

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОСИСТЕМ РИФТОВЫХ ЗОН

Ключевые слова: геосистема, организация, рифтовая зона

Введение. В географических исследованиях изучение геосистем занимает особое место, соответствующее современному этапу развития научного знания. Это не просто раскрытие частных свойств и территориального целого, а понимание того, каким образом части сливаются в целое и развиваются как целое через проявление связей и изменений.

Организация геосистем – сложный процесс формирования, сохранения и упорядоченного преобразования целостности за счет внутренних механизмов. Основными механизмами, определяющими пространственно - временную организацию геосистем, являются вещественно-энергетический обмен, внутренние взаимосвязи, резонанс процессов, взаимосвязь со средой, развитие, устойчивость. Организация отличается от самоорганизации тем, что геосистемы испытывают специфическое воздействие извне. К таковым, на наш взгляд, можно отнести влияние рифтогенных процессов, которое, не взирая на большой массив эмпирических данных недостаточно изучено. При обработке информации о рифтовой зоне имеются определенные трудности, связанные с учетом как общегеографических факторов дифференциации геосистем, так и специфических механизмов воздействия на геосистемы рифтогенных процессов.

Возникновение рифтов связано с процессами подъема глубинного вещества Земли, горизонтального растяжения земной коры под его напором, образования сводового поднятия, утонением коры и подъемом поверхности Мохоровича. Байкальская зона, как и Рейнская, изолированы от мировой рифтовой системы, однако их возникновение и развитие также связано с такими процессами. Замкнутость Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) позволяет четко отграничить район рифта от иных структур. Для него, как и для других рифтов, характерны базальтовый вулканизм, высокие значения эндогенного теплового потока, повышенная сейсмическая активность, а также магнитные, электромагнитные и гравитационные аномалии [13].

Кроме того, в пределах БРЗ представлено контрастное сочетание архейских структур с интенсивными новейшими тектоническими движениями. Редко где можно видеть столь эффектное раскалывание древней платформы и возобновление на ней в самое недавнее геологическое время разнообразного вулканизма [3]. Всё это отражается на механизмах организации геосистем региона, определяя развитие здесь уникальных

геосистем, сочетающих в себе реликтовость и эндемизм. Отнесение оз. Байкал к объектам Всемирного природного наследия и активная рекреационная деятельность также вызывают необходимость изучения организации геосистем этого региона. В этой связи исследование влияния рифтогенных процессов на организацию геосистем региона является актуальной проблемой.

Цель исследования – выявление основных закономерностей организации геосистем БРЗ. Объект исследования – геосистемы юго-западной, наиболее освоенной человеком, части БРЗ, которую составляют разнокачественные структурные элементы: Тункинская рифтовая долина и ее горное обрамление – хр. Хамар-Дабан на юге и Восточный Саян на севере (Тункинские, Китайские гольцы, массив Мунку-Сардык, Окинское плоскогорье) (Рис. 1).



Рис. 1 – Озеро Байкал и район исследований на космическом снимке с искусственного спутника Земли «EOS AM-1» (TERRA). 13.09.2012.

Для достижения поставленной цели нами были использованы картографический, сравнительно-географический, дистанционный (дешифрирование космических снимков), ландшафтно - индикационный методы, а также полевые маршрутные наблюдения в сочетании с обобщением значительного массива литературных материалов.

Развитие геосистем региона

Формирование геосистем юго-западной части БРЗ в значительной мере определяется расположением на стыке двух крупных геоструктур и основных тектонических элементов – Байкальской рифтовой и Саяно-Байкальской орогенической зон. Здесь сходятся две крупные линии разломов – Предсаянская и Байкальская. В тектонической схеме региона выделяются: докембрийские глыбы, представляющие выступы древнейшего кристаллического фундамента (Хамар-Дабанская, Окинская, Тункинская), краевые зоны Сибирской плиты; каледонские структуры — Тункинская, Саянская, которые сформировались в теле раздробившегося кристаллического докембрийского субстрата [6]. Длительная денудация привела в дальнейшем к формированию невысокого пенеплена.

Считается [2], что нижняя возрастная граница начальных стадий формирования Байкальской впадины восходит к олигоцену. Реликтом этой

эпохи на территории района исследований является плаун булавовидный (*Lycopodium clavatum*), развитый среди пихтарников широколиственных в предгорьях Хамар-Дабана на побережье Байкала.

В миоцене произошла активизация тектонических процессов, массовые излияния базальтов на фоне медленного поднятия Байкальского свода. Образовались мощные базальтовые покровы на территории Хамар-Дабана и Восточного Саяна. Интенсивные тектонические движения определили глубокое погружение кристаллического фундамента Тункинской котловины, которая представляла собой пресноводное озеро.

Интенсивные тектонические движения в позднем плиоцене обусловили поднятия горных систем вокруг Байкала и на востоке материка. Это привело к возникновению орографических преград, которые оказали влияние на циркуляцию атмосферы. Значительную роль стал играть Сибирский антициклон, который повлиял на трансформацию геосистем. В системе атмосферной циркуляции усилился западный перенос воздушных масс. Преобразования, связанные с нарастающей аридизацией, способствовали широкому распространению степных геосистем в регионе. На крутых склонах хребтов распространяются сухостепные геосистемы с остролодочником шишковидным (*Oxytropis strobilacea* Bunge), плаунками (*Selaginella*) и др., которые сохранились в регионе до настоящего времени. В эту эпоху образовывается Байкало-Алтайский лесостепной комплекс [4]. Около 5-6 млн. лет назад наступила собственно рифтовая стадия развития Прибайкалья и впадины будущего Байкала. Она совпала с началом последнего этапа горообразования в Восточном Саяне и Хамар-Дабане, который сопровождался поднятием гор, излиянием лав, интенсивным эрозионным расчленением и неоднократным оледенением наиболее высоко поднятых участков вдоль границы Сибирской платформы, а также образованием Тункинской котловины [2]. Обширные по площади древние пенеплены были подняты на значительную высоту. К таким структурам относится и Окинское плоскогорье.

Порядка 150-200 тыс. лет назад в зоне сближения Предсаянского и Байкальского разломов горы достигли высот, максимальных для Восточного Саяна, стала интенсивно погружаться Тункинская котловина. Эти процессы продолжаются и поныне. На современном этапе в пределах региона механизм горо- и рифтообразования един, о чем свидетельствует временное соответствие активизации горообразования в районе Восточного Саяна, Хамар-Дабана и усиления раскрытия Байкальского рифта [10]. Подъем хребтов вызвал очередное похолодание и аридизацию климата, которое сопровождалось горно-долинным оледенением. В высокогорьях Восточного Саяна сформировались горные тундры и подгольцовые редколесья из кедра и лиственницы, а также ерники; в Хамар-Дабане – пихтовые редколесья и альпийские луга. На большей части территории, по-прежнему, были распространены горные светлохвойные и подгорные сосново-лиственничные с березой подтаежные травяные геосистемы. С этими событиями сопряжено формирование на побережье

Байкала своеобразных темнохвойно-таежных комплексов с кедром сибирским и кедровым стлаником, который рассматривается как типичный представитель Байкало-Джугджурской физико-географической области.

Влияние рифтогенных процессов на организацию геосистем

Для БРЗ характерен высокий уровень тектонической активности, дальнейшее прогибание рифтовых впадин, о чем свидетельствуют образование залива Провал на оз. Байкал и заболачивание многих пониженных участков. Общие черты рифтогенных процессов, влияющих на формирование вещественно-энергетического механизма организации геосистем - это, прежде всего, интенсивный неоген-четвертичный вулканизм, высокая сейсмичность территории, повышенные значения эндогенного теплового потока. Развитие рифтовой зоны в научной литературе часто связывают с выступом мантии в форме гигантской дайки, которая определяет формирование и развитие новейшей тектонической структуры Байкальской рифтовой зоны.

Базальтовый вулканизм. В пределах территории исследования хорошо сохранились следы вулканической деятельности, как миоценового (20-2,5 млн. л.), так и голоценового (10 тыс. л.) возраста, о чем свидетельствуют покровы базальтов. Они отмечены в Еловском отроге Тункинской котловины, в пределах притоков Иркута (рр. Замараиха и Б. Тайгурка), на Окинском плоскогорье (Восточный Саян). В настоящее время явные свидетельства базальтового вулканизма наиболее хорошо сохранились в пределах Окинского плоскогорья: здесь расположены конусы вулканов Перетолчина и Кропоткина, а также лавовые купола. Отмечены мощные пласты лавы и гнейсов в долине Иркута и около Байкала [5], которые свидетельствуют о происходивших здесь периодических излияниях. Это определило развитие на базальтах уникальных елово-лиственничных мохово-лишайниковых геосистем.

Сейсмичность. Для БРЗ характерен повышенный уровень сейсмической активности. Происходит порядка 2000-3000 землетрясений в год. На большей части БРЗ возможны землетрясения 9–10 баллов и более [1]. Юго-западная часть БРЗ является потенциально сейсмоопасным районом, так как здесь сконцентрированы глубинные сейсмоактивные разломы в комплексе с рифтовыми впадинами.

Развитие БРЗ около 5 млн. лет назад сопровождался поднятием восточной части Восточного Саяна, излиянием лав, интенсивным эрозионным расчленением и неоднократным оледенением наиболее высоко поднятых участков вдоль фланга Байкальского рифта. Это обусловило образование высокогорных альпинотипных комплексов и формирование молодых прогрессивных гольцовых геосистем региона. Обширные площади пенеплены были подняты на значительную высоту. К такой структуре относится и Окинское плоскогорье. История его развития, проявления рифтогенеза определила формирование своеобразия ландшафтных особенностей региона: замкнутость плоскогорья, окруженного со всех сторон горами, его высокогорный характер,

экстраконтинентальные условия, повсеместное развитие многолетней мерзлоты, благодаря чему оно получило название «Тибет в миниатюре» [6].

Интенсивные неотектонические движения, связанные с развитием БРЗ, определили погружение кристаллического фундамента Тункинской котловины, что привело к формированию стариц, болот, множества озер, озеровидных расширений русла Иркуты (район Койморских озер и оз. Енгарга). Плоский рельеф котловины в сочетании с высоким уровнем грунтовых вод определяет в настоящее время развитие процессов заболачивания. Создается своеобразное сочетание резко различных по увлажнению ландшафтных условий - сухость воздуха с высокими летними температурами воздуха и заболоченность почв, результатом которого является сочетание болотных и сухостепных геосистем. Это пойменно-долинные комплексы рр. Тунка и Иркут, представленные травяно-осоковыми лугами и лугово-тальниковыми группами фаций на лугово-болотных почвах, которые сочетаются с кобрезиево-злаковыми геосистемами на лугово-степных, фрагментами щебнистых лугово-каштановых почвах выположенных склонов речных долин.

Тепловой поток. Благодаря активному проявлению неотектонических процессов и рифтогенеза в области исследуемой территории фиксируется ярко выраженный поток энергии, обусловленный эндогенными источниками тепла, связанными с доминирующими в мантии процессами теплопереноса. Это определяет формирование тепловой аномалии, в пределах которой значения теплового потока в 2-3 раза выше, чем на сопредельных территориях.

В континентальных районах, вне областей активного вулканизма, это крупнейшая тепловая аномалия среди известных тепловых максимумов. Величина теплового потока (ТП) в пределах района исследований составляет 2,5–2,7, в то время как для Сибирской платформы она равняется 1,05 мккал/см² [8,9]. Вдоль разломов температуры горных пород на глубине 50-100 м увеличиваются почти в 4 раза, по сравнению с фоновыми на тех же глубинах, и достигают 30⁰ и более.

В пределах Тункинской котловины тепловой поток составляет в среднем 1,3-1,8·10⁻⁶ кал/см²·сек. Значительное прогревание глинисто-песчаной толщи и заметный подток глубинного тепла происходит в районе п. Жемчуг, располагающегося в центральной части котловины. Здесь значения теплового потока достигают 2,4·10⁻⁶ кал/см²·сек. Для Аршанского и Ниловопустынского месторождений термальных вод, расположенных в северной и западной частях Тункинской впадины, характерно повышенное тепловое поле, значения которого составляют 1,8·10⁻⁶ кал/см²·сек. Это связывают с остаточными явлениями ниже- и среднечетвертичного вулканизма, а появление тепловой аномалии (1,5·10⁻⁶ кал/см²·сек) на Ниловском отроге – интенсивным подтоком глубинного тепла по зоне разлома.

Проведенные в этих районах полевые ландшафтные исследования показали, что на однотипных местообитаниях в пределах террасированных

участков лево- и правобережья р. Иркут с единым петрологическим составом распространены участки центрально-азиатских и северо-азиатских луговых степей. Синтез литературных, картографических данных, отражающих тепловые характеристики территории, а также материалов оперативной космической съемки с ИСЗ «Landsat-7» (спектральный диапазон 8-14 мкм) показал, что в районе, где фиксируется большой приток эндогенного тепла, представлены центрально-азиатские сухостепные реликтовые геосистемы.

Наибольшие значения теплового потока фиксируются также по прямолинейным участкам крупных речных долин в пределах северного макросклона хребта Хамар-Дабан (рр. Снежная, Хара-Мурэн, Утулик, Зун-Мурэн). Здесь развиты уникальные для региона широколиственные пихтарники, развитие которых унаследовано от широколиственно-хвойных лесов плиоцена [12]. В настоящее время реликтовые ассоциации пихтарников приурочены, прежде всего, к долинам рек и надпойменным террасам, чередуясь с тополевыми лесами. Топольевые леса, также как и пихтарники, имеют в своем составе третичные реликты. Кроме этого, в пределах Хамар-Дабана имеются пихтарники, имеющие в своём составе эндемики. Распространение таких эндемичных геосистем сходно с реликтовыми, и часто перемежаются. К примеру, к долине р. Снежная, приурочен эндемичный для Ангаро-Саянского и Даурского районов пихтарник с анемоной байкальской; реликтовый пихтарник с покровом из вальдштейнии, участие которой характерно для травяного покрова лесов Сихотэ-Алиня.

Характеристика геосистем района исследований

Своеобразие Южного Прибайкалья определяется сочетанием четырех структур, находящихся под влиянием развития БРЗ: озера Байкал, Тункинской котловины, юго-восточной оконечности Восточного Саяна, отрогов Хамар-Дабана. Это определило развитие в регионе геосистем, принадлежащих Южно-Сибирской горной и Байкало-Джугджурской горнотаежной физико-географическим областям. Здесь также фрагментарно присутствуют геосистемы, принадлежащие к Центрально-Азиатской сухостепной, Северо-Азиатской лесостепной физико-географических областей [11].

Формирование горных геосистем в восточной части Восточного Саяна сопряжено с воздействием тектонических процессов, связанных с развитием БРЗ. Здесь получили широкое развитие гольцовые альпинотипные с явлениями гляциального рельефа геосистемы. Гольцовый пояс представлен, как правило, горно-тундровыми геосистемами; распространение получили каменистая, осоко-моховая, лишайниковая и щебенчато-лишайниковая тундровые геосистемы. Верхние части склонов заняты преимущественно листовеннично-редколесными мохово-травяными группами фаций. Здесь высотные пределы поясов на 100-200 метров превышают соответствующие показатели западных провинций Восточного Саяна. Эти геосистемы в типологическом плане близки к геосистемам Забайкалья, не смотря на

тесную орографическую связь с остальными частями Восточного Саяна. В пределах среднегорий преобладают южно-сибирские геосистемы. Это темнохвойная тайга, прежде всего, кедровые зеленомошные геосистемы на горных дерново-подзолистых и дерновых глубокопромерзающих почвах. Нижние части склонов заняты светлохвойными, преимущественно лиственнично-таежными травяными подтаежными геосистемами на дерново-подзолистых почвах.

В образовании Окинского плоскогорья проявилось воздействие специфических структурных и геодинамических факторов: воздействие рифтогенных процессов, структурных коллизий крупных тектонических блоков земной коры, вулканизма. Это определило формирование своеобразия ландшафтных особенностей региона: замкнутость плоскогорья, окруженного со всех сторон горами, его высокогорный характер (плоскогорье расположено на высоте свыше 2000 м), экстраконтинентальные условия, повсеместное развитие многолетней мерзлоты, распространение базальтовых покровов и др. Вулканическая деятельность на территории плоскогорья интенсивно протекала в миоцене и в начале голоцена, о чем свидетельствуют покровы базальтов, а также сохранившиеся конусы вулканов Перетолчина, Кропоткина и лавовые купола. Миоценовый вулканизм был самым мощным за всю кайнозойскую историю. Считается, что первоначальное положение эпицентра вулканической активности и глубинной термо-гравитационной аномалии находился под Тункинской впадиной, с последующим расширением сферы разогрева к югу, западу и северо-западу в район плоскогорья [7, 13].

В пределах плоскогорья развиты Байкало-Джугджурские горно-таежные геосистемы. В их составе - уникальные для всего Восточного Саяна елово-лиственничные мохово-лишайниковые акациево-смородиновые с барбарисом сибирским и жимолостью группы фаций. Их распространение связано с выходом миоценовых базальтов. Границу базальтового потока фиксирует резкий переход от лесных геосистем к степи (рис. 2).



Рис.2 – Выходы базальтов в районе Окинского плоскогорья.

Напротив, в пади Хи-Гол, покрытой базальтовой лавой, растительность развита по периферии базальтового поля, что, очевидно, связано с более молодым возрастом базальтов.

В пространственном размещении геосистем Окинского плоскогорья прослеживается дифференциация, связанная, прежде всего, с уровнем увлажнения. В более сухой восточной части плоскогорья широкое распространение получили островные

горностепные геосистемы на темно-гумусовых глееватых и перегнойно-глеевых почвах.

В западной, более возвышенной части плоскогорья наблюдается повышенный уровень увлажнения, который поддерживается многочисленными термокарстовыми и старичными озерами, повсеместным развитием многолетней мерзлоты, наледями, которые дают влагу растениям. Здесь широкое распространение получили луговые заболоченные комплексы на аллювиальных перегнойно-глеевых и торфяно-глеевых почвах. Горное обрамление котловины представлено горно-таежными лиственничными геосистемами.

Геосистемы Хамар-Дабана отличаются значительным разнообразием. Здесь сохранились экологические ниши для влаголюбивых неоген-палеогеновых видов. В настоящее время специфичность горных геосистем хребта определяются развитием высокогорных альпинотипных на эффузивных и метаморфических породах гольцовых геосистем, развитых в условиях очень холодного и влажного климата, распространением многочисленных реликтов миоцен-плиоценовых широколиственных лесов, в частности, плаунов, кедрового стланика, находящихся на юго-западном пределе распространения.

Геосистемы гольцового пояса занимают высокогорные участки территории (1600-2200 м). Наиболее распространены щебенчато-разнотравно-лишайниковые тундровые геосистемы на слабодренированных поверхностях водоразделов. Субальпийский пояс представлен фрагментарно, преимущественно на влажных северо-западных склонах хребта на высоте 1200-1700 м. Прежде всего, это ивняки, высокотравные ольховники, баданово-рододендровые пустоши, перемежающиеся с высокотравными лугами (разнотравными и чемерицево-купальницево-гераниевыми), преимущественно на горно-луговых почвах. В подгольцовом поясе распространены ерники, кашкарники и кедровый стланик. Наиболее развиты кедрово-стланиковые бруснично-кашкарново-лишайниково-зеленомошные с рединой кедра и кедрово-стланиковые сфагновые группы фаций.

Пихтовые и пихтово-кедровые геосистемы, преимущественно чернично-зеленомошные, приурочены к более увлажненным участкам северного макросклона. В подлеске встречается ольховник, рябина и жимолость. На крутых каменистых склонах развиты чернично-бадановые-зеленомошные, часто с ольхой кустарниковой кедровые группы фаций. На плоских и мелкобугристых поверхностях байкальских и речных террас распространены пихтовые и кедровые зеленомошно-разнотравные геосистемы. Единично в верхних частях склонов встречаются пихтовые мертвопокровные кедрово-стланиковые и кедровые мшисто-лишайниковые геосистемы. По падям прибрежной горной цепи пихта образует границу леса на высоте 1100-1600 м. Это связано с мощным снежным покровом и слабым промерзанием почвы, плодородными хорошо увлажненными

почвами, что создает высокую конкуренцию пихты и исключает возможность поселения кедра.

Светлохвойные таежные геосистемы занимают предгорья и среднегорья; еловые сообщества единичны. В прибрежной байкальской полосе встречаются субальпийские виды: кашкара, кедровый стланик. Их распространение связано с высокой относительной влажностью и более прохладным климатом (инверсия температуры).

Тункинская котловина относится к впадинам байкальского типа. Здесь развиты геосистемы Центрально-Азиатской сухостепной, Северо-Азиатской лесостепной физико-географических областей. Для нее, как и для всех котловин байкальского типа, характерна асимметрия склонов: крутой склон Тункинских гольцов и относительно пологий – Хамар-Дабана. Днище котловины слагает мощный слой флювиогляциальных и ледниковых отложений, из-под которых восточнее р. Кынгарги и вдоль склонов Хамар-Дабана выступают древние вулканогенные образования - вулканические конусы, холмы и гряды, сложенные базальтами и шлаками.

Особое место в ландшафтной структуре котловины занимает крупный песчаный массив – урочище Бадар. На севере он плавно снижается и его граница четко обозначена низинными болотами. На юге, напротив, он обрывается крутым обрывом высотой до 80 м к пойме Иркуты. Его происхождение связывают с интенсивной эоловой деятельностью в прошлом. В настоящее время здесь сформировались уникальные и слабоустойчивые боровые лишайниковые сосняки, развитые на песчаных отложениях с эоловыми формами рельефа. Северные склоны котловины заняты подтаежными травяными лиственничниками, местами заболоченными, в то время как сосново-лиственничные бруснично-травяные группы фаций на серых лесных почвах представлены в южной части Тункинской котловины.

Заключение

Проведенные исследования показали, что организация геосистем рифтовых зон имеет свои особенности, которые определяются высокой тектонической активностью, динамичностью процессов, эндогенным притоком тепла, геохимическими и др. аномалиями. Здесь широко распространены особые типы геосистем, которые характеризуются реликтовостью, своеобразием, эндемизмом, и контрастностью по сравнению с прилегающими районами. Исследования организации геосистем рифтовых зон представляют интерес и требуют дальнейшего детального изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №12-05-00819).

Список литературы

1. *Агафонов Б. П.* Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны / Б. П. Агафонов. – Новосибирск : Наука, СО, 1990 – 176 с.
2. *Байкал.* Атлас. Карта Кайнозойские отложения – М-б 1:2500000. – М. : ГУГК, 1993. – С. 28-29.
3. *Белоусов В. В.* Введение / В.В. Белоусов // Байкальский рифт. – Новосибирск : Наука, СО, 1968. – С.5-6.
4. *Васильев В. Н.* Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири / В. Н. Васильев // Материалы по истории флоры и растительности. –

1958. – Вып. 3. – С. 361-457. **5.** *Думитрашко Н.В.* Молодость и древность рельефа юго-восточной Сибири / Н. В. Думитрашко // Проблемы геоморфологии. – 1948. – Вып. XXXIX. – С. 21-39. **6.** *Обручев С. В.* Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна / С. В. Обручев // Известия ВГО СССР. – 1946. – № 7–8. **7.** Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере / Н. А. Логачев, С. В. Рассказов, А. В. Иванов и др. // Литосфера Центральной Азии (основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг.). – Новосибирск : Наука, СО, 1996. – С. 57–80. **8.** *Любимова Е. А.* Тепловая аномалия в области Байкальского рифта / Е. А. Любимова // Байкальский рифт. – М: Наука, 1968. – С. 159-160. **9.** *Лысак С. В.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны / С. В. Лысак, Ю. А. Зорин. – М. : Наука, 1976 – 91 с. **10.** *Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история / Мац В. Д., Уфимцев Г. Ф., Мандельбаум М. М. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с. **11.** *Сочава В. Б.* Физико-географические области Северной Азии / В. Б. Сочава, Д. А. Тимофеев // Докл. Ин-та географии Сибири и ДВ. – 1968. – Вып.19. – С. 6-15. **12.** *Тюлина Л. Н.* Из истории растительного покрова северо-восточного побережья Байкала / Л. Н. Тюлина // Проблемы физической географии. – 1950. – Сб. 15. – С. 62-67. **13.** *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н. А. Флоренсов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 358 с.

Коновалова Т. І. Котовщикова М. О. Організація геосистем рифтових зон.

Подано результати досліджень організації геосистем Байкальської рифтової зони. Виявлені провідні чинники рифтогенезу, що на організацію геосистем даного регіону.

Ключові слова: геосистема, організація, рифтова зона.

Konvalova T. I., Kotovchikova M. A. The organization of geosystems of rift zone.

Results from landscape investigations into the organization of the geosystems of Baikal rift zone are presented. This study identifies the factors of rifting, which determine of organization of the geosystems of this region.

Keywords: geosystems, organization, rift zone.

Коновалова Т. И., Котовщикова М. А. Организация геосистем рифтовых зон

Представлены результаты исследований организации геосистем Байкальской рифтовой зоны. Вывявлены ведущие факторы рифтогенеза, влияющие на организацию геосистем данного региона.

Ключевые слова: геосистема, организация, рифтовая зона.

Надійшла до редколегії 01.07.2013

УДК 911.2

Лаврик О.Д.

*Уманський державний педагогічний
університет імені Павла Тичини*

**РІЧКОВІ ЛАНДШАФТИ:
ПРОБЛЕМАТИКА ВИДІЛЕННЯ, ТЕРМІНОЛОГІЇ І ТИПОЛОГІЇ**

Ключові слова: річковий ландшафт, річка, річище, заплава, виділення, поняття, термін

Постановка проблеми. Наявність річкових ландшафтів у структурі ландшафтної сфери Землі вже давно не викликає ні в кого з науковців сумнівів. Динамічність водного потоку, різноманіття аквальних урочищ і фацій, особливості варіантів річкових ландшафтів, контрастність

ISSN 0868-6939 Фізична географія та геоморфологія. – 2013. – Вип. 2(70)