

- [12] *Talbot C.J., Rogers E. A.* Seasonal movements in a salt glacier in Iran // *Science*, 1980. V. 208. P. 395—397.
- [13] *Warren J.* *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons.* Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2006. 1036 p.

Оренбург
wadpetyr@mail.ru
orensteppe@mail.ru

Поступило в редакцию
21 июля 2010 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 2

© Ю. В. САЯДЯН

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА АРМЕНИИ

В настоящее время в эволюции большинства тектонических структур альпийского орогенического пояса, которая в итоге привела к возникновению современных горных систем, выделяется позднеорогеническая (новейшая) стадия. Большинство исследователей считают, что интервал альпийского тектонического цикла горообразования продолжается от олигоцена или миоцена до современной эпохи включительно (последние 35—40 млн лет). Для некоторых альпийских горных систем началом наибольшей интенсивности неотектонических движений был промежуток времени порядка 9—11 млн л. н.; в частности, для Малого Кавказа — преобладание вертикальных перемещений над складкообразованием, возникновение основного каркаса современного горного сооружения и все нарастающая тенденция сокращения площади морского Понто-Каспийского бассейна, намечающаяся с позднего сармата [4, 5].

Армения расположена в одной из наиболее типичных молодых горных стран альпийской геосинклинальной зоны Евразии с разнообразным по морфологии и генезису рельефом. Горные сооружения Малого Кавказа, окаймляющие с северо-запада и юго-востока Центрально-Армянскую зону наземного вулканизма, характеризуются длительностью геосинклинального развития в мезозой-палеогеновом этапе. В развитии рельефа Малого Кавказа определяющее значение имели дифференциальные неотектонические поднятия и опускания межгорных депрессий. С конца мзотиса и в понте возникли основные направления гидрографической сети и первая генерация межгорных впадин. Затем каждый блок неотектонического поднятия и отдельные впадины развивались индивидуально. Так, Ширакская впадина развивалась в пределах северо-западной окраины Центрально-Армянской вулканической зоны, Севанская — в пределах центральной части Севано-Ширакской зоны. Обе впадины являются синклинальными структурными прогибами, наложенными на складчатые структуры верхнего мел—палеогена; Араратская — приурочена к центральной части Среднеараксинского олигоцен-миоценового прогиба и отличается большой сложностью и разнообразием; Воротан-Акеринские впадины развивались на стыке Севано-Акеринского офиолитового шва и Базумо-Капанской зоны.

Впадины имеют разные морфологические очертания: Ширакская — овальная, Севанская и Воротан-Акеринские дугообразно вытянуты к северу, Араратская — асимметричная. В этих впадинах особое место занимают продукты верхний миоцен-четвертичного вулканизма, развитого в пределах Центрально-Армянской вулканической зоны.

Озерное осадконакопление во впадинах, кроме Севанской, прекратилось в среднем неоплейстоцене. Формирование озерных толщ во впадинах происходило под влия-

янием трех основных факторов — лавовых запруд речных долин и в этих же местах тектонических поднятий, а также климатических условий, способствовавших достаточной увлажненности региона.

С дифференцированными тектоническими движениями связаны различные уровни дна впадин. Так, дно самой крупной Араратской впадины находится на высотах около 1000 м, Ширакской — 1500, Севанской — 1900, Воротан-Акеринских — от 1500 до 2200 м. Апаранская, Мегринская, Лори-Памбакские и другие находятся на различных высотных отметках. Озерные отложения во впадинах залегают почти горизонтально, в отдельных частях Воротанских впадин они слабо дислоцированы.

Рельеф Малого Кавказа представляет собой пеструю мозаику среднегорных складчато-глыбовых хребтов с эрозионным расчленением и депрессиями, возникшими в результате сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, протекающих в тектонически активной зоне Евразии.

Для Центрально-Армянского вулканического нагорья характерен особый тип структурных взаимоотношений. Здесь вулканический плиоценовый и четвертичный покров насажен и маскирует древнюю поверхность. Вулканический рельеф возник и развивался на неотектоническом этапе и обусловлен дифференциальными движениями, создавшими макро- и мезоформы. Эти формы рельефа занимают большую часть территории Армении и слагают обширные вулканические плато, нагорья, десятки и сотни различных вулканов, создавших своеобразный вулканический рельеф. Наиболее крупными формами являются вулканические массивы и нагорья.

Геоморфологическими исследованиями установлены природа и возраст рельефа, проведена корреляция форм рельефа и на этом основании восстановлена история развития рельефа территории Армении в новейшем этапе ее развития. Датировка выделенных объектов проводилась путем выявления их соотношения с формами рельефа, имеющими достаточно надежное обоснование возраста. В межгорных впадинах главными возрастными геоморфологическими «эталоны» являются: 1) пять уровней голоценовых террас оз. Севан; 2) трог и морены средне- и позднеплейстоценовых горных оледенений; 3) «туфовая» терраса речной системы Ахуран—Аракс, отложения которой содержат многочисленные остатки фауны крупных млекопитающих ленинканского (сингильского) фаунистического комплекса, позволяющие определить ее возраст началом среднего неоплейстоцена, а более точно — урунджикско-сингильским горизонтом Каспия; 4) галечные наклонные равнины и террасы (нубарашенская и др.) 170—180-метрового уровня предгорий; 5) ряд надежно датированных террас речных систем Аракса и Куры [2].

На территории Армении среди большого разнообразия форм рельефа выделяются три типа макрорельефа: два положительные — складчато-глыбовые и тектоно-вулканические и один отрицательный — межгорные впадины. Характерной чертой этих форм рельефа является ландшафтно-поясная дифференциация, обусловленная изменениями климатических элементов с высотой. Складчато-глыбовый макрорельеф расположен двумя поясами. На севере и северо-востоке — это центральные хребты Малого Кавказа, а на юге и юго-востоке — Приараксинские (левобережные) хребты. Центральные хребты подразделяются на внутренний и внешний пояса. К внутреннему поясу относятся Базумский, Памбакский, Цахкуняцкий и Арегунийский хребты; к внешнему — Сомхетские горы, Гугарац, Иджеванский и Севанский хребты, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями юры и мела, осложненные гранитоидными. К Приараксинским хребтам относятся: а) Ераносская группа, сложенная главным образом осадочными образованиями палеозоя, палеогена и неогена; б) Зангезурский хребет, состоящий из вулканогенных пород палеогена, с широким развитием гранитоидных интрузий олигоцена—нижнего миоцена — Мегринский плутон и др.

Особое место занимает макрорельеф Центрально-Армянской вулканической зоны тектоно-вулканического происхождения, расположенный в средней полосе территории Армении и простирающийся с северо-запада на юго-восток. Здесь основными морфологическими элементами являются крупные и высокие щитовидные вулкани-

ческие массивы: Джавахетский, Арагацкий, Гегамский, Варденисский и Сюникское вулканическое нагорье, сложенные плиоценовыми и четвертичными лавами, а также северная часть Зангезурского хребта и сравнительно древние массивы неогенового возраста.

Отрицательный макрорельеф межгорных впадин представлен двумя разновидностями — обширными впадинами (котловинами) с плоским дном, являющимися межгорными равнинами или долинами, развитыми между хребтами. При использовании геоморфологических данных для стратиграфических и палеогеографических построений выделены четыре яруса рельефа, каждый из которых включает несколько родственных типов рельефа и соответствует определенной зоне, характеризующейся особым строением и историей формирования новейших отложений: 1 — ярус современного нагорно-тундрового и древнего гляциально-нивального рельефа, 2 — ярус эрозионно-денудационного горного рельефа без следов древнего оледенения, 3 — ярус эрозионного и денудационно-аккумулятивного рельефа предгорий, 4 — ярус аккумулятивного рельефа днищ межгорных впадин [3].

1. Ярус современного нагорно-тундрового и древнего гляциально-нивального рельефа охватывает приводораздельные части высокогорья складчато-глыбовых хребтов центральной и юг-юго-восточной частей Малого Кавказа, а также высоких щитовидных вулканических массивов. Верхняя граница яруса определяется высотой гребневой линии хребтов и массивов. Гребни ниже 3000 м обычно не имеют скульптурных ледниковых форм. Нижняя граница на междуречьях доходит до высот 2500—2700 м. По долинам ледниковые формы прослеживаются гораздо ниже (на вулкане Арагац в долине р. Гехарот до 2200 м).

В этом ярусе широко распространены скульптурные и аккумулятивные древние ледниковые образования. Весьма полно представлены классические альпийские формы: троговые долины, цирки, кары, ригели. Сохранность этих форм возрастает при переходе к большим абсолютным высотам. Ступени многих пустующих каров совершенно не затронуты эрозией. Троговые долины расчленены последующим врезом только в приустевых частях. Врез обычно исчезает на высотах 2000—2300 м.

В позднеледниковое время концы ледниковых языков спускались до высоты 2000—2200 м. В долинах обычно насчитывается несколько стадияльных морен. Число их различно в каждом конкретном случае. Представлены как конечно-моренные гряды, так и террасы оседания. Самые молодые морены имеют явные признаки возникновения при надвигании ледников: они перекрывают старые аккумулятивные ледниковые формы и блокируют устья расчленяющих склоны эрозионных форм. Широко распространены также вулканические каменные осыпи — чингилы.

Следы среднеледниковой оледенения сохранились на вулкане Арагац, Гегамском и Варденисском вулканическом нагорьях. Скульптурные формы — цирки, кары и троговые долины — являлись вместилищами льда также и в позднеледниковое время. Они неузнаваемо переработаны и изменены позднеледниковым оледенением.

Рельеф яруса значительно расчленен, что способствует процессам интенсивной денудации и водной эрозии. Интенсивность склоновой денудации превышает речную во много раз. Подвижные осыпи и нагромождения обвалов представляют здесь характерные детали рельефа. Образование подобных форм в большой степени стимулируется высокой сейсмичностью территории Армении.

Для древнего гляциально-нивального пояса характерно возникновение селевых потоков, очаги которых приурочены к циркам и карам, заполненным моренами древних ледников и современным делювием. Предпосылки к проявлению селевых процессов создаются в результате регрессивного проникновения эрозионного вреза вверх по течению в боковые долины. Благодаря этому огромные массы обломочного материала становятся источником формирования грязекаменных потоков (например, на вулкане Арагац в долинах рек Манташ, Гехарот). Неоплейстоценовые отложения яруса состоят из ледниковых, делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и вулканических образований.

2. Ярус эрозионно-денудационного горного рельефа без следов древнего оледенения охватывает среднегорную часть всех положительных форм макрорельефа внешних и внутренних хребтов Малого Кавказа и Центрально-Армянской вулканической зоны. Верхняя граница яруса ограничена высотами 2500—2700 м, нижняя расположена на высотах 1500—1700 м. Глубина расчленения значительна. Крупные долины, которые в верховьях представляют собой трог, превращены в пределах этого яруса рельефа в типичные эрозионные ущелья и каньоны. Часто по дну долины проходит бурный горный поток, подмывающий то один, то другой берег. Именно речная эрозия выступает здесь на первый план, в то время как деятельность других агентов денудации — обвалов, осыпей, селей — имеет гораздо меньшие масштабы по сравнению с предыдущим ярусом.

В ряде случаев при пересечении реками участков, претерпевших значительный относительный неотектонический подъем, сформировались типичные долины прорыва. Таковы, например, каньонообразные участки в долинах рек Раздан (Варсерское поднятие), Памбак, Воротан, Арпа (серия горстовых поднятий) и др. Характер междуречий различен. Часто они бывают сильно расчленены боковыми притоками главных рек. В некоторых случаях в зоне развития неотектонических структур второго порядка между каньонообразными долинами сохранились значительные участки не затронутой новейшей эрозией скульптурного древнего рельефа. На поверхности среднегорного рельефа во многих местах сохранились поверхности выравнивания. Типичным примером может служить эрозионно-денудационная поверхность Вохчабердского хребта понтского возраста, расположенная на высоте 2200—2120 м. Неоплейстоценовые отложения в пределах яруса представлены аллювием, пролювием и делювием небольших мощностей, а также вулканическими отложениями.

3. Ярус эрозионного и денудационно-аккумулятивного рельефа предгорий характеризуется низкоречьем, склоны которого в складчато-глыбовом поясе Малого Кавказа ступенчаты и вогнуты, расчленены V-образными, U-образными и ящикообразными долинами, а в вулканических областях представлены субгоризонтальными и слабонаклонными бугристо-волнистыми плато, окружающими, например, Араратскую равнину с севера. Во многих случаях в пределах предгорий наблюдается очень густое эрозионное расчленение, созданное временными водотоками. Склоны соседних долин часто смыкаются, а между ними сохранены лишь острые гребни. Значительные территории в Араратской равнине имеют облик так называемых «дурных земель».

Исключительное развитие эрозионных форм в пределах Араратской впадины связано со слабой стойкостью к выветриванию рыхлых палеоген-неогеновых отложений. Моноклинально падающие слои вохчабердской вулканогенно-осадочной, разданской осадочной, гипсоносно-соленосной и пестроцветной свит Приереванского района при расчленении образуют уступы. На крупных обрывах вохчабердской свиты, с разной устойчивостью по отношению к денудации наблюдаются разнообразные, часто очень эффективные скульптурные формы — ниши, карнизы, ячеи и т. п. В местах распространения глинисто-мергелистых пород палеоген-неогенового возраста наблюдаются формы глинистого карста, приуроченные, как правило, к тальвегам эрозионных ложбин.

Глубина эрозионного расчленения в предгорьях, которые еще в эоплейстоцене были ареной аккумуляции, значительно меньше, чем в более высоких ярусах рельефа. Наиболее врезаны долины «транзитных» левых притоков р. Аракс, верховья которых далеко проникают в осевую часть хребтов. Для междуречий крупных долин характерно наличие денудационной поверхности у подножия Вохчабердского хребта, представляющей собой предгорную наклонную равнину или террасу 170—180-метрового уровня позднеапшеронского возраста и приподнятую в четвертичном периоде на высоту до 1300 м. Примерно к этому уровню в долинах левых притоков р. Аракс относятся 5 ступеней террас [1, 2].

4. Ярус аккумулятивного рельефа днищ межгорных впадин представляет собой поверхность межгорных равнин, сложенных неоген-четвертичными озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, в вулканических

областях переслаиваемыми лавовыми потоками и туфами. Глубина эрозионного расчленения достигает более 100 м (Ширакская впадина). Рельеф этого яруса обусловлен, с одной стороны, неотектоническими движениями (распределением областей поднятий и опусканий), с другой — изменениями как местных базисов эрозии, так и уровня Каспийского моря — главного базиса эрозии региона.

Для участков, испытывающих постоянное опускание, характерна наложенная аккумуляция, когда молодые (плиоцен-четвертичные) озерные отложения залегают трансгрессивно и обычно имеют угловое несогласие с подстилающими породами. Для участков неотектонических поднятий характерна цикличность осадконакопления в плиоцене и четвертичном периоде. Этапы аккумуляции сменялись этапами размыва, что находит отражение в рельефе. В районах проявления интенсивных восходящих движений реки сформировали цокольные террасы.

Крупным плиоценовым и четвертичным эрозионно-аккумулятивным циклам соответствуют эпохи активизации сводового поднятия мегантиклинория Малого Кавказа и регрессий Каспия. Процессы озерного осадконакопления в межгорных впадинах сменялись эрозией рельефа и накоплением грубообломочного материала, формированием наклонных уровней или серии террас.

Малый Кавказ является классической горной областью со ступенчато расположенными поверхностями выравнивания, образованными в олигоцене, миоцен—плиоцене (включая позднеплиоценовые) и эоплейстоцене. Денудационные поверхности могли образоваться в этапы относительного тектонического спокойствия. Однако паузы тектонической активности в разных частях территории происходили разновременно. Поэтому возраст поверхностей выравнивания в таких не одинаковых по своему структурному развитию областях, какими являются Памбакский, Цахкунятский, Базумский складчатые хребты, Гегамское, Варденисское и Карабахское вулканические нагорья или вулкан Арагац и другие, мог быть весьма различным.

Одним из главных факторов экзогенного рельефообразования на территории Армении была эрозия, начавшаяся с конца позднего сармата, с началом континентальной стадии ее развития, когда наиболее приподнятые горные хребты Малого Кавказа появились из-под уровня Понто-Каспийского морского бассейна. По мере неотектонической дифференциации рельефа усложнялась и изменялась речная сеть. Эрозионные процессы привели к расчленению поднимающихся сводовых и блоковых образований в осевых частях горных сооружений, размыву и почти полному разрушению древнего чехла.

По характеру аллювиального террасообразования территория Армении принадлежит бассейну Каспийского моря. Стратиграфическую схему позднего плиоцена и четвертичного периода дополняют спектры террас речных систем Аракса, Куры и их притоков. Многоярусность расположения системы террас свидетельствует о ряде циклов аккумуляции и размыва, вызванных неотектонической дифференциацией рельефа, изменениями климата и эвстатическими колебаниями базиса эрозии региона — уровня Каспия. Выделены 14 уровней террас в бассейне р. Аракс от предыкчагыльской до новокаспийских [2].

Образование речных террас приурочено к позднеорогенной стадии развития Малого Кавказа, т. е. ко времени, когда на его территории после регрессии верхнемиоценового Понто-Каспийского бассейна окончательно установился континентальный режим и стал формироваться современный рельеф. По мере развития неотектонических процессов в плиоцене и четвертичном периоде происходило интенсивное расчленение рельефа на фоне растущего общего сводового и блоковых поднятий в осевых частях хребтов. Происходили размыв древнего мезокайнозойского чехла, вторичное откапывание залитых лавами глубоких долин, создание ряда новых долин и ущелий в поднимающихся блоках. Одновременно определились основные направления речных долин и их притоков, которые обычно приурочены к линиям разломов как поперечных, так и продольных, а также к синклиниям антикавказского направления.

В целом формирование рельефа Малого Кавказа в процессе сводового воздымания от позднего сармата до современности имело следующие основные этапы. В позднем сармате рельеф прибрежной части суши стал расширяться за счет сокращения аква-

тории морского бассейна Восточного Паратетиса и представлял собой низменность с высотами 100—200 м, возможно с отдельными массивами низких гор и гряд; испытанным подъем в процессе позднеорогенических движений. В мзотисе в результате активизации тектонических поднятий от Понто-Каспийского бассейна отделился обширный солонатоводный озерный водоем, рельеф побережий которого был низменным и низкогорным с высотами 200—500 м. В понте отмечалось медленное тектоническое поднятие региона, усиливающееся к концу эпохи, межгорные впадины опускались, рельеф в целом оставался низменно-низкогорным, до 500 м. Затем на протяжении почти 4 млн лет (мзотис—понт) страна активно подвергалась эрозионно-денудационному выравниванию и превратилась в поверхность, приближающуюся к пенеплену. В плиоцене территория Армении стала среднегорной с абсолютными высотами 700—1500—2000 м, в эоплейстоцене и в раннем неоплейстоцене страна оставалась среднегорной, возможно, с максимальными высотами до 2500—2800 м, а уже со среднего неоплейстоцена до современности Армения стала высокогорной страной с абсолютными отметками 3000—3500 м и более [5].

С начала вступления территории Армении в континентальную стадию развития (с конца позднего сармата) и в течение последующей истории геологического развития выделяются четыре основные геолого-тектонические фазы: позднемиоценовая, плиоценовая, эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовая и неоплейстоцен-голоценовая. Позднемиоценовая (мзотис—понт) фаза является переломной, когда резко усилились восходящие тектонические движения и на территории Армении установился континентальный режим развития рельефа. Во время плиоценовой (киммерий—акчагыл) фазы темп воздымания Малого Кавказа возрос, одновременно происходили опускание межгорных впадин, накопление в них озерных толщ и продуктов эрозии. В межгорных впадинах (Арагатской, Ширакской, Севанской и др.) они заполняют переглубленные долины. В позднем плиоцене активизировался наземный вулканизм, который ныне представлен главным образом покровами долеритовых базальтов и андезитов-базальтов.

В эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовую фазу активизировались тектонические движения. Поднятия сопровождались усилением процессов эрозии, продолжалась вулканическая деятельность. Неоплейстоцен-голоценовая фаза является последней, наиболее примечательной в новейшей геологической истории Малого Кавказа. К ее началу приурочен крупный стратиграфический рубеж, проходящий по границе начала тюркянской регрессии Каспия (около 0.79 млн лет). В неоплейстоцене продолжались рост и расширение горных сооружений Малого Кавказа и особенно Транскавказского поднятия; темп их несколько усилился и привел к формированию современного рельефа. Относительные опускания продолжались в Арагатской, Ширакской, Севанской и других межгорных впадинах, где накапливались озерные и аллювиальные отложения. В плейстоцене и голоцене в пределах Армянского вулканического нагорья продолжалась активная вулканическая деятельность. В раннем неоплейстоцене на территории Армении горного оледенения не было, горы не достигали климатической снеговой границы, было сильное похолодание, связанное с окским оледенением Русской равнины. Установлены средненеоплейстоценовое и позднеоплейстоценовое горные оледенения с двумя стадиями развития ледников во время каждого оледенения, разделенные межстадиями.

С конца сармата и начала мзотиса выделены 10 крупных эрозионно-седиментационных циклов: в конце сармата—мзотисе, в понте, киммерии, акчагыле, эоплейстоцене (два), неоплейстоцене (три) и голоцене. Эти циклы происходили в очевидной зависимости, в первую очередь от тектонических поднятий и их относительной стабилизации, а также климатических колебаний. Каждый из этих циклов начинался крупной фазой тектонического поднятия региона, глубинной эрозией, аллювиальной седиментацией, за ней следовала новая фаза воздымания региона и эрозии. Установлена четкая закономерность: озерные отложения формировались в эпохи относительной тектонической стабилизации, похолодания, увлажнения и облесения области, а аллювиальные — в эпохи активизации тектонических движений (поднятий), глу-

бинной эрозии, потепления (аридизации), ксерофитного остепнения. Существовала прямая зависимость эрозионно-седиментационных циклов четвертичного периода от изменений уровня Каспийского моря: трансгрессиям моря в Армении соответствовали эпохи похолоданий и увлажнений, а регрессиям — потеплений и аридизаций. В то же время важную роль играли изменения местного базиса эрозии в связи с локальными тектоническими поднятиями, вулканическими извержениями и излияниями лав [5].

В заключении следует отметить, что по степени дислоцированности и структурному плану плиоценовые и четвертичные отложения Армении существенно отличаются от подстилающих комплексов пород. Они образуют самостоятельный структурный этаж и отделены от более древних образований региональным перерывом и несогласием в конце миоцена. Неотектоническая стадия развития территории Армении характеризуется полной сменой тектонического режима, континентальным развитием рельефа, формированием современных горных сооружений и речной сети, активным вулканизмом и сейсмичностью.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- [1] Кожеевников А. В., Кожеевникова В. Н., Саядян Ю. В. К истории формирования Араратской котловины // Вестн. МГУ. Геология. 1973. № 1. С. 24—41.
- [2] Саядян Ю. В. Стратиграфия речных террас Малого Кавказа // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1998. Т. LI. № 3. С. 12—19.
- [3] Саядян Ю. В. Ярусность рельефа Армении. Проблемы геоморфологии и неотектоники горных областей Альпийско-Гималайского пояса. Междунар. тематич. конф. Тез. докл. Ереван, 2001. С. 99.
- [4] Саядян Ю. В. Региональная стратиграфическая схема и палеогеографические события верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 75—78.
- [5] Саядян Ю. В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: «Гитутюн», 2009. 356 с.

Ереван
sayad-yuri@rambler.ru

Поступило в редакцию
15 сентября 2010 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 2

© К. Э. АКСЕНОВ

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПУБЛИЧНОЙ ДОСТУПНОСТИ ПРОСТРАНСТВА В ПОСТСОВЕТСКОМ МЕТРОПОЛИСЕ: СЖАТИЕ ИЛИ РАСШИРЕНИЕ?

Городское пространство — сжатие или расширение? Процесс общественной трансформации, начавшийся в СССР с реформ преимущественно идеологического и политического характера в середине 1980-х г., к 1989 г. максимально активно перешел в экономическую сферу. Именно тогда фактически было легализовано частное предпринимательство, которое в кратчайшие сроки изменило не только систему общественных отношений, но и радикальным образом преобразило пространство городов. В дальнейшем процесс приватизации распространился на отношения по поводу собственности на недвижимость и стал несомненно главным приводным механизмом большинства драматических изменений всей структуры внутригородского пространства (подробнее см. [1]).