбереговым делювиальным шлейфам Приморского хребта происходит аккумуляция рыхлых отложений, и формируются песчаные и галечно-гравийные пляжи, береговые косы и бары. Аккумулятивные формы доминируют, но поскольку и те и другие вытянуты вдоль берега узкой полосой, они очень неустойчивы, легко разрушаются: размываются, заболачиваются, заиляются. Различия в соляной, циркуляционной и гравитационной экспозиции склонов обуславливают характер геоморфологических процессов и соответствующего им комплекса рыхлых отложений (табл. 1).

На Приольхонском плато и в предгорной части полигона на всех склонах развиты денудационные и эоловые процессы, на северных проявляется дефлюкция. Протяженность, соляная и циркуляционная экспозиция склона обуславливает разную направленность в развитии его отдельных элементов (см. рис. 5). Денудация преобладает в верхних частях всех склонов, хорошо выражена в средней части южных крутых склонов Приольхонского плато и примыкающих к нему склонов Кучелго-Таловской депрессии. Собственно денудационные склоны внутри полигона не имеют широкого распространения, но доминируют на его периферии – склоны, оформляющие Приморский и Чернорудско-Баракчинский разломы. Снос и транзит вещества, определенный по векторам стока, более развит в средней части северных и нижней части южных склонов, аккумуляция – в нижней части северных склонов и на выположенных подножьях южных склонов.

Сейсмический потенциал Приольхонья невысокий. Подавляющая часть зарегистрированных

Таблица 1

Геоморфологические процессы, дешифрируемые на моделях

Группа процессов	Ведущие процессы	Формы рельефа	Высотный пояс, м
Мерзлотные	Термоэрозия, термокарст, пучение грунтов, десерпция	Поймы рек, водораздельные гольцовые эквипланы, подгольцовые морозобойные террасы и ниши вымораживания	460-1600
Гравитационные	Обвалы, осыпи	Крутые склоны, уступы	460-1600
Блокового сползания	Оползни, осовы	Крутые склоны в местах развития рыхлых отложений	500-700
Плоскостного размыва	Плоскостная эрозия	Склоны различной крутизны	500-1000
Линейного размыва	Овражная эрозия	Пологие склоны в местах развития рыхлых отложений	460-800
Абразионные	Абразия	Береговые уступы оз. Байкал	450-500
Дефляционные	Дефляция, коррозия	Повсеместно	500-1000
Аккумулятивные	Площадная аккумуляция	Долины рек в нижнем течении, дельты	460-500
Эрозии рек и временных водотоков	Глубинная и боковая эрозия	Долины рек и временных водотоков	460-900
Денудации растворимых пород	Карст	Приольхонское плато	500-900
Денудации нерастворимых пород	Суффозия	Предгорья Приморского хребта и локальные очаги на Приольхонском плато	500-700

землетрясений имеют 8-10-й класс. Это обусловлено тектонической историей развития региона, который на протяжении кайнозоя был достаточно стабильным (Ольхонский террейн). Значительно большее влияние оказывают далекие землетрясения с эпицентрами в центральных частях Байкальской котловины. Большее развитие получили псевдосейсмогенные формы рельефа, обусловленные проявлением карстовых процессов и суффозии. Широко представленные на полигоне карбонатные породы легко подвергаются размыву и физическому выветриванию в зоне гипергенеза земной коры. В результате в теле горного массива формируются пустоты, куда под действием гравитации проваливаются вышележащие слои. Это приводит к формированию замкнутых внутригорных бессточных или слабопроточных котловин (см. рис. 5). Они в основном суходольные, но иногда формируют небольшие озера, вода которых бывает слабо минерализованной.

Узкие водоразделы, приводораздельные склоны и гребни перекрыты грубым элювием массивно-кристаллических пород с многочисленными скальными обнажениями. На выровненных участках северных склонов и пологоволнистых поверхностях формируются элювиально-делювиальные щебнистые супесчаные отложения, редко прерываемые выходами коренных пород, за исключением участков с карбонатами. В средней части северных склонов

и нижней части южных развиты маломощные делювиальные хрящеватые супесчаные, суглинистые и песчаные отложения. Днища широких суходолов и седловины выполнены делювиальными, флювиально-делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и озерными отложениями разного генезиса и мощности (см. рис. 5).

В Кучелго-Таловской депрессии вдоль зоны Приморского разлома вытянуты ленты рыхлых верхне- и средне-неоплейстоценовых отложений, представленные пролювиальными суглинками и песками, а также флювиогляциальными валунно-галечными отложениями толщиной до десятков метров; отмечаются голоценовые аллювиальные и озерные суглинки, пески и галечники. На Приольхонском плато в виде узких полос встречаются ранне-неоплейстоценовые аллювиальные и озерные суглинки, пески и галечники.

Геоморфологический фактор определяет климатическую дифференциацию. В условиях горного рельефа основные элементы климата значительно изменяются на достаточно близких расстояниях, проявляется пространственная неоднородность инсоляционных и гидротермических условий. Удаленность от акватории Байкала, состав горных пород и экспозиция склонов определяют радиационный режим и характер увлажнения. С глубиной расчленения рельефа и густотой эрозионной сети связаны изменения гидрологического режима и условия

дренажа. Рассмотрим более подробно вопрос изменения ландшафтов полигона в связи с тонкой структурой на моделях «рельеф Х» и «рельеф У».

Анализ моделей для выявления ландшафтной структуры

Структурирование рельефа по ярусам, выделяемое на наших моделях, влияет в целом на ландшафтную ситуацию в районе исследований. Специфика ландшафтной организации территории отражена в пространственной упорядоченности ее территориальных подразделений – ландшафтной структуре полигона. Ее важная особенность – это взаимопроникновение и тесное взаимодействие контрастных ландшафтов: северо-азиатских восточно-сибирских гольцовых (подгольцовых) и таежных светлохвойных, южно-сибирских таежных темнохвойных и степных, центрально-азиатских сухостепных. Приольхонье отличается исключительно широким спектром горно-таежных и горно-степных ландшафтов и частой их сменой на малых расстояниях, что хорошо прослеживается в структурных особенностях рельефа на моделях «рельеф Х» и «рельеф У» (см. рис. 5).

Для гольцовых водораздельных ландшафтов Приморского хребта на высотах 1400-1600 м типична высокая фрагментарность ландшафтной структуры, которая зависит от местоположения, уклонов рельефа, степени выветривания горных пород, защищенности от ветрового воздействия и т.п. Холмисто-увалистые останцы и криогенно-нивальные грубообломочные элювиальные поверхности водораздельных седловин с пятнами накипных лишайников сочетаются с фрагментами высокогорных кустарниковых зарослей. На куполовидных водоразделах распространены сочетания кустарничково-лишайниковых и разнотравно-кустарничково-лишайниковых горных дриадовых тундр.

Верхняя граница леса расположена на высоте 1200-1300 м в приводораздельном ярусе рельефа. Здесь распространены кедрово-стланиковые мохово-лишайниковые ландшафты с участием разнотравья в сочетании с кустарничково-осоково-зеленомошными лиственничными и кедрово-лиственничными редколесьями. Кедрово-стланиковые заросли занимают приводораздельные участки пологих склонов и морозобойные ниши в основании нагорных террас, а в комплексе с редколесными кедрово-лиственничными мохово-лишайниковыми фациями внедряются в горно-таежный пояс по каменистым россыпям. Для седловин и нижних транзитно-аккумулятивных частей приводораздельных склонов типичны переувлажненные кустарничково-травяно-моховые тундры.

Горная тайга Приморского хребта представлена сосновыми и лиственнично-кедровыми лесами с елью и березой, нередко с кедровым стлаником, реже с пихтой. Для них характерен кустарниковый подлесок и разнотравно-зеленомошный напочвенный покров. В низкогорной части хребта распространены сосновые и сосново-лиственничные леса с березой и осиной, с кустарниковым подлеском и зеленомошно-осоковыми и травяным напочвенным покровом. В долинах поперечных рек формируются елово-кедровые с березой и жимолостью кустарничково-зеленомошно-осоковые или заболоченные еловые кустарниковые с березой ландшафты. Самая нижняя часть макросклона Приморского хребта (эскарп Приморского разлома) отличается крутизной и повышенной инсоляцией, лесной покров отсутствует, основу ландшафтов составляют криоксерофиты.

Ландшафтное разнообразие полигона определяется:

- а) микро- и мезоклиматическими различиями, вследствие экспозиционного положения и удаленности от оз. Байкал;
- б) морфологией поверхности рельефа, особенностями проявления ведущих геоморфологических процессов, различиями реакции горных пород на их воздействие;
- в) литологической и петрографической неоднородностью подстилающей поверхности.

Влияние оз. Байкал особенно отчетливо преломляется в видовом составе растительности. По направлению от предгорий Приморского хребта к берегу Байкала возрастает доля восточноазиатских и центрально-азиатских видов, при безусловном доминировании голарктических бореальных и южно-сибирских элементов флоры. Кроме того, по мере приближения к Байкалу более заметным становится присутствие в структуре фитоценозов североазиатских видов, особенно характерных для обрывистых береговых склонов озера (рис. 7).

Влияние тонкой структуры рельефа на ландшафты полигона отчетливо выступает на Приольхонском плато, где климатические различия, связанные с микрорельефом и экспозиционными эффектами, сейчас же сказываются в увлажнении почв и в структуре растительности с усилением роли ксеромезо- и мезофитного разнотравья (см. рис. 5). На южных склонах и в бессточных сухих котловинах преобладают степные и сухо-степные крио-ксерофильные мелкозлаковые, мелкодерновинно-злаковые и низко-разнотравные ландшафты с доминированием ксерофитов в сочетании с лиственничными редианами. На северных склонах формируются редколесные лиственничники с сосной остепненные с мелкодерновинно-злаковым и низкотравным

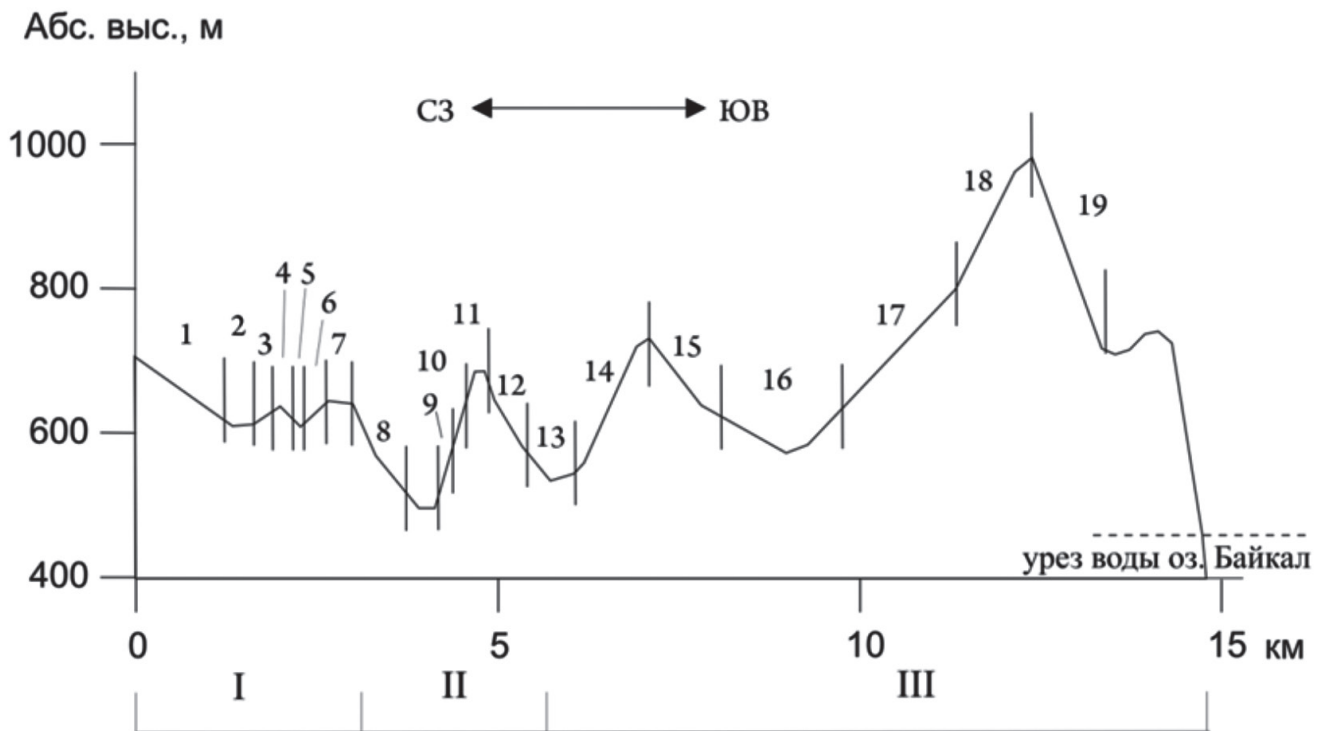


Рис. 7. Ландшафтный профиль полигона, границы подразделений ландшафтной структуры на котором выделены с помощью «модели X» и «модели Y».

Основные морфоструктуры полигона: I – предгорья Приморского хребта, II – Кучелго-Таловская депрессия, III – Приольхонское плато.

Типичные ландшафты: 1 – сосновые разнотравные на предгорном склоне; 2 – сосново-лиственничные осоково-разнотравные с зелеными мхами на предгорном прогибе; 3 – лиственничные с сосной кустарниковые зеленомошно-осоковые на пологих северо-западных склонах; 4 – лиственничные разреженные разнотравные с кустарниками на крутых юго-восточных склонах; 5 – лиственничные редкостойные осоково-разнотравные на дне речных долин; 6 – лиственничные редкостойные кустарниковые разнотравно-осоковые с зелеными мхами на пологих северо-западных склонах; 7 – петрофитные разнотравные с лиственницей на уплощенных гребнях; 8 – лиственничные редкостойные разнотравные на мелких разломных эскарпах; 9 – лиственничные редкостойные злаково-разнотравные на дне Кучелго-Таловской депрессии; 10 – лиственничная кустарниковая разнотравно-осоково-зеленомошная на крутом северо-западном склоне-эскарпе; 11 – лиственничные разреженные кустарниковые петрофитные разнотравные на уплощенных гребнях; 12 – лиственничные разреженные кустарниковые злаково-разнотравные на крутом юго-восточном склоне; 13 – злаково-разнотравные с лиственницей на дне Кучелго-Таловской депрессии; 14 – лиственничные кустарниковые осоково-разнотравные на склоне-эскарпе; 15 – лиственничные разреженные разнотравно-злаковые на юго-восточном склоне средней крутизны; 16 – злаково-разнотравные с лиственницей и сосной на дне широких сухих падей Приольхонского плато; 17 – лиственничные разреженные злаково-разнотравные на северо-западных склонах средней крутизны Приольхонского плато; 18 – лиственничные с сосной рододендровые петрофитные зеленомошно-осоковые на крутых северо-западных склонах Приольхонского плато; 19 – каменисто-скальные разнотравно-злаковые с сосной на склонах-эскарпах

травянистым покровом в сочетании с разнотравными и злаково-низкотравными ландшафтами. Леса подтаежного типа развиты фрагментарно только на северо-западных склонах и представлены редкостойными спирейно-разнотравными остепненными лиственничниками, реже зеленомошно-осоковыми лиственничниками со слабо развитым подростом и подлеском. Кустарниковая и луговая раститель-

ность распространена узкими полосами вдоль русел рек и по днищам широких сухоходольных распадков. Склоны вдоль береговой линии Байкала заняты разреженной степной растительностью с отдельно стоящими лиственницами и соснами.

Влияние микрорельефа сильно проявляется на водоразделах, в верхней части склонов и на денудационных поверхностях. Структурные гряды

формируются в связи с разной устойчивостью горных пород к денудации. На вершинах грив травостой сильно разрежен, с невыраженной ярусностью и слагается в основном овсяницей ленской и петрофитным разнотравьем, в котором на южных склонах обычно доминирует хамеродос алтайский, а на северных – астрагал разноцветный. Усиление ксероморфности ландшафтов определяет широкое распространение на южных склонах ксерофитов и криоксерофитов. Повышенная засушливость местообитаний характерна и для участков карстующихся карбонатных пород. Внедрение элементов мезофитного разнотравья в ксероморфные степные ландшафты южных склонов и суходолов по пониженным формам рельефа на полигоне и, наоборот, ксерофильных видов на северные склоны, в т.ч. и под полог лиственничников по литоморфным участкам создает сложную мозаику ландшафтной структуры, редко где еще на байкальском побережье проявляющуюся в такой яркости и полноте.

Анализ моделей по происхождению рельефа (генетический)

По генезису на изученном модельном полигоне Приольхонья преобладает эрозионно-денудационный, тектонический, гравитационный, карстово-суффозионный и эоловый рельеф. Широко представлены формы рельефа смешанного генезиса.

Эрозионно-денудационный рельеф дешифрируется на обеих геоинформационных моделях в виде долин постоянных и временных водотоков (см. рис. 5). Более информативна модель «рельеф X». Эти геоморфологические элементы достаточно подробно рассмотрены в предыдущем разделе. Здесь отметим только, что среди денудационных форм выделяются фрагменты поверхностей выравнивания, древних структурно-террасовых уровней и собственно речных долин (дочетвертичных или средне-неоплейстоценовых), отрезанных от современного базиса эрозии и эрозионной сети, и разрушающихся ныне в основном за счет гравитационных процессов (подробнее будут рассмотрены ниже).

Тектонический рельеф представлен широким многообразием форм за счет того, что полигон расположен в зонах активного динамического влияния крупных разломов: Приморского и Чернорудско-Баракчинского. Морфоструктурный анализ проведен в основном по модели «рельеф X». Выделяется собственно осевая зона Приморского разлома, сложно построенная, состоящая из серии более мелких тектонических уступов, западин и шерлопов. Характер рельефа свидетельствует о том, что Приморский разлом является сбросом. Вместе с тем отмечается наличие сдвиговой компоненты в

кинематике тектонических движений по разлому. Анализ разломно-блоковой структуры и динамики (см. рис. 4) и модели «рельеф X» (см. рис. 5) приводит к мысли о переменном знаке сдвиговых перемещений блоков по разлому, по крайней мере в плиоцен-четвертичное время. На модели «рельеф X» наиболее крупные долины (плиоцен) имеют левый сдвиг, менее крупные долины (ранний-средний неоплейстоцен) имеют правый сдвиг и, наконец, самые мелкие и молодые элементы рельефа (поздний неоплейстоцен) вновь приобретают левый сдвиг. Такая динамика детализирует разломно-блоковую структуру на рис. 4А.

Хорошо проявлены на моделях «рельеф X» и «рельеф Y» и другие геолого-структурные швы, например зона Чернорудско-Баракчинского разлома. В восточной части полигона она подчеркнута небольшими линейно вытянутыми уступами-эскарпами. Анализ структурного рисунка зоны Чернорудско-Баракчинского разлома и параллельных ему мелких эскарпов также позволяет говорить о наличии лево-сдвиговой компоненты в молодых (поздний неоплейстоцен-голоценовых, последние 125-130 тыс. лет) рифтогенных разломах полигона. На модели «рельеф X» впервые однозначно зафиксированы правосторонние сдвиги по молодым разломам, поперечным основным рифтогенным структурам, например, на севере полигона вдоль молодой гривы (см. рис. 5А).

Модель «рельеф X» позволяет оконтурить тектонические блоки, разделенные активными разломами. Иногда можно определить кинематику и характер тектонических движений блока. Например, на западе полигона правым сдвиго-сбросом вычленен узкий полосообразный блок, испытывающий активное опускание, совмещенное с кручением по часовой стрелке. Более детальный анализ на отдельных участках полигона позволяет выделить и другие, не менее интересные тектонически обусловленные формы рельефа.

Гравитационный рельеф во многом повторяет тектонический, хотя встречаются и своеобразные элементы. Например, делювиальные шлейфы у подножья эскарпов. Гравитационное разрушение эскарпов протекает настолько активно, что мощность шлейфов значительна даже под невысокими эскарпами. Например, у подножья мелкого эскарпа в юго-восточной части полигона высотой всего 25-30 м мощность шлейфа превышает 1,8 м (шурф на этой глубине не встретил кристаллических пород, что позволяет предполагать и большую величину мощности). Оползневые гравитационные структуры дешифрируются на обеих моделях на широком предгорном делювиальном шлейфе Приморского хребта. Обвальное-осыпные формы отмечаются на

модели «*рельеф X*» в продольных профилях распадков северного простирания, поперечных р. Кучелга. На модели «*рельеф Y*» фиксируется конус выноса крупно-глыбового материала в долине р. Харга.

Карстово-суффозионный рельеф отмечается преимущественно на Приольхонском плато, особенно четко на модели «*рельеф X*». Главным образом это провальные котловины и небольшие суффозионные воронки (см. рис. 5). В первом случае следует отметить также карстовые пещеры, формирующиеся в местах провалов. Во втором – невозможно обойти вниманием мелкие провалы, совмещенные со складчатыми структурами.

Эоловый рельеф проявлен дефляционными формами в виде котловин выдувания и останцов обтачивания на участке Приольхонского плато. Ярко выраженный останец обтачивания расположен в центральной части модельного полигона, а две своеобразные котловины выдувания находятся в восточной части исследуемой территории.

Рельеф смешанного генезиса выделяется на обеих моделях. Котловины выдувания сформированы над карстовыми внутригорными полостями, в которые происходили гравитационные провалы, а затем они оформлялись дефляцией. Рядом с котловинами, несколько юго-западнее, расположена карстово-тектоническая замкнутая депрессия в виде грабена. Здесь внутригорная карстово-суффозионная полость способствовала тектоническому обрушению грубо прямоугольного блока. Оно произошло сравнительно недавно, поскольку на дне депрессии еще не успел сформироваться слой рыхлого материала, с поверхности сразу идут кристаллические горные породы. Флювиально-гравитационно-тектонические оползни дешифрируются на широком предгорном делювиальном шлейфе Приморского хребта, где их подновлению периодически способствуют землетрясения в БРЗ. Прибрежные косы и бары залива Мухор формируются из песчаного и суглинистого материала, поставляемого эоловыми процессами (ветровой перенос), а также гравелисто-галечными озерными отложениями и переотложенными продуктами селевых потоков.

Анализ реликтовых форм рельефа

Модель «*рельеф X*» и отчасти «*рельеф Y*» позволяют анализировать на модельном полигоне реликтовые формы рельефа, такие как поверхности выравнивания, древние террасовые уровни, участки брошенных древних речных долин (см. рис. 5).

Фрагмент ранне-плиоценовой поверхности выравнивания прослеживается на обеих моделях в приводораздельной части Приморского хребта. На севере имеется менее выразительный фрагмент

этой поверхности. Очевидно вся водораздельно-приводораздельная часть Приморского хребта с гривами, пологими склонами и выровненными поверхностями может рассматриваться как реликт ранне-плиоценового (4-5 млн лет назад) рельефа, разломно-блоковая структура которого приведена на рис. 4Б. Этому же возраста участки поверхностей выравнивания типа педиментов прослеживаются и на Приольхонском плато, где они занимают небольшие площади и расположены мозаично.

Реликтовые террасовые уровни прослеживаются в восточной части полигона, где привязаны к брошенной древней речной долине. Террасы не только структурные, но и аккумулятивные, о чем свидетельствует мощная толща (более 1 м) рыхлых отложений песчаного и песчано-гравелистого материала на их поверхности. Возраст террас и долины можно сопоставить с эпохой тектонического покоя среднего неоплейстоцена. Сток по этой древней долине осуществлялся с северо-востока на юго-запад. В современной речной сети такое направление стока для территории Приольхонья не встречается. Это позволяет думать, что фаза тектонической активизации позднего неоплейстоцена привела к существенным геоморфологическим преобразованиям на исследуемом полигоне.

Северо-западнее, на предгорном шлейфе Приморского хребта, в седловине между двумя распадками отмечаются плохо сохранившиеся реликты средне-неоплейстоценового рельефа. С юго-запада это фрагмент поверхности выравнивания, а с северо-востока, на склоне седловины, прилегающем к долине р. Харга, отмечаются реликтовые террасовые уровни (вероятно только структурные, поскольку обнаружить на них аллювий не удалось). Можно проследить здесь даже излучину (меандр) древней реки. Террасовых уровней на этом участке, по крайней мере, три, и там, где заканчивается самый нижний из них, расположен резкий крутой (обрывистый) склон к современной долине р. Харга.

Реликты древних долин имеются и в южной части полигона, где они также подтверждают существование еще в раннем неоплейстоцене речного стока с северо-востока на юго-запад. Поскольку эти реликтовые долины небольшие и плохо сохранились, то у нас нет оснований распространять данный вывод на всю территорию Приольхонья, пока не будут получены дополнительные материалы на других ее участках.

Заключение

Геоинформационное картографирование и моделирование на основе ЦМР и МПР показало высокую информативность, верифицируемость и

актуальность предлагаемого нами модернизированного подхода для проведения детальных геоморфологических исследований как в плане структуры и динамики, так и происхождения рельефа.

Наши модели, построенные на базе МПР как без осреднения, так и с осреднением по окружностям с 5 и 10 точками по алгоритму Браземхэма, позволили выявить разломно-блоковую структуру полигона в динамике для разных этапов развития БРЗ с момента ее заложения и до современности. Определены основные знаки движения по разломам (вертикальные и горизонтальные) и элементы вращения тектонических блоков.

Переход к более тонкой структуре и динамике поздний неоплейстоцен – голоценового и современного рельефа осуществлен с помощью специально преобразованных моделей *x-составляющих* и *y-составляющих* векторов стока. Их главная структурная особенность заключается в том, что на первой модели более четко проявлены индикационные признаки эндогенного (тектонического) рельефа, а на второй – экзогенного (климатического) рельефа. Хотя элементы всех типов рельефа имеются на обеих моделях.

Построенные геоинформационные модели и интерпретационные карты могут использоваться как совместно при комплексном геоморфологическом и ландшафтом анализе полигонов, так и по отдельности в зависимости от конкретной исследовательской задачи. Но в любом случае они должны рассматриваться как взаимодополняющие друг друга при дистанционных и натуральных геоморфологических построениях. Выявленные тонкие различия элементов структуры и динамики как древнего миоцен-плиоценового, так и молодого четвертичного рельефа не могли быть получены на основе использования традиционных полевых и камеральных геоморфологических методов.

Использование различных методов исследования рельефа: с помощью натуральных описаний, материалов ДЗЗ, данных SRTM и топографических карт приводит к единому результату – установлению его инвариантов. Предлагаемая методика геоинформационного картографирования на основе метода пластики рельефа позволяет выделять совокупность структурных линий и элементов рельефа, которая образует его абстрактный структурно-динамический инвариант. Ее применение для геоморфологического анализа имеет универсальное географическое значение, так как структура рельефа, запечатленная в его инвариантных линиях, во всех отношениях является определяющей.

Ключевые слова: геоинформационное картографирование, цифровая модель рельефа, метод пластики рельефа, геоморфологический анализ, Прибайкалье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалова Н.А., Капралов Е.Г. Введение в ГИС. – Петрозаводск : Изд-во ПГУ, 1995. – 148 с.
2. Жуков В.Т., Новаковский Б.А., Чумаченко А.М. Компьютерное геоэкологическое картографирование. – М. : Научный мир, 1999. – 128 с.
3. Новаковский Б.А., Прасолов С.В., Прасолова А.И. Цифровые модели рельефа реальных и абстрактных геополей. – М. : Научный мир, 2003. – 64 с.
4. Кузьмин С.Б., Данько Л.В., Черкашин Е.А., Осипов Э.Ю. Цифровые модели рельефа: методика построения и возможности использования при геоморфологическом анализе // Геоморфология. – 2007. – № 4. – С. 33-41.
5. Кузьмин С.Б. К методике оценки потенциальной геоморфологической опасности при крупномасштабных исследованиях в зонах активных разломов // Известия РГО. – 2008. – Т. 140. – Вып. 2. – С. 42-50.
6. Кузьмин С.Б., Шаманова С.И. Усовершенствование метода выделения ярусов рельефа на основе его цифровых моделей и характера древесной растительности на примере Западного Прибайкалья // Известия РАН. Серия географическая. – 2012. – № 4. – С. 83-92.
7. Кузьмин С.Б., Шаманова С.И., Казановский С.Г. Определение высотной поясности ландшафтов на базе цифровых моделей рельефа и характера дендрофлоры // География и природные ресурсы. – 2012. – № 4. – С. 137-149.
8. Кузьмин С.Б. Геоморфология зоны Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Геоморфология. – 1995. – № 4. – С. 53-61.
9. Кузьмин С.Б. Геоэкологический анализ рельефа. – Иркутск : Изд-во ИГ СО РАН, 2004. – 182 с.
10. Кузьмин С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. – Новосибирск : Изд-во «ГЕО», 2009. – 195 с.
11. Кузьмин С.Б., Данько Л.В. Палеоэкологические модели этноприродных взаимодействий. – Новосибирск : Изд-во «ГЕО», 2011. – 187 с.
12. Степанов И.Н., Абдуназаров У.К., Брынских М.Н. и др. Временная методика по составлению карт пластики рельефа крупного и среднего масштаба : методические рекомендации. – Пушкино : ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1983. – 112 с.
13. Метод пластики рельефа в тематическом картографировании. – Пушкино : ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1987. – 160 с.

14. Геометрия структур земной поверхности. – Пушино, 1991. – 202 с.
15. Агафонов Б.П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск : Наука, 1990. – 176 с.
16. Аржанникова А.В., Гофман Л.Е. Проявление неотектоники в зоне влияния Приморского разлома // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 6. – С. 811-818.
17. Байкальский рифт. – Новосибирск : Наука, 1975. – 131 с.
18. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. Масштаб 1:2 500 000 / под ред. Н.А. Логачева. – Иркутск, 1982. – 1 лист.
19. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1 500 000 / под ред. А.Г. Золотарева и П.М. Хренова. – Изд-во ГУГК, 1981. – 4 листа.
20. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1 500 000 / под ред. П.М. Хренова. – Изд-во ГУГК, 1988. – 4 листа.
21. Лاماкин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. – М. : Наука, 1968. – 247 с.
22. Плешанов С.П., Ромазина А.А. Основные этапы формирования рельефа Приольхонья // Геоморфология. – 1975. – № 4. – С. 85-89.
23. Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 129-141.
24. Уфимцев Г.Ф. О неотектонике Приольхонья // Геология и геофизика. – 1985. – № 6. – С. 37-45.
25. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск : Наука, 1992. – 216 с.
26. Уфимцев Г.Ф., Кулагина Н.В., Щетников А.А. и др. Древние долины западного побережья Среднего Байкала // Геология и геофизика. – 2000. – № 7. – С. 983-989.
27. Флоренсов Н.А., Ивановский Л.Н., Уфимцев Г.Ф. и др. Процессы формирования рельефа Сибири. – Новосибирск : Наука, 1987. – 185 с.
28. Хренов П.М., Демин А.Н., Таскин А.П. и др. Скрытые поперечные разломы Байкальской рифтовой системы // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. – Новосибирск : Наука, 1977. – С. 99-104.
29. Шерман С.И. Приморский разлом в Западном Прибайкалье // Информационный бюллетень ИЗК СО АН СССР (1967-1968 гг.). – Иркутск, 1970. – С. 14-15.
30. Шерман С.И. Физические закономерности разломообразования в земной коре. – Новосибирск : Наука, 1977. – 102 с.
31. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. – 1977. – № 2. – С. 454-464.
32. Кузьмин С.Б., Данько Л.В., Снытко В.А. и др. Новые данные о природных обстановках Прибайкалья в позднем голоцене // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 412, № 1. – С. 107-111.
33. Кузьмин С.Б., Мехоношин П.А., Данько Л.В. Новые данные о геодинамических обстановках позднеледниковья и голоцена в Прибайкалье // Известия РГО. – 2007. – Т. 139. – Вып. 3. – С. 45-52.
34. Кузьмин С.Б., Хлыстов О.М., Мехоношин П.А. и др. Изучение рыхлых отложений побережья и акватории Малого моря на Байкале для восстановления природно-геодинамических обстановок в позднеледниковье и голоцене // Географический вестник. – 2016. – № 1. – С. 23-36.