



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра инженерной гидрологии

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

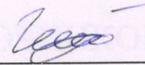
На тему **Оценка влияния изменений**  
**оледенения горной системы Алтай**  
**на гидрологический режим**

Исполнитель Плотникова Екатерина Максимовна  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель доцент к. т. н. доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Викторова Наталья Владимировна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

  
(подпись)

К. Т. Н. ДОЦЕНТ  
(ученая степень, ученое звание)

Гайдукова Екатерина Владимировна  
(фамилия, имя, отчество)

«02» июня 2025 г.

Санкт-Петербург  
2025

## Оглавление

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1 Физико-географическое описание территории исследования .....	5
1.1 Географическое описание .....	5
1.2 Рельеф .....	6
1.3 Геология .....	11
1.4 Гидрография .....	15
1.5 Климат .....	20
1.6 Гидрометеорологическая изученность .....	23
2 Изученность проблемы изменения площади оледенения и его влияния на гидрологический режим .....	27
3 Оценка статистических характеристик стока .....	34
3.1 Исходные данные .....	34
3.2 Расчет основных статистических характеристик и оценка однородности .....	40
3.2.1 Расчет основных статистических характеристик стока .....	45
3.2.2 Расчет основных статистических характеристик метеозаэлементов .....	48
3.2.3 Оценка однородности рядов стока .....	52
3.2.4 Оценка трендов .....	55
4 Оценка степени оледенения .....	58
4.1 Ледники Горного Алтая .....	58
4.2 Оценка изменчивости ледников .....	62
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	72
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ .....	74
ПРИЛОЖЕНИЯ .....	82
ПРИЛОЖЕНИЕ А – Кривые обеспеченностей .....	82

## ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата стало одной из самых важных проблем за последние годы. Данный вопрос является настолько значимым и серьезным, что затрагивает абсолютно всех жителей планеты (от политиков и ученых до простых граждан). Признаки изменений можно наблюдать невооруженным взглядом: более высокая температура становится нормой, а погодные условия в целом – более непредсказуемы и экстремальны. Глобальное повышение температуры, даже на несколько градусов, имеет последствия мирового масштаба, вызывая большое количество экологических ущербов.

Наиболее заметными проявлениями являются таяние шапок ледников и сокращение зоны вечной мерзлоты. По мере отступления ледников поднимается уровень моря, сокращаются запасы пресной воды, которые необходимы для питьевого потребления, сельского хозяйства и промышленности. Льды Арктики, также деградируют с ужасающей скоростью.

Яркий пример уменьшения объемов и площади ледяных покровов наблюдается на территории Горного Алтая, где в течение последних лет исчезло 77 ледников. Алтай славится разнообразными культурными и природными наследиями, уникальными рекреационными ресурсами, активным отдыхом. Человечеству недопустимо потерять столь ценный и особенный регион, следовательно, необходимо проводить научные исследования, экспедиции, мониторинг состояния водных и других объектов.

*Актуальность выбранной темы* – оценка состояния водных ресурсов и оледенения Алтая, с увеличением внимания к изменению климата, становится важной задачей. Изменение расхода и уровня воды в реках значительно влияет на жизнь местного населения и экосистемы региона. Авторы многих исследований рассматривают определенные ледники и снежники точно, не акцентируя внимания на том, как их изменение, в свою очередь, повлияло на все виды речного стока.

*Цель работы:* оценить изменчивость речного стока рек Алтая под влиянием изменения оледенения территории.

*Задачи работы:*

- 1) сбор и анализ исходных гидрометеорологических данных;
- 2) приведение к многолетнему периоду рядов наблюдений;
- 3) оценка однородности и стационарности;
- 4) оценка влияния изменений климата на речной сток и оледенения.

*Объектом исследования* являются водные объекты, бассейны которых полностью или частично располагаются в горах Алтая, а также ледники данного горного массива.

*Методология исследования* базируется на статистических методах анализа гидрометеорологической информации, а также методах геоинформатики, применяемых для пространственного анализа.

# 1 Физико-географическое описание территории исследования

## 1.1 Географическое описание

Алтай представляет собой сложный горно-степной район в Центральной Азии, расположенный на юго-востоке Западной Сибири, простирающийся примерно на 2000 км от пустыни Гоби до Западно-Сибирской равнины, между  $49^{\circ}$  и  $52^{\circ}$  С. Ш. и  $84^{\circ}$  и  $89^{\circ}$  В. Д., где сходятся границы России, Казахстана, Монголии и Китая. Площадь рассматриваемой территории около 170 тысяч км<sup>2</sup>. Горы состоят из трех основных подразделений: непосредственно Алтай, Монгольский и Гобийский, и отличаются разнообразием ландшафтов.

Алтай – это молодая горная система, образовавшаяся 400 – 300 миллионов лет назад, под воздействием активных восходящих тектонических движений. Гора Белуха (высота 4509 метров) – выдающийся пик региона и одна из самых высоких точек Сибири. На юго-востоке территория переходит в пустыню Гоби, а на северо-востоке в Саянские горы.

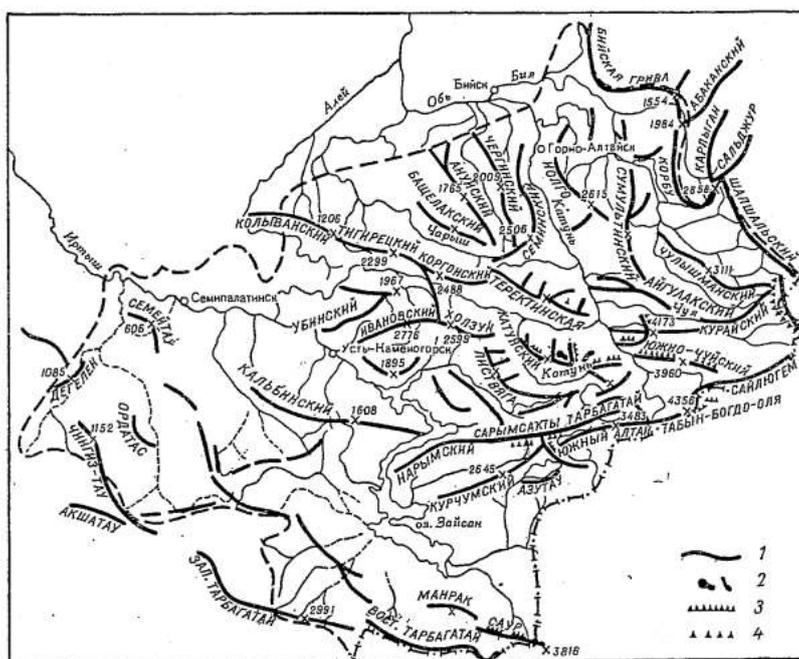


Рисунок 1.1 – Границы горной системы Алтай [54]

## 1.2 Рельеф

Бассейн Верхней Оби располагается на стыке Казахской складчатой страны и Алтае-Саянской горной системы, охватывая весь Алтай, и имеет преимущественно горный рельеф с большим разнообразием форм поверхности и весьма сложным орографическим строением (рисунок 1.2).

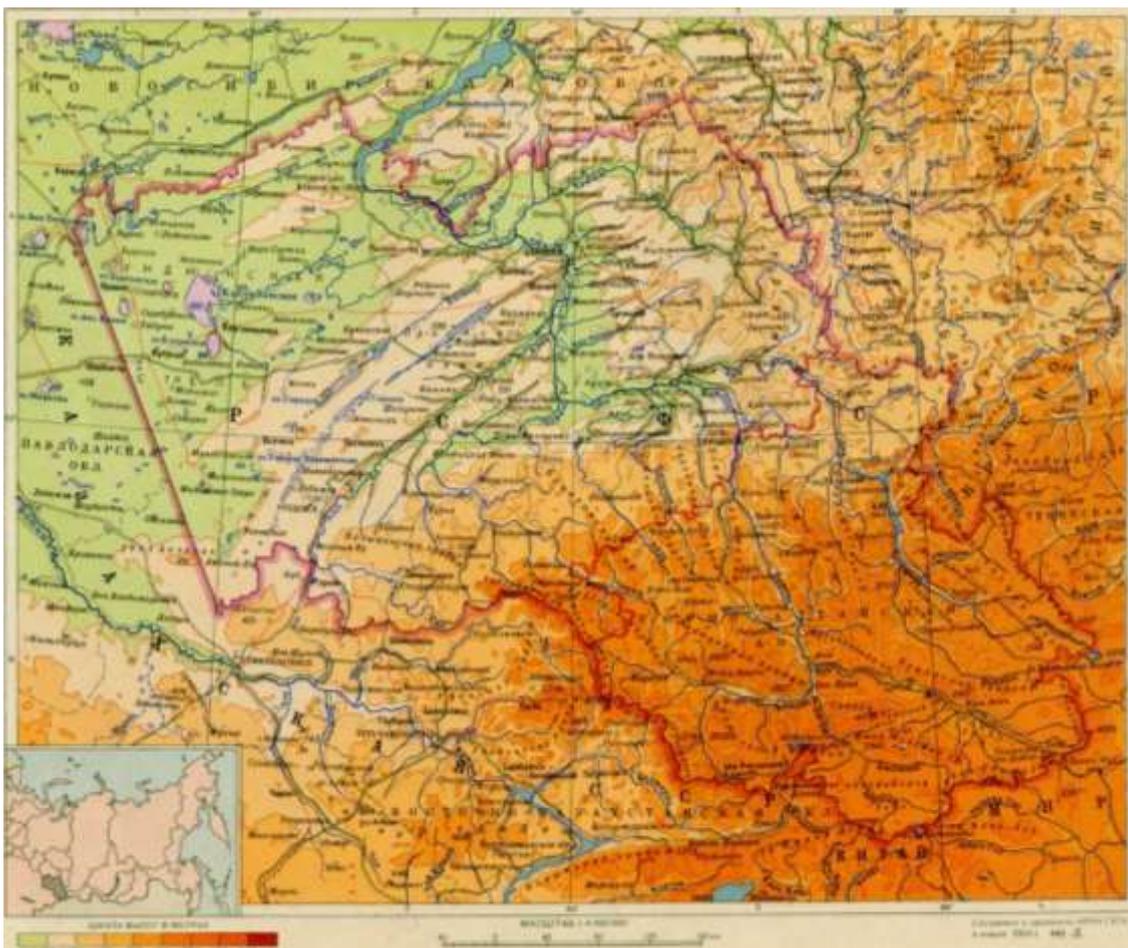


Рисунок 1.2 – Рельеф горной системы Алтай

В западной части рассматриваемой территории выделено 6 геоморфологических районов (таблица 1.1): мелкосопочник Казахской складчатой страны, хребет Чингиз-Тау, Сауро-Тарбагатай, Зайсанская котловина, равнинное Прииртышье, Кальбинский хребет.

Таблица 1.1 – Основные элементы рельефа

Геоморфологический район	Описание
Мелкосопочный район	<p>Поверхность сформирована под воздействием выветривания древних горных хребтов до стадии равнины с останцевыми горами и сопками. Невысокие (500 – 600 м абс.) сопки, зачастую сгруппированные в гряды, чередуются с изолированными поднятиями и обширными долинами. Плавно переходит в Прииртышскую равнину на северо-востоке и окаймляется хребтом Чингиз-Тау на юго-западе.</p>
Хребет Чингиз-Тау	<p>Складчато-горстовое поднятие Казахской складчатой страны, простирается более чем на 200 км с северо-запада на юго-восток. Высота над окружающей местностью – 500 – 600 м. Хребет асимметричен – склоны северо-востока сильно расчленены и круты, юго-запада – состоят из трех пологопадающих ступеней. В целом для Чингиз-Тау характерно чередование невысоких линейно-направленных гор и сопкок, разделенных широкими долинами.</p>
Хребет Сауро-Тарбагатай	<p>Простирается почти в широтном направлении на крайнем юге и входит в границы рассматриваемой территории только северными склонами. Преобладающие высоты монолитного хребта Тарбагатай 2000 – 2500 м и только в центральной части высота возрастает до 3000 м. Высшей точкой хребта Саур является гора Мустау – 3816 м, средняя высота составляет 2250 м. Периферия Сауро-Тарбагатая представляет обширную область низкогорья, расчлененного многочисленными глубокими долинами, к ко-</p>

Продолжение таблицы 1.1

Геоморфологический район	Описание
	торым при выходе из гор приурочены мощные конусы выноса.
Зайсанская котловина	Представляет собой обширную депрессию, ограниченную горами Южного Алтая, Саур-Тарбагатай и Қальбы. Развитие аккумулятивных форм рельефа является характерной чертой. Котловина имеет вид плоской равнины, слабо пересеченной сухими руслами и оврагами, а к периферии приобретает волнистый характер. На востоке и севере имеются бугристые и барханные пески.
Равнинное Прииртышье	Занимает малозначительную часть территории. Отличается слабоволнистым или увалистым рельефом, незначительными высотами (преимущественно менее 200 м абс.), большим количеством замкнутых блюдцеобразных бессточных впадин. Отдельные возвышенности высотой 300 – 400 м имеют пологие склоны. Отмечается наличие песчаных гряд, разделенных широкими ложбинами. На юго-востоке переходит в предгорья Алтая.
Кальбинский хребет	Является левобережным продолжением горных массивов Алтая. Восточная часть хребта наиболее высока и имеет горный рельеф с сильно расчлененными, скалистыми склонами, сложенными гранитами. К западу хребет понижается до 800 – 1200 м, постепенно приобретая характер мелко-сопочника. Южный склон хребта короче и круче северного и имеет более резкие очертания.

По характеру рельефа и совокупности других природных особенностей на территории Алтая четко выделяется 5 типов геоморфологических ландшафтов:

1) высокогорный альпийский ландшафт с преобладающим развитием форм ледникового рельефа (распространен в высокогорных районах, наибольшая расчлененность рельефа);

2) древний пенеплен (высокие горные массивы в виде широких, слабо расчлененных плато);

3) среднегорный эрозионный рельеф (высота до 2000 м, характерны неширокие горные гряды, заостренные вершины, глубокие и узкие долины);

4) низкогорный эрозионный рельеф (высота от 500 м, характерны неширокие горные гряды, заостренные вершины, глубокие, узкие долины и предгорья);

5) межгорные впадины и предгорья с преобладанием аккумулятивных форм рельефа.

*Северный Алтай* охватывает северные предгорья Алтая, низкогорья, систему хребтов Северо-Западного Алтая и горную область, прилегающую к Телецкому озеру. Характерной особенностью рельефа среднегорий является наличие гольцовых округлых и плоских вершин со скалистой или покрытой щебенкой поверхностью и многочисленными карами, хорошо развитыми долинами рек, ограниченными склонами различной крутизны и узкими гребнями водоразделов. Благодаря небольшой высоте основных хребтов ледниковые формы рельефа почти не выражены. На границе Северного и Центрального Алтая располагаются тектонические впадины с плоским или слабоволнистым рельефом, чередующимся с куполовидными одиночными вершинами или невысокими горными цепями.

*Западный Алтай* занимает северную часть правобережья Иртыша и включает хребты Убинский (1800 м), Ивановский (до 2800 м), Ульбинский (1900 м), западные и юго-западные склоны хребтов Тигирецкого (до 2300 м), Коксуйского (до 2600 м), Холзуна, Листвяги (2578 м). В северо-восточной

части хребтов Ивановского, Ульбинского, Холзуна, Листвяги встречаются участки с ледниковыми формами рельефа (морены, скалистые участки, сглаженные ледниками). Большинство хребтов являются реликтами древнего пенеппена, отличаются массивными, слабопересеченными формами водораздельных гребней, круто обрывающихся к долинам. На высотах около 2000 м древний пенеппен постепенно переходит в среднегорный рельеф. В отличие от Северного Алтая, в Западном переход к равнинному рельефу происходит более плавно и протяжно.

*Центральный Алтай* наиболее полно отражает характерные черты Алтайской горной страны. На его территории располагается Катунско-Чуйская система горных хребтов, поднимающихся своими вершинами до 4000 – 4500 м над уровнем моря (г. Белуха). Хребты с областями современного горно-долинного оледенения сочетаются с широкими долинами рек и межгорными депрессиями. Высоты изменяются от 900 до 4500 м над уровнем моря. Этот район включает систему горных хребтов широтного направления. Хребты Центрального Алтая характеризуются типично альпийским рельефом, асимметричным строением – их южные склоны крутые с выпуклым профилем, северные – более пологие и сглаженные. Основную специфику рельефа высокогорного пояса создают ледниковые формы. Склоны гор расчленены глубокими троговыми долинами и изъедены карами, иногда вложенными друг в друга, и поэтому образуют несколько ступеней. Днища каров, в которых в настоящее время нет ледников, заполнены озерами. Вершины гор острые, а гребни хребтов зубчатые.

*Юго-Восточный Алтай* включает хребты Табын-Богдо-Ола, Сайлюгем, Курайский, Айгулакский, Чулышманское нагорье и плоскогорье Укок, Чуйскую и Курайскую высокогорные котловины. Вся юго-восточная часть Алтая представляет собой наиболее высокогорную область с высотами от 1000 до 4000 м. Рельеф хребтов Табын-Богдо-Ола, Сайлюгем типично альпийский, с большими контрастами высот, острыми, зазубренными гребнями, разрушенными крутосклонными карами и узкими трогами, в пределах которых распо-

лагаются снежники и ледники. На хребте Сайлюгем встречаются большие осыпи. Менее высокие хребты расчленены значительно слабее, и их поверхность представляет древний холмисто-равнинный рельеф; вершины плоские, широкие. Чулышманское нагорье (обширное озерное плато), плоскогорье Укок (на высотах 2300 – 2500 м) и Чуйская котловина (овальная форма длиной около 70 км и шириной 35 км) представляют собой слабовсхолмленные поверхности, приподнятые на различную высоту и повышающиеся к периферии. Рельеф в пределах межгорных котловин усложняется русловыми и долинными отложениями притоков, выходящих из гор в долину главной реки.

*Южный Алтай* – область интенсивного поднятия и тектонических разломов в третичный период, когда образовался гигантский грабен, вмещающий ныне долины рек Нарым и верхнюю часть Бухтармы. Представляет собой горную систему широтного простирания. Система состоит в основном из двух горных цепей: северной (хребты Тарбагатай (2200 – 2500 м), Сарым-Сакты (3000 – 3400 м)) и южной (хребты Южный Алтай (2800 – 3400 м), Курчумский (до 2650 м)). Южнее располагается третья цепь, состоящая из ряда бесформенных горных массивов с высотами до 2000 – 2600 м. Горы понижаются к юго-западу и заканчиваются резким уступом. Основой современного рельефа Южного Алтая явилось неравномерное глыбовое поднятие, что обусловило массивную форму хребтов с уплощенными гребнями, крутынями, ступенчатыми северными склонами и более пологими южными.

### 1.3 Геология

Территория имеет сложное геологическое строение (рисунок 1.3). Породы, слагающие хребты Алтая, Тарбагатая и низкогорий Казахского мелкосопочника, разнообразны по возрасту, литологическому составу, степени дислоцированности и метаморфизованности. Наиболее характерной структурной особенностью является преобладающая северо-западная ориентировка осей складок и разломов.

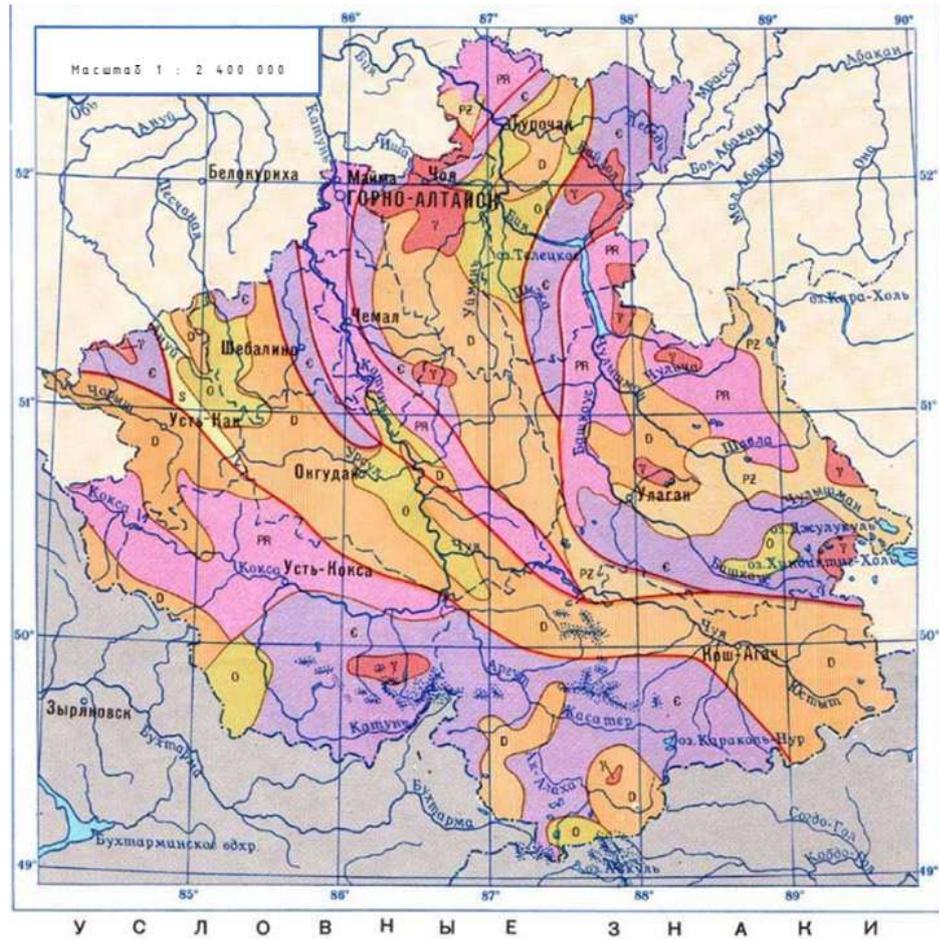


Рисунок 1.3 – Геологическая карта Горного Алтая

*Казахский мелкосопочник* – сильно разрушенная и сглаженная горная страна. В восточной части сложен преимущественно древними геологическими образованиями. Особенно широко распространены отложения палеозоя (силура, девона и карбона), представленные кварцитами, известняками, песчаниками и сланцами. Древние породы на склонах низкогорных поднятий и холмов мелкосопочника прикрыты четвертичными (делювиальными) отложениями (суглинки, супеси). Аллювиальные накопления речных долин

представлены галечниками, песчано-глинистыми образованиями, а озерные отложения – илами, песком, суглинками.

В центральной части *Чингиз-Тау* наблюдаются наиболее древние допалеозойские и кембрийские породы (граниты, тонкослоистые глинистые песчаные известняки, конгломераты), которые у подножья гор сменяются более молодыми отложениями ордовика, силура, девона (кварциты, туфы, глинисто-известковые сланцы). Разновозрастный комплекс пород на пологих склонах гор и в межгорных понижениях покрыт маломощным чехлом четвертичных отложений (галечники).

*Сауро-Тарбагатай* в геологическом отношении является продолжением Казахского Мелкосопочника. Примыкающая к мелкосопочнику низкогорно-предгорная и среднегорная зоны северной части Тарбагатая на высотах до 1500 – 2200 м по литолого-возрастным признакам наиболее сложны. На высотах от 2200 до 3800 зона представляет собой сложное складчатое сооружение (антиклинорий) каледонского времени, сложенное различными массивно-кристаллическими породами палеозоя (кремнистые сланцы, песчаники, кварцито-туфогенные толщи).

На *Зайсанской котловине* зафиксированы сильно дислоцированные вулканогенно-терригенные толщи среднего палеозоя, перекрытые кайнозойскими отложениями мощностью 1600 – 2000 м, подразделяющиеся на:

- 1) серо-зеленую толщу песчано-глинистых образований палеогена и неогена, которые относятся к озерно-делювиальным образованиям;
- 2) темно-серую песчано-галечниковую толщу плиоцено-антропогенного периода; различают озерные аллювиальные, делювиально-пролювиальные, эоловые и ледниковые.

Южная и западная часть котловины сложена рыхлыми антропогенными отложениями (галечники, валунно-галечники, пески), залегающими на неогеновых красноцветных глинах; северная и северо-восточная части – неогеновыми песчано-глинистыми породами, перекрытыми сверху маломощной толщей антропогенных отложений. Рыхлые водопроницаемые галечники и

песчано-гравийные породы распространены лишь в полосе предгорий и вдоль мелких речных долин. Также по всей территории Зайсанской котловины отдельными участками расположены песчаные массивы.

*Равнинное Прииртышье* сложено в основном рыхлыми палеогеновыми и антропогенными отложениями. Их мощность резко уменьшается при движении с севера на юг, т. е. в направлении поднятия погребенного палеозойского фундамента. В толщу этих отложений входят голубовато-зеленые и кирпично-красные соленосные глины и пески. В восточной части палеозойский фундамент выходит на дневную поверхность. Основные эпохи – девон и карбон, представленные осадочно-эффузивными и интрузивными отложениями.

*Кальбинский хребет* характеризуется широким развитием среднепалеозойских осадочных и эффузивно-осадочных пород ордовика, силура, девона, карбона (кристаллические и глинистые сланцы, песчаники, алевроиты, туфы, известняки, граниты). Первичные формы залегания пород нарушены, метаморфизованы, пересекаются многочисленными трещинами и разломами северо-западного направления. Северные и северо-восточные склоны хребта сложены гранитами, в западной части встречаются верхнесилурийские светло-серые кристаллические известняки.

В геологическом строении Алтая принимают участие разновозрастные, преимущественно палеозойские породы, прорванные интрузиями и нарушенные разломами северо-западного и северного простирания. В центральных и юго-восточных районах Горного Алтая широко распространены протерозойские отложения. Межгорные впадины и долины рек заполнены кайнозойскими отложениями.

Трещиноватость легкорастворимых пород и значительная увлажненность территории осадками обусловили развитие карстовых процессов, которые в основном развиваются в известняках, мраморах и доломитах синийского, кембрийского и силурийского возраста. Наиболее широко карстовые процессы проявляются в пределах среднегорного рельефа Северо-Западного и

Северо-Восточного Алтая. Карст значительно развит бассейнах рек Чарыша, Ануя и Песчаной, в средней и нижней части бассейна реки Катунь.

Для Алтая характерно преобладание глубинного карста. Проявляется в виде многочисленных пещер (более 200, преимущественно небольшие), подземных каналов и водотоков, провалов под толщей некарстующихся пород, провалов поверхностных отложений. Из поверхностных форм наиболее распространены воронки (замкнутые впадины, с задернованными или облесенными склонами), карстовые котловины, арки, колодцы, поноры, ниши (аккумуляторы поверхностного стока).

#### 1.4 Гидрография

Главными водными артериями рассматриваемой территории являются реки Бия, Катунь, Иртыш. Слиянием Бии и Катунь образуется одна из крупнейших рек России – Обь. Все реки Горного Алтая относятся к бассейну Карского моря. Озера и искусственные водоемы составляют существенный элемент ландшафта. Болота представляют сравнительно редкие образования на плоскогорьях Алтая, в поймах, устьях некоторых рек.

На Алтае насчитывается более 32650 рек. Реки Катунь и Чарыш имеют длину от 500 до 1000 км; Бия, Бухтарма, Чулышман, Чуя – от 300 до 500 км. Остальные реки длиной менее 300 км, при этом более половины общего количества – менее 10 км.

Наименее редкой гидрографической сетью характеризуются равнинные и холмисто-мелкосопочные засушливые районы ( $0.10 - 0.15 \text{ км/км}^2$ ). Гидрография Казахского мелкосопочника представлена транзитными участками рек и неглубокими руслами эпизодически действующих водотоков, а в Зайсанской котловине и равнинном Прииртышье – многочисленными сухими руслами, оврагами, бессточными впадинами заполненными пересыхающими озерами. Для низкогорий характерны небольшие превышения водоразделов над долинами.

На склонах Чингиз-Тау, Тарбагатая, Саура и Кальбы с увеличением высоты местности густота речной сети возрастает до  $0.40 - 0.50 \text{ км/км}^2$ , увеличивается количество рек с постоянным стоком.

Наиболее густая гидрографическая сеть характерна для хорошо увлажняемых периферийных районов (Западный и Северный Алтай), всего бассейна р. Бии ( $0.52 \text{ км/км}^2$ ). В бассейне Катуня (средняя густота речной сети  $0.43 \text{ км/км}^2$ ), наряду с сильно расчлененными территориями в Центральном и Юго-Восточном Алтае встречаются районы с очень разреженной речной сетью ( $0.12 \text{ км/км}^2$  – Чуйская степь).

Основные реки территории текут в северном и северо-западном направлении, соответственно общему понижению местности, простираясь крупнейшими тектоническими разломами и положению главных водоразделов.

Долины рек в районе Казахского мелкосопочника широкие, с полого-наклонными склонами, на водоразделах сливающимися с окружающей местностью. На горных склонах Алтая, расчлененных многочисленными руслами рек, встречаются самые различные речные долины, от теснин и ущелий с отвесно обрывающимися бортами берегов рек до широких долин, заполненных мощными толщами рыхлых отложений.

В высокогорье Центрального и Юго-Восточного Алтая, в верховьях бассейнов Катуня и Бии, наиболее распространены продольные, ущельеобразные долины и долины-троги. В троговых ледниковых долинах накоплено большое количество моренного материала, многочисленное размывание которого привело к образованию нескольких террас (от 3 до 10). Современные реки (Катунь, Чуя, Чулышман) текут в глубокой эрозионной борозде шириной  $100 - 150 \text{ м}$  промытой в террасах ледниковых долин.

Некоторые долины с плоским дном являются остатками озерных бассейнов. На плоском дне реки имеют медленное течение, характеризуются энергичной боковой эрозией, слабо выраженным руслом, разбивающимся на многочисленные протоки и образующим староречья и озера. Иногда обра-

зуются обширные заболоченные пространства – плато (верховье р. Чулышман).

Процент озерности бассейнов рек мал. Заболоченность распространена только в бассейнах некоторых рек и достигает 5 % (р. Курчум, Белая). Лесистость на водосборах рек Кальбы и Саура достигает 5 %, на большинстве рек Горного Алтая весьма велика:

- 1) Центральный, Юго-Восточный и Южный Алтай 0 – 5 %;
- 2) Северо-Восточный и Западный Алтай – 80 – 100 %.

Большинство русел рек устойчивы, наибольшая деформация наблюдается на предгорных реках Северо-Западного и Западного Алтая. Изменение отметок дна на этих реках только за один паводок достигает 1.5 м. В горных районах русла рек каменисты, порожицы, часто завалены валунами и обломками скал. Ширина водотоков значительно меняется: для крупных и средних рек составляет 50 – 350 м, для мелких – 2.0 – 20 м. Для рек характерны большие скорости течения (от 2 до 5 м/сек). На равнинных реках максимальные скорости значительно ниже – 0.8 – 1.5 м/сек. Глубины, как правило, небольшие (от 1 – 2 м на мелких и средних реках, до 3.0 – 10 м на крупных).

Водопады встречаются в основном на мелких реках Центрального Алтая. Насчитывается 18 главных водопадов с высотой отвесного падения от 7 до 60 м. Наиболее крупный водопад расположен на р. Текелю (приток Аккема). Всего на Алтае известно 70 водопадов, главным образом сосредоточенных в Катунских и Чуйских белках.

В таблице 1.2 приведены сведения об основных реках Горного Алтая.

Таблица 1.2 – Основные реки Горного Алтая

Река	Исток	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Длина, км	Притоки	Отличительные черты
Уба	Слияния рек Черная и Белая Уба, Коргонские белки в зоне вечных снегов	9850	278	Чесноковка, Становая, Мал. Убинка, Шемонаиха	Протекает через горную и равнинную части Алтая, сочетая горный и равнинных характер течения
Катунь	Мощные ледники горы Белухи	60900	688	Кокса, Аргут, Чуя, Урсул, Чемал, Сема, Иша, Каменка	Почти на всем протяжении имеет горный характер
Чуя	Сайлюгемский хребет	11200	320	Сырнак, Кокузек, Чибитка, Нарын	Самый крупный приток р. Катунь
Бия	Телецкое озеро	37000	301	Пыжа, Сары-Кокша, Тулой, Лебедь, Уймень	Является правой составляющей р. Оби, значительная часть бассейна принадлежит бассейну Чулышмана
Чарыш	Северные склоны Коргонского хребта	22200	547	Кумир, Коргон, Сентелек, Иня	Прозрачная, холодная вода

На Алтае находится более 7750 озер. Помимо крупных озер, представленных в таблице 1.3, территория характеризуется большим количеством мелких озер, преимущественно соленых или солоноватых.

Таблица 1.3 – Основные озера горной системы Алтай.

Озеро	Тип озера	Тип воды	Площадь, км <sup>2</sup>	Длина, км	Глубина, м
Зайсан	Плотинное (котловина, заполненная водами Иртыша)	Солоноватая	5510	110	10
Маркаколь	Тектоническое происхождение	Солоноватая	449	38	30
Телецкое	Тектоническое происхождение	Пресная	223	78	200

Подземные воды имеют повсеместное распространение и характеризуются многообразием типов по характеру водовмещающих пород, циркуляции и минерализации. Основное питание подземных вод происходит за счет фильтрации речных вод и в меньшей мере – за счет инфильтрации атмосферных осадков. В высокогорных районах Алтая на питание подземных вод и их режим существенное влияние оказывает вечная мерзлота. Подземные воды в районе вечной мерзлоты делятся на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Аккумуляторами талых вод и регуляторами их подачи в русло в истоках рек с ледниковым питанием служат илистые отложения морен. По химическому составу подземные воды Алтая весьма разнообразны. Преобладающими являются воды гидрокарбонатно-кальциево-натриевые. Минерализация подземных вод изменяется от 50 до 600 мг/л, но наиболее часто встречаются воды с минерализацией 200 – 400 мг/л.

## 1.5 Климат

Территория Горного Алтая характеризуется резкоконтинентальным климатом. Из-за большой удаленности и отгороженности горными системами теплые и влажные воздушные массы с Атлантического океана доходят сюда трансформированными, потерявшими большую часть влаги, а воздушные массы, проникающие с Северного Ледовитого океана – холодными и сухими. Особенно большой сухостью отличаются холмисто-мелкосопочные и равнинные районы левобережья Иртыша. Наибольшая увлажненность характерна западным и северным периферийным, а также центральным высокогорным, районам Алтая. Сложная орография, наличие замкнутых котловин и плоскогорий обуславливают большие различия климатических особенностей отдельных районов Алтая. В целом климат значительно мягче, чем в соседних районах, лето прохладное, а зима относительно теплее.

В теплое время года повсеместно, за исключением высокогорного альпийского пояса, *радиационный баланс* положителен с наибольшими величинами в июне – июле. Отрицательный баланс наблюдается с ноября по февраль и достигает наименьших величин в декабре – январе. Максимальные среднемесячные суммы радиационного баланса могут достигать 9.8 – 10 ккал/см<sup>2</sup>, а минимальные – 1.7 – 1.9 ккал/см<sup>2</sup>. Суммарные годовые величины изменяются от 35 – 40 ккал/см<sup>2</sup> в высокогорье до 40 – 42 ккал/см<sup>2</sup> в северных предгорных районах и достигают 50 ккал/см<sup>2</sup> на юге Зайсанской котловины.

*Среднегодовая температура* воздуха колеблется от +3.0 – 3.6 °С в равнинных юго-западных районах и около крупных водоемов (озера Телецкое и Зайсан), до минус 6 – минус 7 °С в высокогорных районах. В равнинных и предгорно-низкогорных районах наблюдается повышение среднегодовой температуры воздуха по мере продвижения с севера на юг и с востока на запад. Лето в большинстве районов теплое. Средняя температура самого теплого месяца (июль) везде за исключением высокогорья превышает 15 °С. С вы-

сотой летняя температура постепенно понижается. Вблизи ледников средне-месячная температура июля не превышает 6 – 10 °С. Самым холодным месяцем является январь. На западе и юго-западе территории зимой несколько теплее, чем на остальной ее части. Средняя температура января колеблется от минус 14 до минус 19 °С. В Южном и Центральном Алтае наблюдаются более низкие температуры, что вызвано влиянием центра Азиатского антициклона. Общая продолжительность периода с температурой воздуха выше минус 5 °С зависит от высоты местности, изменяясь от 160 до 260 дней. В высокогорных районах (за исключением ледниковых) продолжительность сокращается от 200 до 160 дней в году, а в местах развития фенов, вследствие повышения температур, увеличивается до 250 – 260 дней. Холодный период (переход через 0 °С весной) заканчивается в конце третьей декады марта – начале первой декады апреля, а в высокогорных районах – в конце мая. Переход через 0 °С осенью приходится на конец октября, в высокогорных районах – на сентябрь.

На распределение *атмосферных осадков* по территории Горного Алтая большое влияние оказывает орография и высота местности. Наиболее равномерно распределяются осадки в равнинных районах Прииртышья, Зайсанской котловины и Казахского мелкосопочника. Количество их на склонах Чингиз-Тау, Қальбинского хребта и Сауро-Тарбагатай сильно варьируется в зависимости от высоты местности и ориентации склонов по отношению к господствующему влагопереносу. Разница в годовом количестве осадков на ориентированных склонах хребтов по отношению к влагоносным воздушным массам различна и достигает 300 – 500 мм. В орографически однородных районах решающее влияние на количество осадков оказывает высота местности.

*Годовое количество осадков* в Казахском мелкосопочнике и равнинном Прииртышье в среднем за многолетний период составляет 250 – 300 мм, а в Зайсанской котловине 180 – 200 мм. На северных склонах Чингиз-Тау, в наиболее повышенных его частях, годовая сумма осадков возрастает до

350 мм, а в Сауро-Тарбагатае увеличивается от 300 мм в предгорьях до 500 – 600 мм в среднегорном поясе и высокогорье. Наибольшее количество осадков выпадает на склонах, ориентированных навстречу влагоносным воздушным потокам передовых хребтов Западного (до 1500 – 1800 мм) и Северного (до 1000 – 1300 мм) Алтая. В центральных и юго-восточных замкнутых районах среднее годовое количество осадков значительно меньше (400 – 600 мм).

По сезонам года осадки распределены неравномерно. В теплое время года выпадает 60 – 75 % годовой суммы. Зима малоснежна, особенно в котловинах и замкнутых участках долин, но в отдельных горных районах количество зимних осадков велико (Ульбинский, Катунский хребты). Благодаря господству Сибирского антициклона с осью барометрического максимума, преобладают сухие юго-западные и южные ветры континентального происхождения. Летом барометрический максимум сменяется пониженным давлением, что способствует усилению циклонической деятельности. В это время осадкообразующими являются холодные (арктические) и теплые (полярные) воздушные массы, с преобладанием первых.

Малое количество осадков в зимнее время в равнинных, холмисто-сопочных районах и большое их количество на горных склонах создают сложную ситуацию распределения *снежного покрова* по территории. Первые снегопады и неустойчивый снежный покров в северо-западных районах наблюдаются в октябре, в северо-восточных предгорных районах – в сентябре, а в высокогорных районах Алтая – в конце августа – начале сентября. Устойчивый снежный покров образуется в среднем на 20 – 30 дней позже. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова изменяется от 135 – 150 дней в равнинных и низкогорных районах до 170 дней в северо-восточных предгорных.

В горных районах имеется достаточно условий для образования снежных *лавин*, что нельзя не учитывать при проектировании строительных объектов и проведении всевозможных работ в зимнее время. Основными пред-

посылками для возникновения снежных обвалов считается большое количество осадков в высокогорной части, крутизна склонов, воронкообразных углублений, деятельность ветров. Лавины могут возникнуть на склонах всех экспозиций и во все месяцы зимы.

*Влажность воздуха* повторяет изменение по территории температуры воздуха. Наибольшей величины абсолютная влажность достигает в июле в лесных и лесостепных низкогорно-предгорных районах (14 – 17 мб), несколько уменьшаясь в степных равнинных районах (11 – 12 мб). Наименьшая величина летом отмечается в высокогорье (7.3 – 7.7 мб). В самый холодный зимний месяц (январь) величины абсолютной влажности изменяются по территории от 0.6 до 2.2 мб.

Средняя годовая *скорость ветра* в западных равнинных и холмисто-низкогорных районах составляет 4.0 – 4.5 м/сек, в Зайсанской котловине – 3.0 – 3.5 м/сек. В предгорно-низкогорных районах Алтая в зависимости от защищенности территории средняя годовая скорость ветра изменяется от 1.5 до 3.5 м/сек, а в среднегорном поясе от 1.0 до 4.0 м/сек. В высокогорных районах различия в среднегодовых скоростях ветра наибольшие – от 1.5 – 2.0 м/сек в межгорных котловинах до 6.5 – 7.0 м/сек на открытых участках горных хребтов.

## 1.6 Гидрометеорологическая изученность.

Алтай является уникальным регионом. Объединяет в себе как природное, так и культурное наследия. На основных реках (Обь, Чуя, Катунь, Бия) исследованы водный режим, химический состав, экологическое состояние, что позволяет оценить текущее состояние, а также выпустить прогноз. Эти же реки – объекты многих исследований и экспедиций, с точки зрения гидрологии, метеорологии, экологии. На территории насчитывается около 20 гидрологических постов и 20 метеостанций, в совокупности – примерно 40 пунктов наблюдения. Но, несмотря на это, данные на исследуемой терри-

тории содержат значительные пропуски, особенно в удалённых и труднодоступных местах.

На гидропостах (рисунок 1.4) проводятся наблюдения за уровнями, расходами воды, гидрохимическими свойствами и биоразнообразием. Отдельное внимание привлекается к изучению горных ледников и глубоких ущелий. Но вследствие удалённости определённых районов региона, данные могут быть ограничены.

Климат Алтая, изучен довольно хорошо, благодаря функционированию метеостанций (рисунок 1.5), однако, аналогично ситуации с гидрологическими постами, остаётся много неисследованных аспектов. Поступает информации о температуре, осадках, скорости ветра и других климатических показателях. Данные необходимы не только для прогнозирования климатической обстановки, но и для понимания взаимодействия микроклимата с глобальными климатическими изменениями.

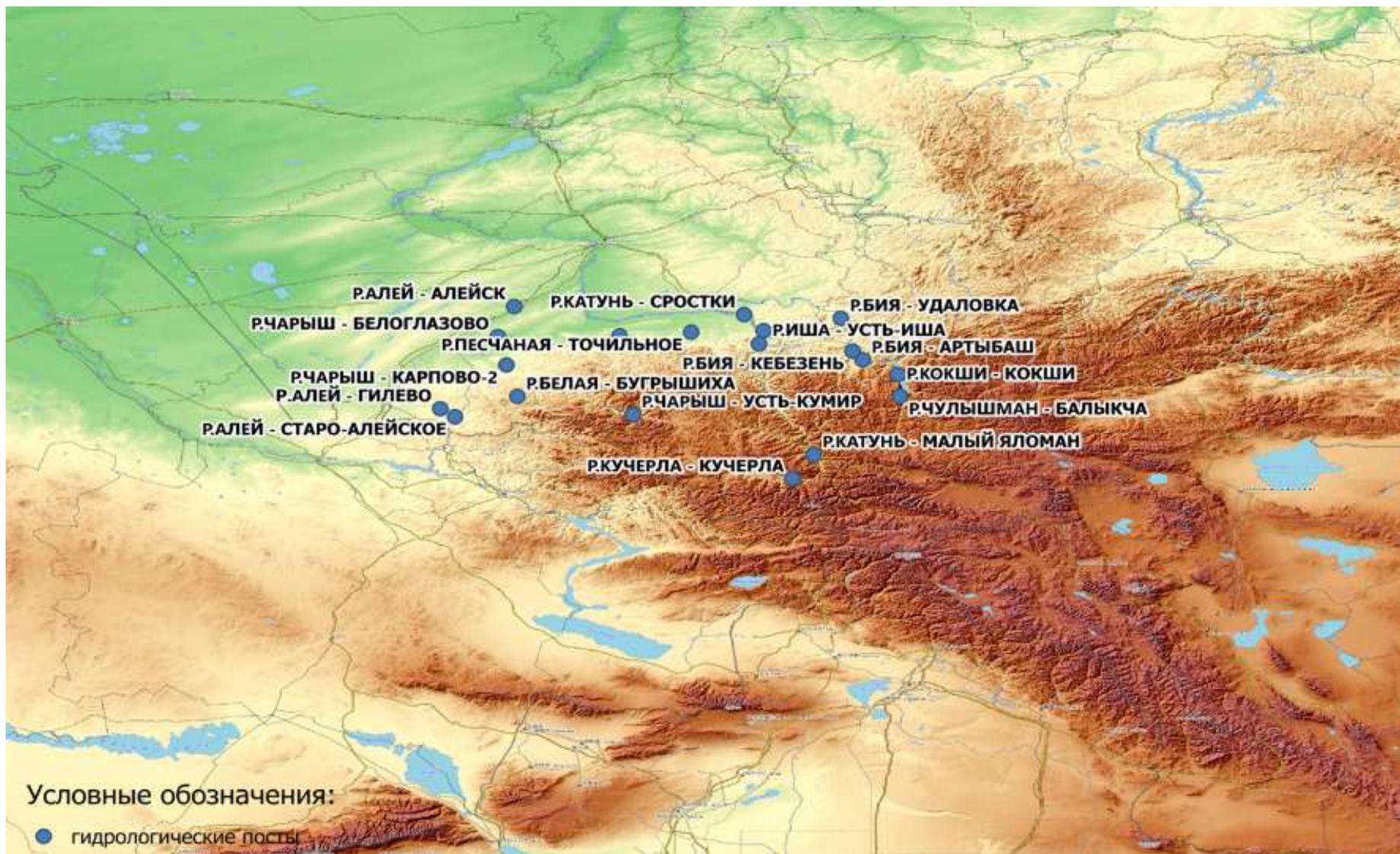


Рисунок 1.4 – Гидрологические посты на территории Алтая

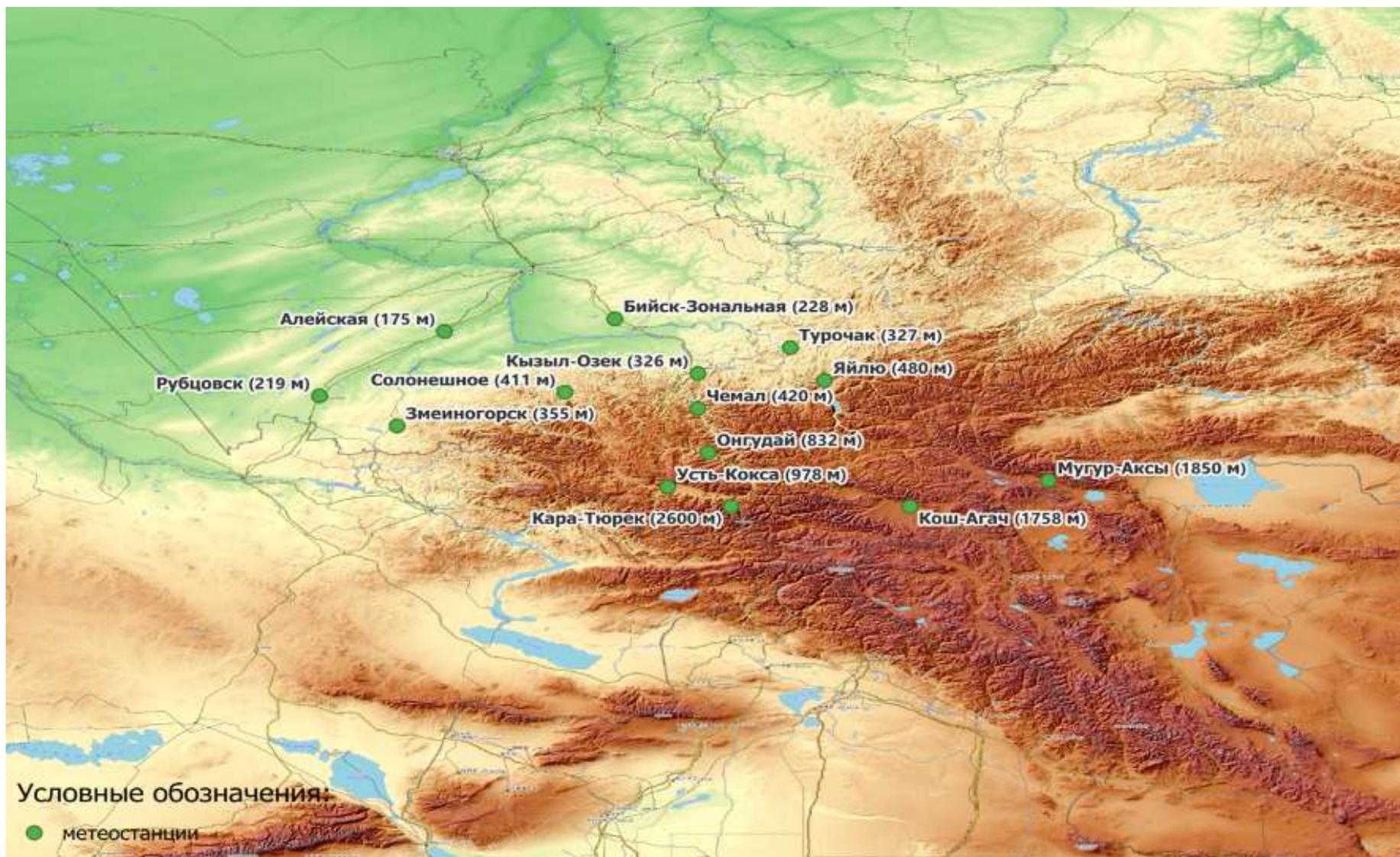


Рисунок 1.5 – Метеорологические станции на территории Алтая

## 2 Изученность проблемы изменения площади оледенения и его влияния на гидрологический режим

Оледенение территорий рассмотрено довольно подробно в разных частях мира, но многие аспекты до сих пор не освещены, несмотря на современные технологии и методики. С целью осведомления об уже изученной информации было рассмотрено 60 статей из разных источников. В найденной научной литературе представлены данные не только по району исследования, т. е. горной системе Алтай, но и по другим регионам нашей (и не только) страны.

Литературу условно можно разделить на 2 больших блока. В первом рассматриваются непосредственно методики, математические аппараты, описываются способы выполнения полевых работ, приборы, источники исходных данных (карты, космо- и фотоснимки), программные обеспечения, проводится анализ изменения ледников таких горных систем, как: Кавказ, Памир, Алтай, Полярный Урал, Тянь-Шань, Хибин, а также полярного архипелага Шпицбергена, острова Гренландии и территории Сибири. Во втором блоке рассматриваются разнонаправленные категории, например, химический и биохимический составы, спорово-пыльцевой спектр ледников; разработка нестандартных методик для расчетов изменений состояний горных оледенений. Отдельно стоит уделить внимание опасным гидрологическим явлениям (сели, обвалы), связанных с деградацией ледников. Наблюдения за активностью (подвижкой), таянием ледников, влияние на этот процесс антропогенного фактора, в последствие, влияние на экологию и экономику – разделы, также относящиеся ко второму блоку.

Для наглядности для каждого из блока и категорий составлены таблицы с номерами статей (таблица 2.1, таблица 2.2).

Таблица 2.1 – Первый блок научной литературы. Оценка изменений ледников

Регион	Общее количество	Ссылка на статьи
Кавказ	12	[6], [7], [32], [39], [45], [46], [47], [58], [61], [62], [63]
Памир	5	[18], [26], [34], [44], [71]
Алтай	4	[16], [35], [36], [64]
Полярный Урал	1	[69]
Тянь-Шань	6	[13], [14], [17], [20], [27], [65]
Хибины	1	[12]
Сибирь	6	[3], [4], [22], [23], [31], [40]
Арх. Шпицберген	1	[38]
О. Гренландия	1	[37]

Таблица 2.2. – Второй блок научной литературы. Другие исследования.

Категория	Общее количество	Ссылка на статьи
Химия и биохимия	10	[1], [2], [10], [11], [28], [29], [30], [42], [67], [68]
Опасные гидрологические явления	7	[8], [9], [21], [41], [50], [57], [59]
Геология	5	[19], [25], [43], [49], [66]
Методики	1	[48]

Как можно заметить наиболее освещенным регионом в плане изучения ледников является Кавказ. На вторых местах Сибирь (Саяны, Кузнецкий Алатау) и Тянь-Шань. Следом идут Памир и Алтай.

По данным второй таблицы видно, что наибольший интерес у научного сообщества вызывает химический и биохимический составы ледников. Количество работ по опасным гидрологическим явлениям лишь подтверждают важность мониторинга лавино- и селеобразных процессов. Сейсмология, тектоника оледенений освещены не глобально, а отсутствие большого количества новых методов и средств для изучения массивов льдов указывают на наиболее актуальные направления для дальнейшего развития.

На *Кавказе* изучена динамика отступления ледников Караугом, Безенги, Цейский, Алибек, Колка (единственный, где в настоящее время зафиксировано наступление), бассейнов рек Бартуйдон (ледник Бартуй), Фастагдон, Искадон, Замегодон, Баксан (северная часть Кавказа), оледенение Карачаево-Черкессии и Богосского хребта. Произведен расчет скорости таяния горного ледника Джанкуат (горный массив Чач-Кайджаны, Фардонское и Кауридонское ущелья). Рассмотрены причины катастрофического обвала с ледника Девдорак, возможное влияние геохимических процессов на катастрофический сход ледника Колка (реальное влияние может быть достаточно существенным) и гляциального селя с уникального неопознанного ледника. Его выделили в новый морфологический тип – сложный кулуарово-долинный ледник. Выявлено наличие тяжелых металлов в леднике Гарабаши, методом атомно-абсорбционной спектроскопии (летние горизонты льда имеют более высокую концентрацию тяжелых металлов по сравнению с зимними) и в ледниках бассейна реки Черек Безенгийский. На леднике Шхельда исследованы биохимические свойства криоконитов. Так как светопоглощающие частицы (чаще всего черный углерод), выпадая на ледяной покров, уменьшают альбедо (величина, характеризующая способность поверхности отражать падающее на неё излучение), что приводит к нагреванию и дальнейшему таянию поверхности, в работе Е. В. Абакумова и Р. Х. Темботова [2] рассмотрено их влияние на дегляциацию ледников.

В работах использовались аэрофотоснимки, фронтальные аэрофотоснимки, космоснимки Google Earth, Sentinel-2, World View-2, SASPlanet.

BingMaps, Search, ScanEx Web Geomixer, космическим аппаратом Метеор-М № 2, космическая стереосъемка сенсором SPOT-6, наземные фотографии, беспилотные летательные аппараты, топографические карты масштаба 1:50000 и 1:10000. Полевые исследования производились GPS-навигатором и лазерным дальномером. При камеральной обработке использовались ГИС-технологии, модель NDSI (индекс, определяющий наличие снежного покрова на спутниковых или аэрокосмических снимках), модель поверхностного баланса массы с введением блока для расчета теплообмена замороженной поверхности ледника с атмосферой, метод наименьших квадратов (для оценки коэффициентов линейных трендов метеопараметров).

На *Памире* хорошо изучены ледник Зеравшанский (крупнейший в Средней Азии), ледники Заалайского и Кунгейского хребтов, Абрамова (расчет годового баланса массы ледника с 2000 по 2014 гг. по косвенным данным), Федченко. Вычисления показали, что среднегодовые темпы деградации оледенения территории за период 1980 – 2017 гг. почти в два раза ниже среднегодовых темпов деградации за период 1957 – 1980 гг., что составляет 0.24 % в год и 0.42 % в год, соответственно. На леднике Абрамова в период 2000 – 2005 гг. годовые массы были положительными, 2008 – 2014 – отрицательными. Определены спектральные альбедо поверхности ледников.

Использовались данных дистанционного зондирования со спутников Landsat 7 ETM+ и ASTER «Terra», программные модули ENVI для дешифрирования соотношения каналов красного и коротковолнового инфракрасного спектров (методика основана на контрасте высокой отражательной способности снежно-фирново-ледовых образований в видимой части спектра и сильным поглощением в коротковолновом диапазоне), геоинформационные системы (ГИС), Surfer, методика картирования трещин ледников, статистические зависимости с долей области аккумуляции.

Ледник Альдегонда на *архипелаге Шпицберген* потерял способность к пульсации, авторы Б. Р. Мавлюдов и А. В. Кудиков [38] дают прогноз полного исчезновения через 40 – 50 лет. Сейсмологические наблюдения за актив-

ностью проводились на стационарной сети наблюдений и при помощи временных станций. Тектоническая структура и распределение скоростей в придонных слоях ледников, изучались с помощью акустических методов (акустической эмиссии и импульсо-фазового метода). Помимо этого, использовались старые фотографии, карты, аэро- и космоснимки.

На *Алтае* исследованы ледники Катунского хребта, Центрального Алтая, Малый Акру, бассейна реки Цаган-Сала-Гол. Разработана имитационная модель расчета абляции снега и льда ледника Малый Акру. Выяснено, что колебания ледников Альп и Алтая синхронны [16]. В научных работах использовались цифровые модели, снимки Landsat, ASTER «Terra», программные обеспечения ArcGIS 10.3.1 и ENVI 5.0. К. В. Лапин, О. В. Останин и Г. С. Дьяков [36] выделили 2 вида погрешностей: объективные (пространственное разрешение снимков, которое обусловлено техническими характеристиками аппаратуры и технологией обработки) и субъективные (расхождения, возникшие в результате неоднозначной трактовки положения границ ледников).

Ледник Иган (*Полярный Урал*) изучен геофизическими методами, однако толщина снежного покрова и льда измерялась с помощью георадаров ПИКОР-ЛЕД и ВИРЛ-7. Методом электротомографии проводился мониторинг центральной части приледниковой морены. С поверхности ледника Романчиков взяты пробы палиноспектров, состав которых в основном определяется дальним переносом пыльцы и спор из западных и юго-западных регионов в широтном направлении. Палиноспектры характеризуются значительным участием разнообразными спорами широколиственных пород липы, клена, дуба, лещины, преобладает пыльца сосны и высокоствольной березы. Изотопный состав определен методом изотопного уравнивания с использованием комплекса Gas Bench и автосамплера.

На *территории Тянь-Шаня* освоены ледник Тайыксу, оледенения бассейнов рек Текес, Пскем, Чилик (площадь сократилась на 80 км<sup>2</sup>), подземные льды. На леднике Тайыксу выяснены благоприятные (1981, 1993, 2003,

2004, 2009, 2010, 2016, 2018 гг.) и неблагоприятные (1978, 1984, 1991, 1997, 2008, 2012, 2014, 2022) для оледенения годы. Под благоприятными понимается положительный баланс массы ледника. В Северном Тянь-Шане запасы подземных льдов оцениваются в  $56 \text{ км}^3$  [17].

При обследовании использовались данные метеостанций (температура воздуха, относительная влажность, облачность, скорость ветра, продолжительность солнечного сияния, месячная сумма осадков), данные космических съемок Landsat, ASTER IRS (LISS), ALOS, IKONOS, программные обеспечения MapInfo Professional, ArcINFO GIS, геокриологические карты масштабов 1:1000000 и 1:500000. Разработана физико-статистическая модель расчета суммарного таяния и ледникового стока (компьютерная программа REGMOD).

*В Сибири*, а именно в южной ее части (Восточный Саян), в период 1990 – 2000 наблюдалось наиболее интенсивное таяние ледников. Проведено исследование сравнения динамики ледников гор Восточной Сибири и ледников в Гималаях [31]. Общая тенденция – дегляциация, вызванная глобальными изменениями климата. Изучена динамика ледников Кузнецкого Алатау. На ледниках Июско-Терсинской группы проводились полевые работы: площадь измерялась с использованием GPS-метрии (обмер ледников – портативным навигатором), толщина льда – радиометрическим геофизическим радаром «ОКО-2», помимо этого пользовались методом масштабной фотографии.

При камеральной обработке применялись снимки Landsat, данные со спутников высокого разрешения – Aster, QuickBird, WorldView-1, программы ENVI, ArcView, данные локальных работ. На основе проекции Гаусса-Крюгера совмещались топографические карты. По наблюдениям метеорологических станций вычислялись суммы отрицательных температур, производился статистический анализ материалов, обработка и генерализация срочных наблюдений.

При анализе *ледников Гренландии* выяснено, что территория испытывает новые тектонические изменения. Обработка производилась с использова-

нием космических и радарных снимков, геологической карты, программ Global Mapper 18v и ArcGis.

В *Хибинских горах* бурения шурфов проводились с помощью кольцевого ледового бура Черепанова. Применением измерительного комплекса Finnigan Delta Advantage получали изотопно-кислородный состав. ГИС-технологии позволили построить цифровые модели рельефа (для выделения границ ледников). Снег, фирн и лед этих ледников характеризуются низкой степенью минерализации (4 – 9 мг/л) и имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав.

### 3 Оценка статистических характеристик стока

На первом этапе выпускной работы стояла задача выполнить оценку изменчивости статистических характеристик различных видов стока для водотоков, бассейны которых подвержены оледенению. Любая гидрологическая характеристика должна подвергаться статистической обработке. Основные свойства могут быть выражены несколькими числовыми характеристиками, такими как математическое ожидание (характеристика положения), дисперсия, среднеквадратическое отклонение и коэффициент вариации (характеристики рассеивания), коэффициент асимметрии (характеристика формы).

#### 3.1 Исходные данные

В качестве исходных данных послужили гидрометеорологические данные по 14 гидрологическим постам (таблица 3.1) и 8 метеостанциям (таблица 3.2) за многолетний период (1932 – 2023 гг.). Больше всего внимание уделено реке Катунь и ее притокам. Рассмотрены средние, минимальные и максимальные расходы воды. Как видно на рисунке 1.4 некоторые посты расположены на более равнинной территории, но бассейн их расположен в горном районе.

*Река Катунь – с. Малый Яломан.* Пост расположен в северо-западной части села. Окружающая территория преимущественно горная. Долина реки – ящикообразная, шириной от 1 до 1.5 километров. Склоны высокие и крутые. Левобережная пойма шириной 80 – 100 метров, отличается ровной поверхностью с галечно-песчаным покровом. Русло реки прямолинейное, неразветвленное, покрыто валунами. Правый берег – скалистый, крутой и незаплаемый. Левый – более пологий, галечно-песчаный, подвергается затоплению. Ледостав на реке сохраняется устойчиво. Характерна значительная зашугованность.

Таблица 3.1. – Сводная таблица по гидрологическим данным

№ п/п	Наименование поста	Код поста	Широта	Долгота	Расстояние от устья, км	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>
1	р. Катунь – с. Малый Яломан	10067	50.4	86.6	348	36800
2	р. Катунь – с. Тюнгур	10066	50.2	86.3	429	13500
3	р. Катунь – с. Сростки	10071	52.4	85.7	53.0	58400
4	р. Большая Терехта – с. Те- рехта	10075	50.3	85.9	13.0	383
5	р. Кучерла – с. Кучерла	10078	50.2	86.3	2.00	627
6	р. Майма – с. Майма	10108	52.0	85.9	2.00	780
7	р. Иша – с. Усть-Иша	10110	52.2	86.0	13.0	3360
8	р. Чапша – с. Красногорское	10111	52.3	86.2	12.0	856
9	р. Каменка – с. Советское	10112	52.3	85.4	43.0	1730
10	р. Чулышман – с. Балыкча	10062	51.3	87.7	9.80	16600
11	р. Кокса – с. Усть-Кокса	10073	50.3	85.6	2.00	5600
12	р. Аккем – гм. Ст. Аккем	10079	50.0	85.0	30.0	78.9
13	р. Джасатор – с. Джасатор	10082	–	–	2.00	1770
14	р. Чарыш – с. Усть-Кумир	10126	51.0	84.3	481	3480

Таблица 3.2 – Сводная таблица по метеорологическим данным

№ п/п	Наименование МС	Номер МС	Широта	Долгота	Высота, м
1	Кузедеево	29849	53.3	87.2	293
2	Бийск-Зональная	29939	52.7	85.0	228
3	Солонешное	36045	51.6	84.3	411
4	Кызыл-Озек	36055	51.9	86.0	326
5	Яйлю	36064	51.8	87.6	480
6	Усть-Кокса	36229	50.3	85.6	978
7	Кош-Агач	36259	50.0	88.7	1758
8	Мугур-Аксы	36278	50.4	90.4	1850

*Река Катунь – с. Тюнгур.* Пост находится в южной части, в 4 километрах выше места впадения реки Кучерлы. Долина ящикообразной формы и достигает ширины до 7 км. Склоны высокие, скалистые и рассеченные, постепенно переходящие в горные массивы. Левая пойма дугообразная, шириной 70 – 80 метров. Русло извилистое, неразветвленное, покрытое валунами и галькой, стабильное, а на участке поста выпрямляется. В 300 метрах ниже поста расположен остров. Правый берег высокий и крутой, достигает 6 – 7 метров, не затопляем. Левый берег – низкий, пологий, пойменный. Ледостав формируется поздно (чаще всего в феврале) и в некоторые годы вовсе не замерзает.

*Река Катунь – с. Сростки.* Пост находится на южной окраине села, расположенного на расстоянии 30 км ниже впадения реки Иша и в 86 м выше паромной переправы через Катунь. Окружающий ландшафт преимущественно равнинный, с легкими возвышениями. Долина – ящикообразная, шириной около 6 – 7 км. Правый склон долины достигает 7 – 8 м, отличается крутизной и каменистым характером. Левый склон, противоположен правому, является пологим и без резких переходов. Правобережная пойма равна ширине 5 – 10 м, отличается ровной открытой поверхностью, а левобережная – более

обширна (местами превышает 3 км в ширину). В районе поста русло слегка извилистое, сформировано галькой и подвержено деформациям. Ежегодно вблизи поста образуется коса. Зимний ледостав устойчив, в период шугования значительная часть живого сечения русла оказывается перекрытой, что приводит к значительному подъему уровня воды.

*Река Большая Терехта – с. Терехта.* Пост расположен в селе. Окрестная территория отличается высокогорным ландшафтом. Долина V-образной формы; ширина в районе – 300 м, а в 1.5 километрах выше по течению сужается, превращаясь в ущелье. Поймы нет. Река течет ближе к левому склону долины. Дно ровное, прорезано на правом берегу двумя протоками, перетекающими в створе поста параллельно реке. Пониженные участки дна долины в период половодья затопляются водами из проток. Русло извилисто, сложено валунами и галькой. Ледостав отличается устойчивостью, бывают полыньи, наблюдаются заторы и зажоры льда.

*Река Кучерла – с. Кучерла.* Пост расположен в селе. Прилегающая местность высокогорная. Пониженные места дна долины весной заливаются тальми водами. Поймы нет. Русло реки извилистое, в створе поста имеются 2 неширокие правобережные протоки, ответвляющиеся от реки. Плесы и перекаты сменяются часто. Дно русла валунно-галечное. Берега пологие, высотой до 1 м, сложены галькой и валунами, задернованы. Ледостав устойчивый, в период осеннего ледохода возможны зажоры, зимой бывают наледи.

*Река Майма – с. Майма.* Пост находится на северо-востоке села, примерно в 0.7 км выше свайно-ряжевого моста. Окрестная местность имеет крупнохолмистым рельефом. Долина V-образной формы: ширина дна равна 60 – 70 метрам. Склоны крутые: правый достигает высоты 200 – 300 метров, левый – террасирован. В 1.0 км ниже поста склоны долины сливаются с коренными склонами р. Катунь, ниже – р. Майма пересекает правобережную долину р. Катунь. Дно долины ровное. Река протекает ближе к левому склону. Пойма на правом берегу шириной 25 – 30 метров. Русло слабовыраженно-извилистое, каменисто-галечное, и подвергается деформации только во время

паводков. Зимой русло реки зашуговано, на перекатах вода практически полностью замерзает. Во время ледохода часто наблюдаются заторы льда.

*Река Иша – с. Усть-Иша.* Пост расположен возле села. Окружающая территория холмиста. Долина реки трапецеидальная, асимметричная. Склоны крутые, открытые и прорезаны оврагами. Дно ровное, покрыто травянистой растительностью. В районе поста пойма располагается на левом берегу и достигает ширины до 50 метров. Русло подвергается деформациям. Берега крутые, обрывистые, с высотой от 3 до 5 метров. Оба берега подвергаются подмыванию и обрушению. Зимой могут образовываться наледи, а во время ледохода возникают заторы.

*Река Чапша – с. Красногорское.* Пост расположен в юго-восточной части села, в 1,5 км ниже места впадения реки Бардушка в 50 м ниже подвесного пешеходного моста. Долина реки неясно выражена, незаметно сливается с прилегающей крупнохолмистой открытой местностью. Высота холмов 200 м выше над дном балок и логов. Низины балок и логов, заросшие кустарником, локально заболачиваются. Пойма двусторонняя и неровная. Левый берег в основном открыт и покрыт луговой растительностью. Русло реки извилистое, неразветвленное, деформирующееся.

*Река Каменка – с. Советское.* Пост расположен на южной окраине села, в 12 км вниз по течению от впадения реки Сетовки. Рельеф прилегающей местности слабовсхолмленный, пересечен лощинами. Долина – ящикообразная, шириной от 3 до 5 км. Склоны на отдельных участках пологие. Дно ровное, заросшее травой. Пойма двусторонняя, правобережная, шириной 50 – 100 м, левобережная – 100 – 300 м, изрезана староречьями. Русло в пределах поста слабоизвилистое, сплошное, с песчано-илистым дном/ Берега достигают высоты 4–5 м, довольно крутые, местами обрывистые. Основание русла состоит из песчаного и илистого материала. В зимний период возможны ледяные заторы.

*Река Чульшман – с. Балыкча.* Пост находится на восточной окраине села, примерно в 0,7 км ниже устья реки Балыкчи и в 3,2 км ниже впадения

реки Кайру. Прилегающая местность высокогорна, скалиста, покрыта хвойным лесом. В районе поста долина трапецеидальной формы, шириной от 2 до 2.5 км. Ее склоны довольно высокие (с абсолютной высотой в пределах 1500 – 2000 м над уровнем моря) и крутые. Выше отметки 1700 м над уровнем моря расстилаются альпийские луга. Пойма симметричная, русло слегка извилистое, подвержено деформации. Дно русла, аналогично берегам, сложено галькой и песком. Правый берег крутой, достигает высоты 2.0 – 2.5 м, в паводок размываемый; левый – пологий, высотой 1.5 – 2.0 м, устойчивый. В 200 м выше поста продолжается намыв осередка, образовавшегося в половодье, в связи с этим наблюдается незначительная косоструйность основного потока реки на участке гидроствора. Ледостав устойчивый, торосистый.

*Река Кокса – с. Усть-Кокса.* Пост расположен в южной окраине села, в 1.5 км выше устья реки, в 4 км ниже устья р. Громотухи. Река протекает в долине, склоны которой постепенно переходят в горный массив. Долина реки ящикообразная, симметричная, с крутыми склонами. Пойма правобережная, заросшая лесом, кустарником, в створе поста сливается с поймой р. Катунь. Русло реки устойчивое, неразветвленное, валунно-галечное, слабоизвилистое, в створе поста прямолинейное. Левый берег русла достигает 9 – 10 метров, местами обрывистый, незатопляемый. Правый берег – низкий и пологий, местами заросший кустарником. Грунты берегов супесчаные. Ледостав устойчивый, характерны образования заторов и зажоров.

*Река Аккем – г.м. ст. Аккем.* Станция расположена в 7 км к северу от горы Белуха, в 60 м от истока реки из оз. Ак-Кем. Прилегающая местность горная, резко расчлененная, с развитыми ледниковыми формами рельефа. С запада и востока расположены горы высотой до 2.5 км над уровнем моря. В 3 км к югу находится коренная морена Аккемского ледника, опускающегося с горы Белуха к озеру. Долина реки имеет корытообразной формы, в основном беспойменная, шириной до 2.5 км. Ее склоны образованы горными массивами, дно местами заболочено из-за выходов грунтовых вод. Русло извилистое. Течение в районе гидрометрической станции спокойное, однако, уже через

300 м ниже поток становится бурным. Ледостав стабильный, иногда наблюдаются наледи.

*Река Джасатор – с. Джасатор.* Пост находится в 1.5 км к юго-востоку от села. Высота окружающей горной местности колеблется от 700 до 1200 метров. Склоны гор преимущественно покрыты хвойным лесом. Долина реки ящикообразная, с шириной по дну примерно 5 км. Характер долины представлен в виде череды котловин, которые сменяются значительными сужениями. Правобережная пойма равна ширине 100 – 150 м, а левобережная заболочена, шириной 400 – 500 м. Русло реки отличается извилистостью, включает множество островков и состоит из галечного покрытия.

*Река Чарыш – с. Усть-Кумир.* Пост расположен в 300 м севернее поселка Усть-Кумир, на острове. Река протекает в высокогорном районе. Долина – ящикообразная и асимметричная. На правом берегу наблюдается наличие поймы, шириной приблизительно 100 метров. Русло реки деформирующееся, со слабовыраженной извилистостью. Основное русло сложено камнями и галькой. В 100 метрах ниже поста расположен пережат, а в 300 метрах ниже него находится порог. Левый берег реки высотой 3 – 4 метра, обрывистый, обычно незатапливаемый. Правый берег пологий и затапливаемый. Ледостав устойчивый, зимой русло сильно зашуговывается, наблюдаются зажоры, полыньи, наледи, в период весеннего ледохода – заторы.

По метеостанциям, представленным в таблице 3.2 рассмотрены значения среднегодовых сумм осадков и среднегодовых температур воздуха.

### 3.2 Расчет основных статистических характеристик и оценка однородности

Математическое ожидание величины можно трактовать как центр тяжести плотности вероятности, вычисляемый по формуле:

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}, \quad (3.1)$$

где  $n$  – длина ряда.

Коэффициент вариации ( $C_v$ ) – отношение СКО к математическому ожиданию (3.2). Коэффициент вариации показывает, какую долю среднего значения этой величины составляет ее средний разброс

$$C_v = \frac{\sigma}{Q_{cp}}, \quad (3.2)$$

где  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение;

$Q_{cp}$  – среднее значение, м<sup>3</sup>/с.

Коэффициент асимметрии ( $C_s$ ) – безразмерный параметр, характеризующий степень симметричности рассеяния относительно математического ожидания.

Значения коэффициента асимметрии и среднеквадратического отклонения (квадратный корень из дисперсии) определены с помощью базовых функций Excel – «СКОС» и «СТАНДОТКЛОН», соответственно.

Проанализировав найденные гидрологические данные, было принято решение привести к многолетнему периоду отсутствующие значения. Процедура выполнялась в программе HydroStatCalc, с помощью которой также построены хронологические графики (рисунок 3.1), интегральные (рисунок 3.2) и разностно-интегральные кривые (рисунок 3.3), эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа (рисунок 3.4). В приложение А представлены эмпирические и аналитические кривые обеспеченностей по всем постам для каждого вида стока. Программа HydroStatCalc предназначена для выполнения расчетов гидрологических характеристик для изученных и недостаточно изученных бассейнов, может применяться при выполнении гидрологических расчетов для проектирования, но ее основная задача – обеспечить возможность подготовки гидрологических характеристик для последующего их территориального обобщения по крупным регионам. Операция по приведению рядов к многолетнему периоду осуществляется с применением аппарата множественной корреляции (рису-

нок 3.5, рисунок 3.6). Также с помощью программного обеспечения можно производить построение графиков связи значений гидрологической характеристики расчетного ряда, и любого выбранного ряда – аналога. Хронологические графики и интегральные кривые необходимы для визуального анализа стока и определения некой «точки» начала трансформаций.

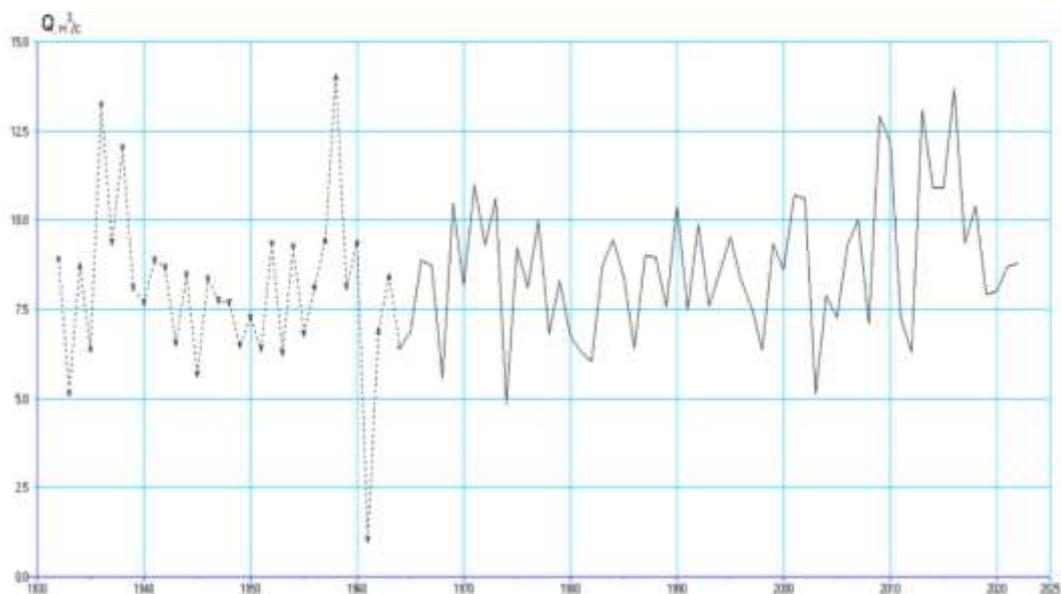


Рисунок 3.1 – Хронологический график среднегодовых расходов воды  
р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

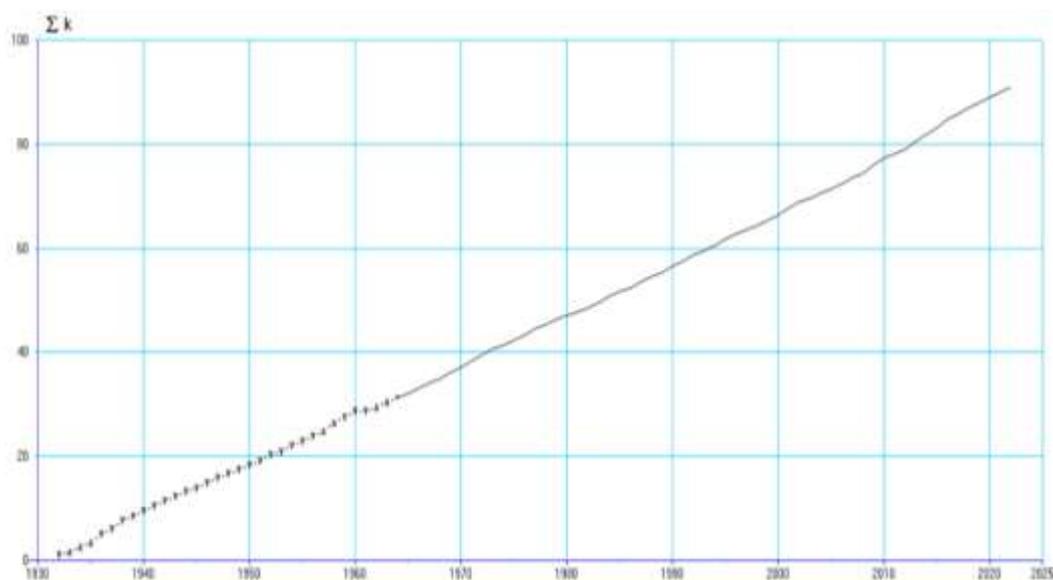


Рисунок 3.2 – Интегральная кривая среднегодовых расходов воды  
р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

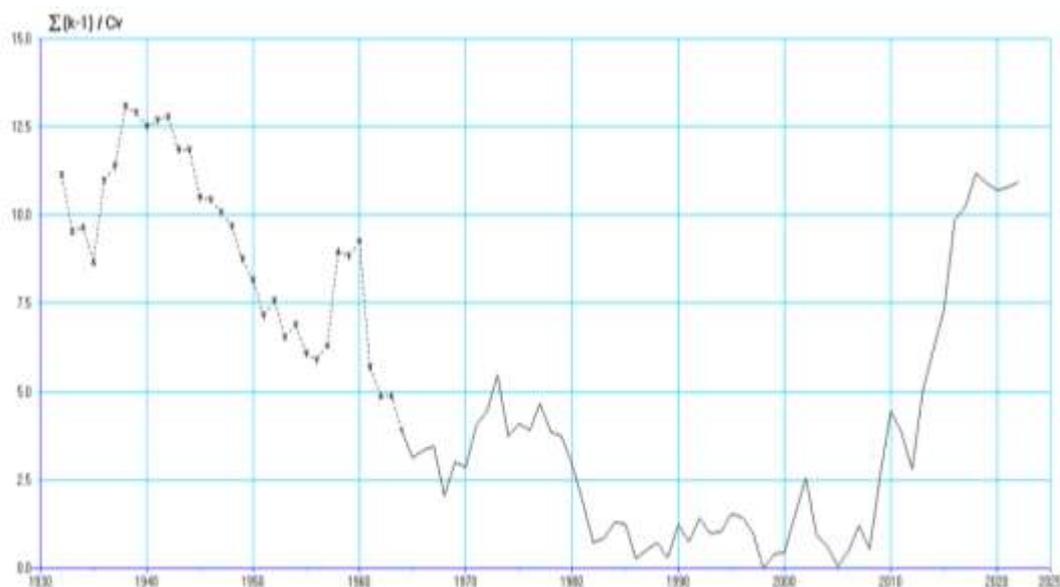


Рисунок 3.3 – Разностно-интегральная кривая среднегодовых расходов воды р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

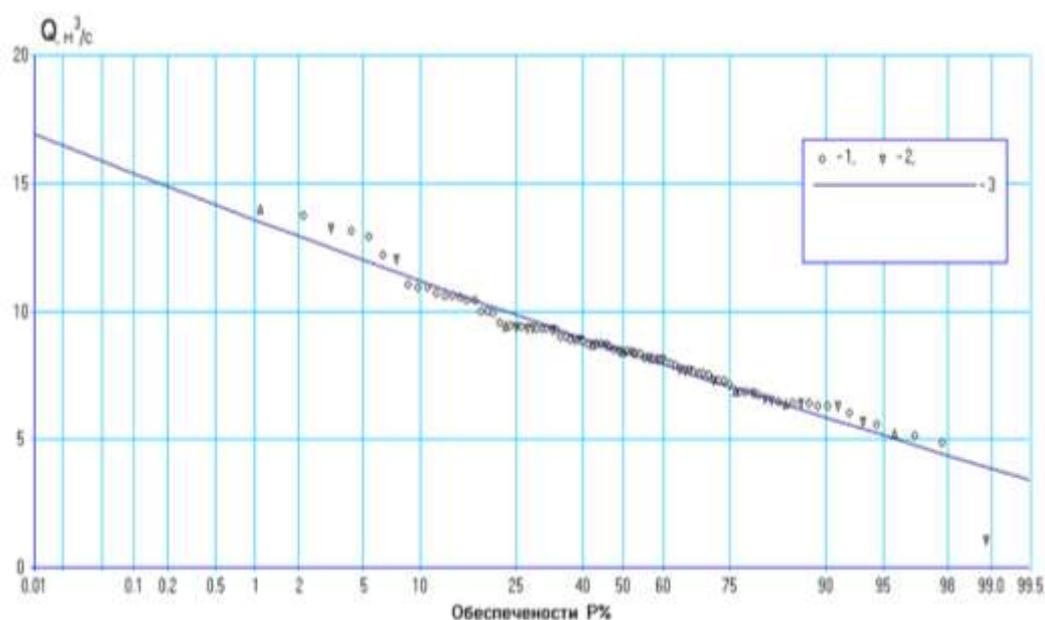


Рисунок 3.4 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

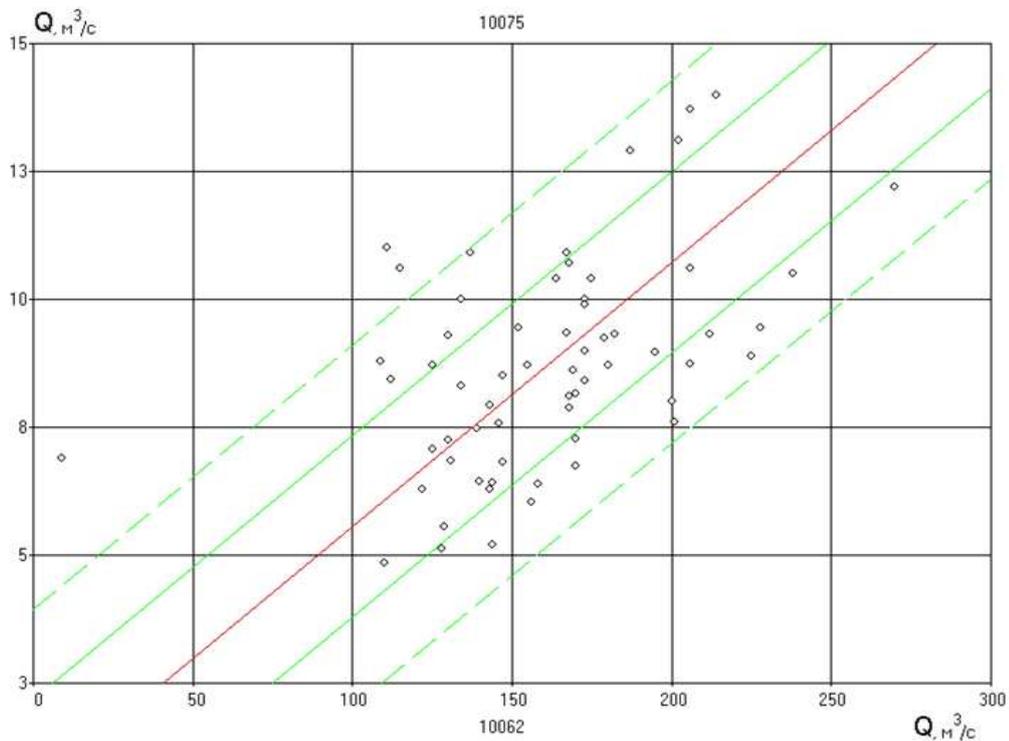


Рисунок 3.5 – График связи среднегодовых расходов воды р. Большая Терехта – с. Терехта и р. Чулышман – с. Балыкча за 1932 – 2022 г.г.

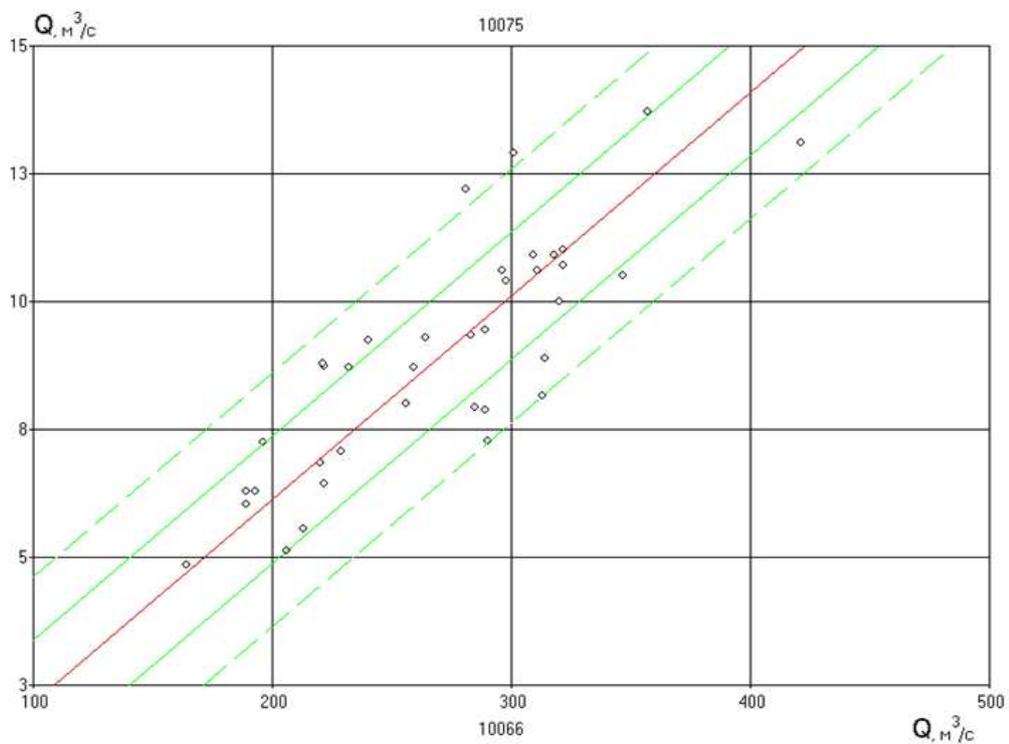


Рисунок 3.6– График связи среднегодовых расходов воды р. Большая Терехта – с. Терехта и р. Катунь – с. Тюнгур за 1932 – 2022 г.г.

### 3.2.1 Расчет основных статистических характеристик стока

Результаты расчетов основных характеристик среднегодового, максимального, минимального зимнего и летнего стоков ( $Q_{cp}$ ,  $C_v$ ,  $C_s$ ,  $C_s/C_v$ ) по исходному и многолетнему периодам представлен в таблицах 3.3 – 3.5.

Таблица 3.3 – Расчет основных гидрологических характеристик среднегодового стока

Пост	До продления рядов					После продления рядов			
	n, лет	$Q_{cp}$ , м <sup>3</sup> /с	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$	$Q_{cp}$ , м <sup>3</sup> /с	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$
10062	87	157	0.26	-0.46	-1.76	156	0.26	-0.38	-1.48
10066	44	268	0.22	0.38	1.74	263	0.19	0.44	2.31
10067	13	456	0.20	0.52	2.60	492	0.16	0.10	0.61
10071	75	620	0.18	0.33	1.91	627	0.19	0.38	1.99
10073	70	79.0	0.24	0.50	2.10	79.4	0.23	0.54	2.38
10075	59	8.69	0.22	0.39	1.75	8.48	0.25	0.12	0.48
10078	58	14.0	0.15	0.21	1.45	14.0	0.13	0.36	2.74
10079	28	2.19	0.21	-0.66	-3.18	2.25	0.16	-0.05	-0.29
10082	8	15.2	0.14	0.53	3.69	13.6	0.25	-0.49	-2.00
10108	82	8.47	0.24	0.15	0.63	8.50	0.24	0.16	0.67
10110	68	34.9	0.27	0.68	2.52	34.5	0.28	0.54	1.97
10111	58	8.55	0.24	0.29	1.21	8.91	0.25	0.36	1.47
10112	63	10.6	0.26	0.86	3.27	10.6	0.26	0.85	3.26
10126	86	43.0	0.24	0.24	0.98	42.5	0.29	-0.58	-2.01

Таблица 3.4 – Расчет основных гидрологических характеристик максимального стока

Пост	До продления рядов					После продления рядов			
	п, лет	$Q_{cp}, M^3/c$	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$	$Q_{cp}, M^3/c$	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$
10062	86	1306	0.38	1.72	4.52	1297	0.38	1.75	4.65
10066	82	1723	0.33	1.58	4.74	1758	0.33	1.74	5.33
10067	20	2781	0.33	0.91	2.74	2675	0.26	0.96	3.70
10071	80	2975	0.28	0.89	3.13	3006	0.28	0.86	3.09
10073	73	435	0.41	1.32	3.22	424	0.39	1.42	3.61
10075	59	61.8	0.46	2.11	4.57	61.4	0.42	1.90	4.49
10078	60	86.9	0.30	0.93	3.07	88.3	0.30	1.12	3.76
10079	35	20.0	0.30	0.07	0.22	19.2	0.38	2.11	5.59
10082	9	92.2	0.27	-0.72	-2.69	114	0.33	1.23	3.67
10108	83	91.3	0.53	1.83	3.46	92.3	0.53	1.71	3.26
10110	69	513	0.48	2.57	5.39	490	0.46	2.70	5.89
10112	63	100	0.56	1.25	2.23	102	0.55	1.38	2.51
10126	92	413	0.43	1.26	2.96	417	0.43	1.19	2.74

Таблица 3.5 – Расчет основных гидрологических характеристик минимального летнего стока

Пост	До продления рядов					После продления рядов			
	п, лет	$Q_{cp}, M^3/c$	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$	$Q_{cp}, M^3/c$	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$
10062	87	47.5	0.42	0.16	0.37	156	0.13	0.19	1.52
10066	68	83.9	0.43	0.79	1.81	84.3	0.41	0.69	1.66
10067	19	175	0.23	2.10	9.30	176	0.19	1.66	8.63
10071	80	308	0.27	1.01	3.81	306	0.26	1.02	3.90
10073	72	48.0	0.41	1.49	3.67	47.4	0.40	1.30	3.26
10075	59	4.76	0.30	0.64	2.10	4.78	0.29	0.65	2.27
10078	61	4.81	0.33	0.45	1.38	4.80	0.31	0.53	1.71

Продолжение таблицы 3.5

Пост	До продления рядов					После продления рядов			
	n, лет	Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	C <sub>v</sub>	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> /C <sub>v</sub>	Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	C <sub>v</sub>	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> /C <sub>v</sub>
10079	34	0.67	1.09	4.93	4.51	0.68	0.99	3.31	3.34
10082	9	7.66	0.28	0.28	1.01	8.88	0.44	1.50	3.43
10108	83	3.60	0.37	0.21	0.56	3.63	0.37	0.15	0.40
10110	69	5.59	0.33	0.71	2.12	5.53	0.33	0.79	2.41
10111	60	1.27	0.38	1.10	2.90	1.27	0.44	1.39	3.20
10112	62	5.68	0.31	1.49	4.88	5.61	0.29	1.40	4.82
10126	93	19.4	0.42	1.62	3.87	19.6	0.42	1.51	3.59

Таблица 3.6 – Расчет основных гидрологических характеристик минимального зимнего стока.

Пост	До продления рядов					После продления рядов			
	n, лет	Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	C <sub>v</sub>	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> /C <sub>v</sub>	Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	C <sub>v</sub>	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> /C <sub>v</sub>
10062	87	19.6	0.94	1.73	1.84	19.8	0.92	1.69	1.84
10066	20	30.3	0.44	0.36	0.83	32.6	0.37	1.02	2.76
10067	9	66.0	0.25	0.28	1.13	45.4	0.48	0.32	0.68
10071	74	70.9	0.53	0.03	0.06	74.4	0.58	0.46	0.80
10073	70	13.4	0.54	0.75	1.39	12.9	0.53	0.81	1.52
10075	59	1.11	0.41	0.97	2.37	0.95	0.45	1.43	3.20
10078	58	0.87	0.33	0.41	1.21	0.77	0.35	1.03	2.94
10079	0	–	–	–	–	–	–	–	–
10082	6	0.96	0.50	0.54	1.08	–	–	–	–
10108	83	1.53	0.59	0.64	1.10	1.46	0.60	0.78	1.29
10110	68	3.23	0.49	2.11	4.34	2.81	0.55	2.13	3.87
10111	58	0.81	0.50	0.90	1.82	0.69	0.54	1.36	2.50
10112	63	3.40	0.29	0.90	3.07	3.07	0.32	1.28	4.04
10126	88	4.24	0.48	0.18	0.37	4.19	0.46	0.34	0.73

Среднее значение среднегодового стока по исходным данным варьируется в пределах 2.19 (р. Аккем – гм. ст. Аккем) – 620 (р. Катунь – с. Сростки) м<sup>3</sup>/с. Наибольшее значение расхода характерно для равнинной территории. По восстановленным данным средний расход изменяется от 2.25 до 627 м<sup>3</sup>/с.

Для максимального стока среднее значение составило диапазон от 20 м<sup>3</sup>/с на ГП р. Аккем – гм. ст. Аккем до 2975 м<sup>3</sup>/с на реке Катунь, в селе Сростки по исходным рядам, а по восстановленным – 19.2 – 3006 м<sup>3</sup>/с.

Минимальный летний сток по рядам, приведенным к многолетнему периоду, имеет значения от 0.68 до 306 м<sup>3</sup>/с. Данные об минимальном зимнем стоке по ГП р. Аккем – гм. ст. Аккем отсутствуют, следовательно, отсутствовала и возможность восстановить ряд и вычислить статистические характеристики. Исходный ряд гидрологического поста р. Джасатор – с. Джасатор имеет небольшую продолжительность (6 лет), вследствие чего не удалось подобрать реки-аналоги и привести к многолетнему периоду.

### 3.2.2 Расчет основных статистических характеристик метеоэлементов

По информации о температуре воздуха и суммах осадков выполнены построения хронологических графиков (рисунки 3.7 – 3.8) и интегральных кривых (рисунки 3.9 – 3.10). Расчет основных статистических характеристик представлен в таблицах 3.7 – 3.8

Таблица 3.7 – Расчет основных статистических характеристик сумм осадков.

МС	n, лет	X <sub>ср</sub> , мм	X <sub>min</sub> , мм	X <sub>max</sub> , мм	C <sub>v</sub>	C <sub>s</sub>	C <sub>s</sub> /C <sub>v</sub>
29849	69	731	522	1003	0.15	0.40	2.66
29939	88	601	288	958	0.19	0.19	1.00
36045	69	618	427	931	0.18	0.36	1.97
36055	88	766	540	1043	0.14	-0.13	-0.96
36064	88	905	621	1186	0.14	0.17	1.22
36229	88	492	248	753	0.19	0.11	0.55

Продолжение таблицы 3.7

МС	n, лет	$X_{cp}$ , мм	$X_{min}$ , мм	$X_{max}$ , мм	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$
36259	88	133	79.0	223	0.23	0.69	2.97
36278	61	158	52.0	335	0.36	0.67	1.88

По данным таблицы 3.7 на метеостанциях Бийск-Зональная, Кызыл-Озек, Яйлю, Усть-Кокса, Кош-Агач за 88 лет среднегодовая сумма осадков изменяется в пределах 133 – 905 мм, минимальная – от 79 до 621 мм, максимальная – от 223 до 1186 мм. На станциях Кузедеево и Солонешное за 69 лет среднегодовая сумма осадков равна 731 и 618 мм, минимальная – 522 и 427 мм, максимальная – 1003 и 931 мм, соответственно. На метеорологической станции Мугур-Аксы минимальный срок наблюдений – всего 61 год. Среднегодовая сумма осадков 158 мм, минимальная – 52.0 мм, максимальная – 335 мм.

Таблица 3.8 – Расчет основных статистических характеристик среднегодовых температур.

МС	n, лет	$t_{cp}$ , °C	$t_{min}$ , °C	$t_{max}$ , °C	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$
29849	83	1.45	-2.70	4.01	0.89	-0.44	-0.49
29939	88	1.86	-1.97	4.63	0.73	-0.31	-0.43
36045	75	1.55	-2.96	4.03	0.92	-0.76	-0.83
36055	83	2.22	-1.60	4.68	0.57	-0.38	-0.66
36064	83	3.84	1.03	5.73	0.26	-0.31	-1.22
36229	83	-0.48	-6.31	1.67	-2.81	-1.01	0.36
36259	89	-5.01	-10.3	-1.89	-0.32	-0.47	1.47
36278	60	-2.36	-6.24	-0.58	-0.46	-0.79	1.73

По данным таблицы 3.8 на метеостанциях Кузедеево, Кызыл-Озек, Яйлю, Усть-Кокса за 83 года среднегодовая температура изменяется в пределах минус 0.48 – 3.84 °C, минимальная – от минус 6.31 до 1.03 °C, максимальная –

от 5.73 до 1.67 °С. В Бийск-Зональном среднегодовая температура – 1.86 °С, минимальная – минус 1.97 °С, максимальная – 4.63 °С (за 88 лет); в Солонешном среднегодовая температура составила 1.55 °С, минимальная – минус 2.96 °С, максимальная – 4.03 °С (за 75 лет); в Кош-Агаче среднегодовая температура равна минус 5.01 °С, минимальная – минус 10.3 °С, максимальная – минус 1.89 °С (за 89 лет); в Мугур-Аксы среднегодовая температура – минус 2.36 °С, минимальная – минус 6.24 °С, максимальная – минус 0.58 °С (за 88 лет);

В данном случае интегральные кривые строились «вручную» с использованием нормированных значений, определяемых по формулам:

$$t_{\text{норм}} = \frac{t_i - t_{\text{min}}}{\sigma}, \quad (3.3)$$

$$X_{\text{норм}} = \frac{X_i - X_{\text{min}}}{\sigma}, \quad (3.4)$$

где  $t_i$  и  $X_i$  – текущее значение температуры (°С) и осадков (мм);

$t_{\text{min}}$  и  $X_{\text{min}}$  – минимальное значение температуры (°С) и осадков (мм);

$\sigma$  – среднее квадратическое отклонение температуры и осадков.

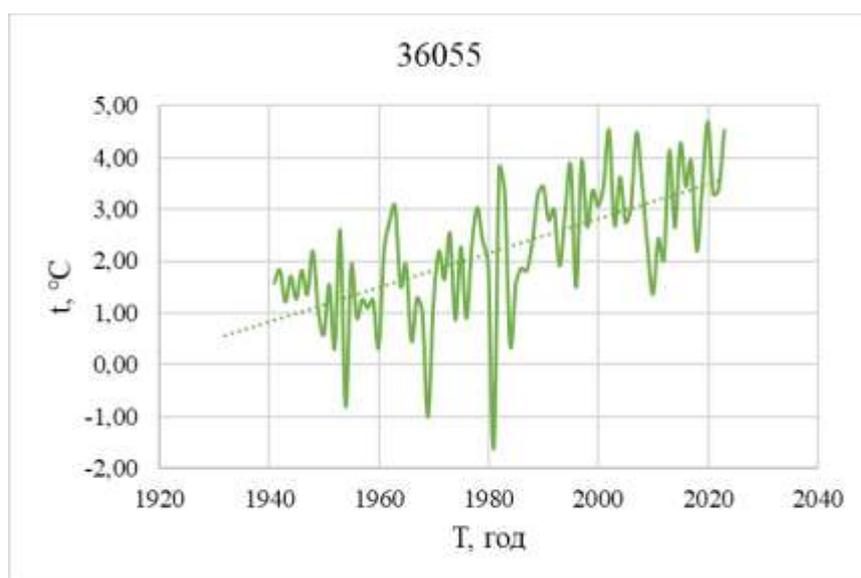


Рисунок 3.7 – Хронологический график хода среднегодовых температур по МС Кызыл-Озек за 1941 – 2023 г.г.

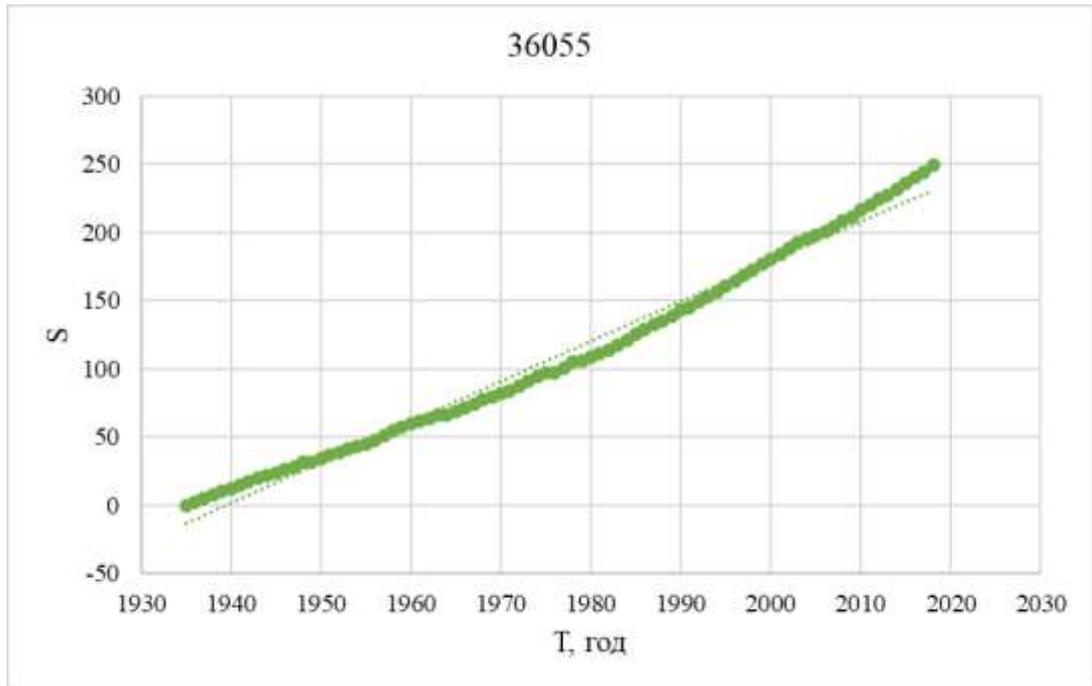


Рисунок 3.8 – Интегральная кривая среднегодовых температур по МС Кызыл-Озек за 1941 – 2023 г.г.

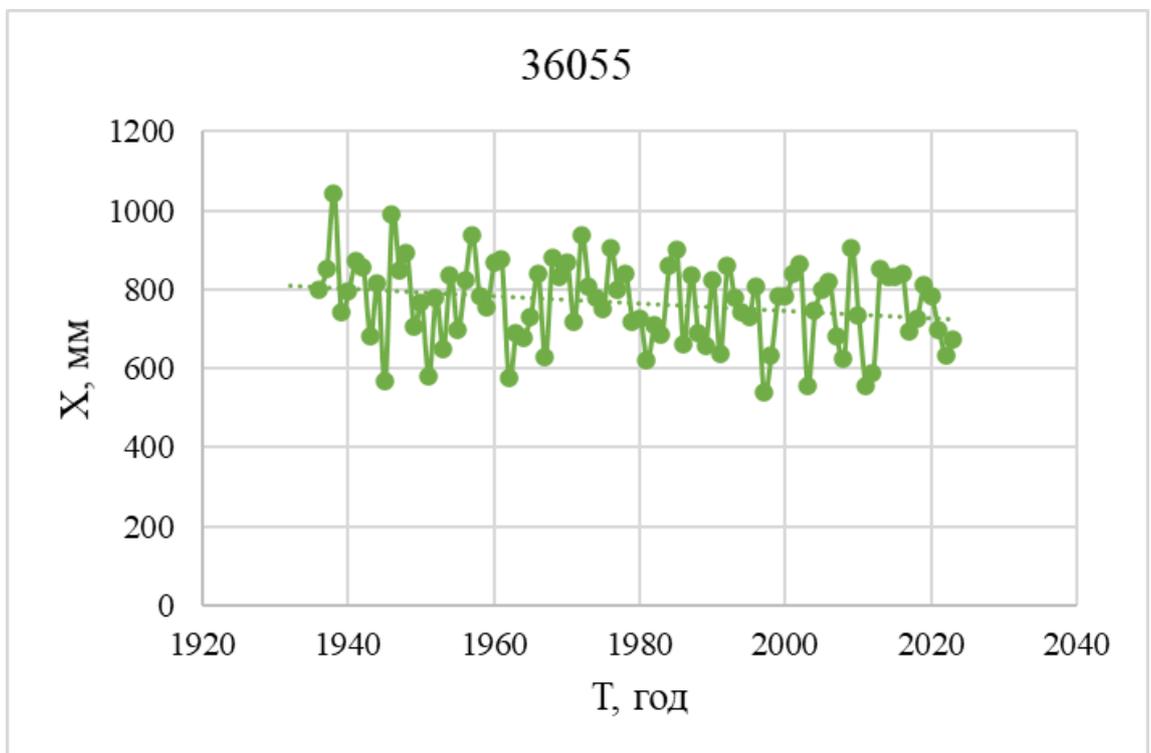


Рисунок 3.9 – Хронологический график хода годовых сумм осадков по МС Кызыл-Озек за 1936 – 2023 г.г.

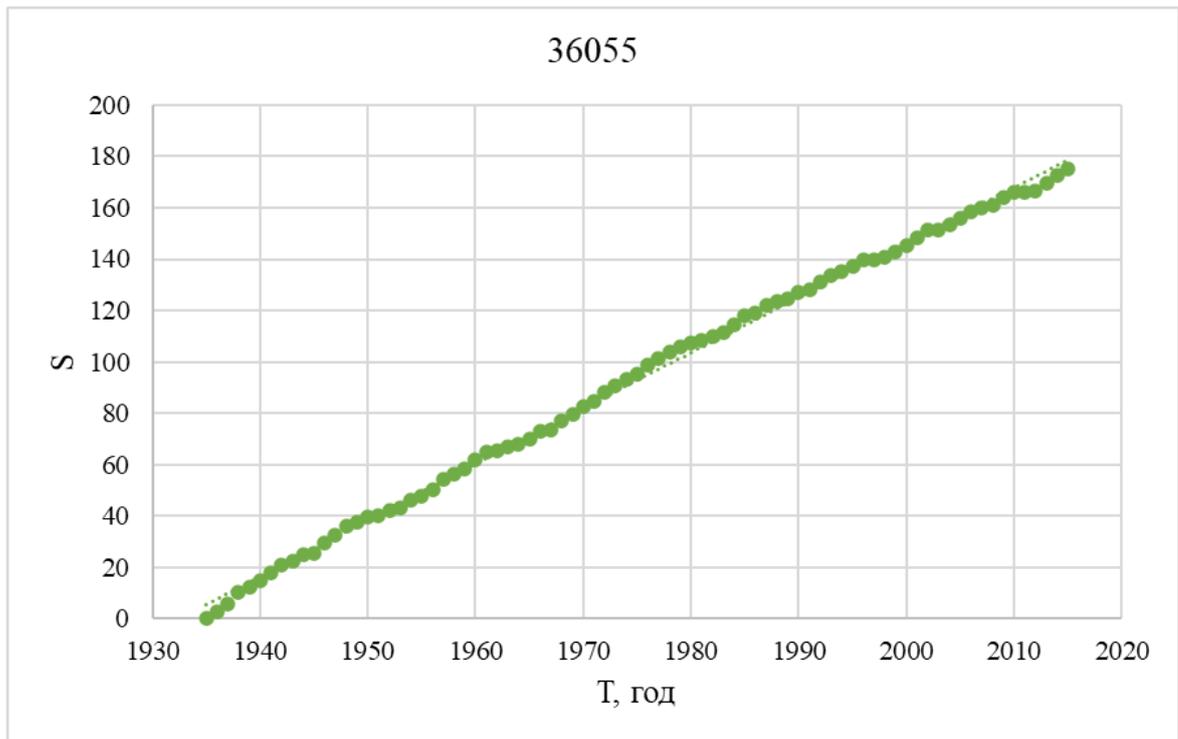


Рисунок 3.10 – Интегральная кривая годовых сумм осадков по МС Кызыл-Озек за 1936 – 2023 г.г.

### 3.2.3 Оценка однородности рядов стока

Гидрологический ряд считается однородным, если условия формирования стока на протяжении всего анализируемого периода оставались неизменными. Однако антропогенные вмешательства или природные катаклизмы способны нарушить эту однородность, изменяя параметры формирования стока. Например, землетрясения могут привести к смещению границ водосборного бассейна, а функционирование водохранилища с сезонным регулированием стока вызывает перераспределение водных ресурсов в течение года и увеличение общего испарения. В таких случаях стандартные методы статистического анализа данных не могут быть применены без предварительной корректировки ряда.

Ряды расходов проверялись на однородность по критериям Стьюдента и Фишера (таблица 3.9) при уровне значимости  $2\alpha = 10\%$ .

Критерий Стьюдента является широко используемым стандартным инструментом, рекомендуемым в большинстве нормативных документов. Однако при его применении необходимо учитывать несколько важных аспектов:

1) При разработке критерия было принято, что исследуемые выборки относятся к нормальным распределениям. Однако большинство гидрологических рядов характеризуются небольшой положительной асимметрией, что увеличивает вероятность ошибки.

2) Критерий предполагает, что выборки имеют одинаковую, хотя и неизвестную, дисперсию.

3) Классическая статистика предполагает существенно большую длину выборок по сравнению с той, которая чаще всего доступна на практике. Это может привести к ситуации, когда гипотеза об однородности будет отвергнута из-за недостаточной длины ряда.

Распределение Фишера характеризуется своей несимметричностью. Этот статистический критерий применяется для проверки однородности гидрологических рядов на основе дисперсии.

Для проверки ряды делились на 2 равные части и использовался пакет анализа данных в программе Excel. При проверке по Стьюденту ряд считается однородным, если выполняется условие  $t_{кр..двухст.} > t_{ст.}$ , по Фишеру –  $F_{критич. одностороннее} > F$ .

По результатам анализа можно сделать вывод о том, что за 91 год лишь минимальный зимний сток стал неоднородным. В остальных видах стока статических изменений не наблюдалось.

Таблица 3.9 – Проверка на однородность расходов воды

Код поста	Гипотеза об однородности ряда по критерию Стьюдента				Гипотеза об однородности ряда по критерию Фишера			
	$Q_{cp},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{max},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{min.л.},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{min.з.},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{cp},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{max},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{min.л.},$ м <sup>3</sup> /с	$Q_{min.з.},$ м <sup>3</sup> /с
10062	–	–	–	+	+	–	–	+
10066	–	–	+	+	–	+	–	–
10067	–	–	–	–	–	–	+	–
10071	–	–	–	–	–	–	–	–
10073	–	+	–	+	+	–	–	+
10075	–	–	–	+	–	–	–	+
10078	–	–	–	+	–	–	–	+
10079	–	–			–	+		
10082	–	–	–		–	–	+	
10108	–	–	–	+	–	–	–	–
10110	–		–	–	+		–	–
10111	+	–	–	+	–	–	–	+
10112	–	–	–	–	+	+	–	–
10126	–	–	–	–	+	–	+	–

Примечание: «+» – гипотеза об однородности ряда опровергается (не однороден); «-» – гипотеза об однородности ряда не опровергается (однороден).

По гидрологическому посту р. Аккем – гм. ст. Аккем не удалось выполнить проверку на однородность минимальных летних и зимних расходов воды. По гидрологическому посту р. Иша – с. Усть-Иша не удалось выполнить проверку на однородность максимальных расходов воды. По гидрологическому посту р. Джасатор – с. Джасатор не удалось выполнить проверку на однородность минимальных зимних воды.

### 3.2.4 Оценка трендов

В контексте общего подхода к анализу (декомпозиции случайного процесса) предполагается, что случайный процесс можно разложить на несколько компонентов, каждый из которых описывается относительно простой моделью. Формы разложения временного ряда на отдельные составляющие могут различаться, однако в гидрологических исследованиях чаще всего применяются аддитивная или мультипликативная модели, причем аддитивная модель является более распространенной.

Аддитивная модель временного ряда представляет исходный процесс в виде суммы более простых случайных процессов. В свою очередь, мультипликативная модель описывает исходный процесс как произведение таких упрощенных составляющих.

Определение линейного тренда имеет смысл в том случае, если на всём интервале наблюдений можно зафиксировать устойчивую тенденцию к увеличению или уменьшению ряда. Линейный тренд представляет собой детерминированную компоненту, которая выражается линейной функцией времени.

По многолетним рядам минимального зимнего стока производилась и оценка значимости линейных трендов (рисунок 3.11).

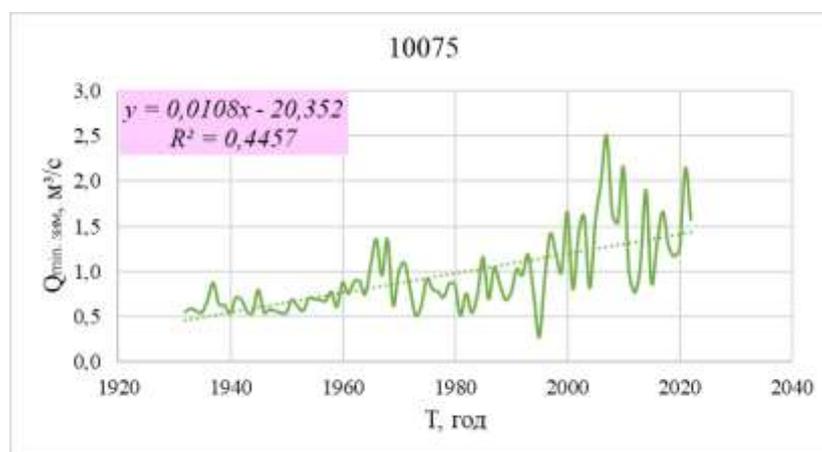


Рисунок 3.11 – График ряда минимальных зимних расходов воды с линией тренда р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

Коэффициент корреляции ( $R$ ) найден с помощью значения  $R^2$ , которое в свою очередь снят с графиков (рисунок 3.11); его стандартная ошибка ( $\sigma_R$ ) вычислена по формуле (3.5); значение статистики  $t_{2a}$  зависит от длины ряда ( $n$ ) и определено с помощью функций Excel. Если  $t_{2a} > \sigma_R$ , тренд статистики считается не значим. Также ряды были поделены на 2 части, по каждой из которой найдено среднее значение (рисунок 3.12), для оценки изменения стока в процентах.

$$\sigma_R = \frac{\sqrt{1-R^2}}{\sqrt{n-2}} \quad (3.5)$$

Результаты проверки приведены в таблице 3.10

Таблица 3.10 – Проверка на значимость линейных трендов минимальных зимних расходов воды.

Код поста	n	$R^2$	$\sigma_R$	$t_{2a}$	R	$R/\sigma_R$	Гипотеза	$Q_1, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_2, \text{м}^3/\text{с}$	$\Delta, \%$
10062	91	0.520	0.07	1.99	0.721	9.81	+	8.46	32.0	74
10066		0.291	0.09		0.539	6.04	+	27.4	38.0	28
10067		0.096	0.10		0.310	3.07	+	40.5	50.4	20
10071		0.260	0.09		0.510	5.60	+	60.3	88.9	32
10073		0.275	0.09		0.525	5.81	+	9.68	16.2	40
10075		0.446	0.08		0.668	8.46	+	0.74	1.17	37
10078		0.308	0.09		0.555	6.30	+	0.64	0.90	28
10108		0.476	0.08		0.690	9.00	+	0.96	1.98	52
10110		0.116	0.10		0.340	3.42	+	2.46	3.18	23
10111		0.387	0.08		0.622	7.50	+	0.49	0.88	44
10112		0.240	0.09		0.490	5.31	+	2.81	3.34	16
10126		0.104	0.10		0.322	3.21	+	3.70	4.69	21
Среднее										35

Продолжение таблицы 3.10

Код поста	n	R <sup>2</sup>	$\sigma_R$	t <sub>2a</sub>	R	R/ $\sigma_R$	Гипотеза	Q <sub>1</sub> , м <sup>3</sup> /с	Q <sub>2</sub> , м <sup>3</sup> /с	$\Delta$ , %
Примечание: «+» – линейный тренд значим; «-» – линейный тренд не значим										

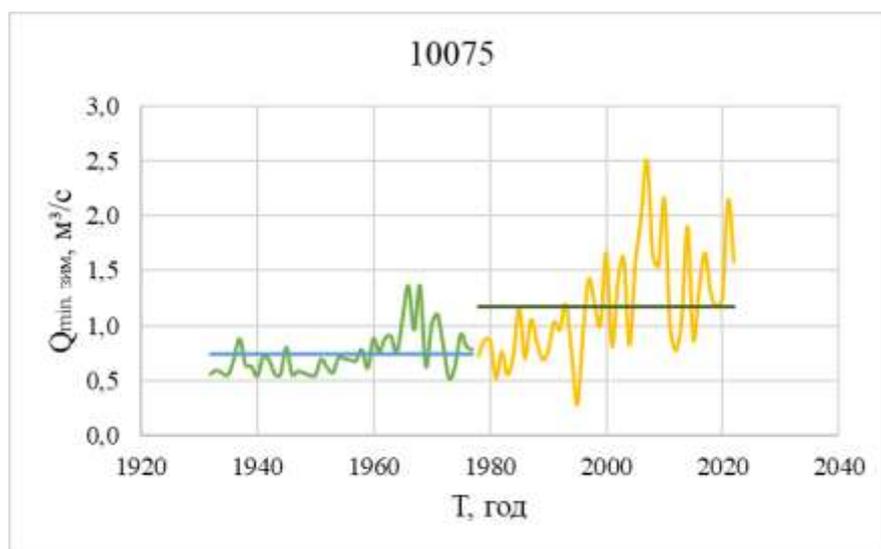


Рис. 3.12. – Поделенный ряд минимальных зимних расходов воды р. Большая Терехта – с. Терехта за 1932 – 2022 г.г.

В среднем разница расхождения значений осредненных расходов составила 35 %, минимальная погрешность по гидропосту р. Каменка – с. Советское равна 16 %, а максимальная по гидрологическому посту р. Чулышман – с. Балыкча – 74 %.

## 4 Оценка степени оледенения

Современное оледенение Алтая сосредоточено преимущественно в высокогорных районах. В настоящее время здесь насчитывается около 700 ледников, суммарная площадь которых приблизительно 650 км<sup>2</sup>. На горных хребтах, таких как Чингиз-Тау и Тарбагатай, оледенение отсутствует по причине сравнительно небольшой высоты этих массивов. На территории выделено 5 основных крупных ледников: Катунский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Южно-Алтайский хребты, а также Саурский хребет и хребет Чихачёва.

Одной из причин изменения характеристик стока, может быть, изменение степени оледенения речных бассейнов, вызванное изменением климата. Следующей задачей работы была оценка изменения площади ледников.

### 4.1 Ледники Горного Алтая

Наибольшее оледенение наблюдается на Катунском хребте. Здесь насчитывается более 20 – 25 ледников площадью оледенения 10 – 15 км<sup>2</sup>. Ледники занимают весь хребет, достигая самых больших размеров в районе высшей точки – горы Белухи. Оледенение меньших размеров встречается на многих хребтах: Ивановском, Сайлюгем, Листвяге, Холзуне, Куминском, Сарымсакты, Курайском, Айгулакском, Сумультинском, Теректинском и Шапшальском.

Алтай типичная ледниковая область, где сочетаются различные формы оледенения. Преимущественное распространение имеют ледники трех типов: долинные, каровые, висячие, а также их сочетания (карово-долинные, висяче-каровые). Кроме того, встречаются ледники плоских вершин и присклоновые. По числу ледников преобладают мелкие формы оледенения (каровые,

висячие). Однако общий характер определяют долинные ледники, занимающие наибольшие площади.

Количество ледников находится в большой зависимости от совокупности ряда факторов: геоморфологических и климатических (увлажненности, температурного и теплового режимов).

Ветром переносятся массы снега в отрицательные формы рельефа на склонах гор, где они задерживаются и создают ледники. Кроме того, снег передвигается с одного склона хребта на другой, и в результате этого оледенение подветренного склона может быть большим, чем наветренного, хотя в распределении количества осадков наблюдается обратное соотношение. Около 70 % всего количества ледников Алтая сосредоточено в бассейне р. Катунь, при этом в верховьях двух ее крупнейших притоков – р. Чуи и Аргунта.

Языки ледников Алтая располагаются на высотах от 2000 до 3500 м. Некоторые ледники опускаются своими языками ниже границы леса. На таких низкоопускающихся ледниках создаются наилучшие условия для таяния снега и льда.

Снеговая линия испытывает колебания по мере продвижения от мест с большим увлажнением к местам с меньшим увлажнением, а также в зависимости от экспозиции склонов и широты местности. Кроме того, она колеблется по высоте в течение одного сезона и от года к году. В наиболее теплые годы снеговая линия может быть намного выше фирновой линии. Более или менее постоянным высотным положением определяется фирновая линия, разделяющая глетчер и фирновый бассейн. Высоты фирновой и снеговой линий увеличиваются по мере уменьшения общей увлажненности территории (с северо-запада на юго-восток). В таблице 4.1 представлены сведения о высоте залегания снеговой линии на различных частях Алтайского горного массива.

Таблица 4.1 – Высота залегания снеговой линии.

Район	Западные хребты Алтая	Гора Белуха	Южно-Чуйский и Северо-Чуйский хребты	Крайний восток Алтая
Высота снеговой линии, м	2300 – 2500	2750	от 2800 до 3300	От 3400 до 3500

Ледники имеют сравнительно небольшую скорость движения, колеблющуюся в течение года в среднем от 4.0 см/сутки в холодный период до 7.2 см/сутки в августе на небольших долинных ледниках и от 8.0 до 17 см/сутки – на ледниках большей мощности. Ледники малых форм оледенения движутся со скоростью 3 – 7 м/год. Абляция ледников происходит в среднем с середины мая до начала октября, продолжаясь 130 – 140 дней в году. Год от года продолжительность таяния колеблется.

В настоящий период абляция ледников превышает количество осадков и снега, приносимого ветрами, что является одной из причин сокращения ледниковых языков. Отступление ледников Алтая, продолжающееся с прошлого столетия, с 1962 г. идет ускоренными темпами и колеблется от 2 до 16 м в год. Некоторые ледники южной части Алтая отступают со скоростью 35 м в год.

*Аккемский ледник* является частью территории Катунского природного заповедника. Этот долинный ледник находится у подножия горы Белуха, на Южно-Чуйском хребте. Его протяженность составляет около 8 километров, ширина достигает 1.5 километра, а площадь – порядка 10 квадратных километров. Толщина льда варьируется до 100 метров, а в некоторых местах превышает этот показатель. Высота ледника над уровнем моря колеблется от 2200 до 3000 метров. Он входит в состав Актруского ледникового комплекса.

*Ледник Менсу* находится на северо-западных склонах Алтайских гор и принадлежит к крупной системе ледников. Он сравнительно небольшой по размерам, сильно трещиноватый, с ярко выраженной зоной накопления в верхней части. Его длина составляет около 10 км, площадь варьируется от 13

до 15 км<sup>2</sup>, толщина льда достигает 50 метров, а высота над уровнем моря колеблется в пределах от 2100 до 2800 метров. Ледник имеет вытянутую форму с характерным уклоном, направленным к долинам. Он образовался за счет накапливающихся на протяжении веков снега и льда и располагается на слоях горных пород.

*Ледник Мюштуайры* (братьев Троновых) располагаются в южной части Южно-Чуйского хребта. Имеют несколько языков, трещиноваты, характерны ледопады. Длина – около 10 км; площадь – 8.6 км<sup>2</sup>; высота над уровнем моря – от 2500 до 2800 м. Питание снеговое, частично – внутреннее (за счет накоплений льда). По форме ледники также разнообразны: узкие, длинные, широкие, пологие.

*Ледник Черный* расположен в районе горы Белуха, в южной части Южно-Чуйского хребта. Длина – 5 км; ширина – 0.5 км; площадь – 3 км<sup>2</sup>; толщина льда – 50 – 70 м; высота над уровнем моря – от 2300 до 3400 м. Питание в основном осуществляется за счёт скопления снега и льда. Прилегающий ландшафт включает как альпийские луга, так и скальные образования. Внутри ледника наблюдаются трещины и снежные наросты. Имеет тектоническое происхождение.

*Ледник Катунский.* Особенностью Катунского хребта является то, что на южных и юго-западных склонах осадков выпадает больше, чем на северных. Но наиболее интенсивное оледенение наблюдается на склонах, обращенных на север, из-за переноса снега с южных склонов и меньшего таяния. Катунский ледник, расположен у северного подножия горы Белухи, вблизи Аккемского ледника. Его длина составляет 9 км, ширина – 0.5 км, площадь приблизительно 10 км<sup>2</sup>. Высота над уровнем моря варьируется от 2000 до 4200 метров над уровнем моря. Поверхность ледника покрыта трещинами, снежными полями и моренными отложениями.

Исток реки Чарыш (ГП р. Чарыш – с. Усть-Кумир) располагается на *Коргонском хребте*, который отличается особой историей оледенения, образовавшейся в результате древней ледниковой активности. Во время послед-

него ледникового периода произошло обширное изменение рельефа, в результате эрозии и отложения осадков. По мере продвижения ледник образовали U-образные долины и хребты. Хребты характеризуются пересеченной местностью, глубокими моренами, которые представляют собой скопление обломков. Современные ледники невелики и являются остатками прошлых ледниковых периодов. Площадь ледниковых образований менее 1 км<sup>2</sup>.

#### 4.2 Оценка изменчивости ледников

Для оценки изменения 5 основных ледников были использованы спутниковые снимки Landsat 8-9 OLI/TIRS C2 L1, Landsat 4-5 TM C2 L1, Landsat 1-5 MSS C2 L1 (рисунки 4.1 – 4.2) с сайта Earthexplorer [24] за 11 июля 1977 года, 17 августа 1989, 22 августа 1994, 22 июля 2006, 6 июня 2015, 1 июня 2025, в расширении GeoTIFF и программа ArcGIS.

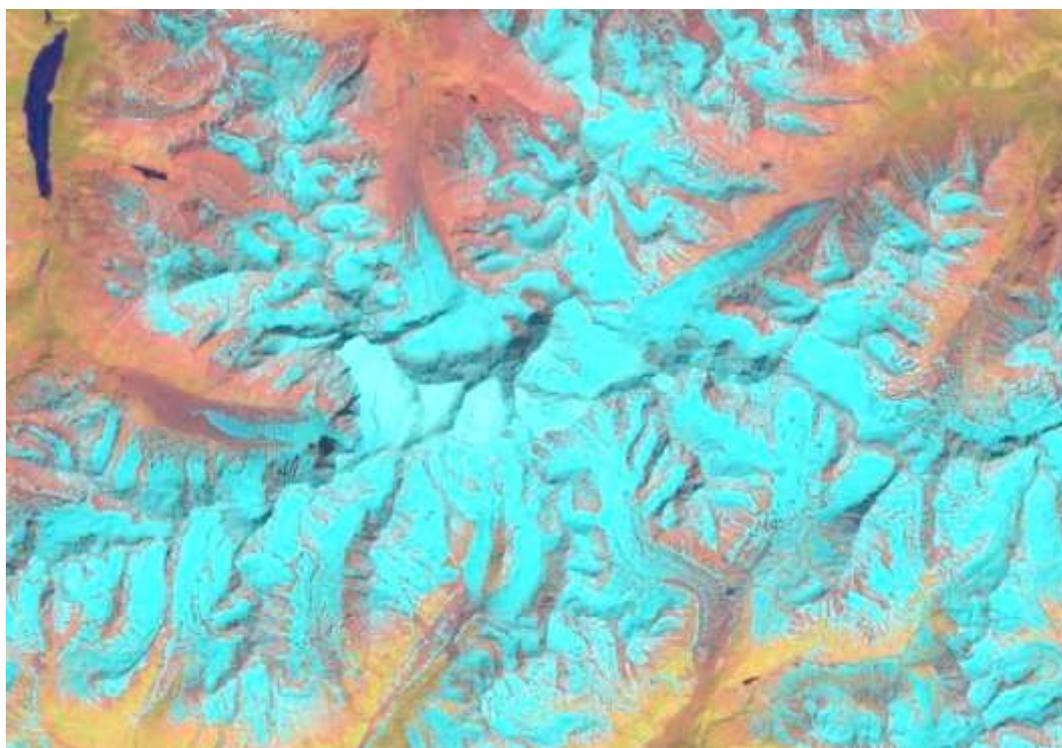


Рис. 4.1 – Спутниковый снимок Landsat 8-9 OLI/TIRS C2 L1 за 6 июля 2025 г.

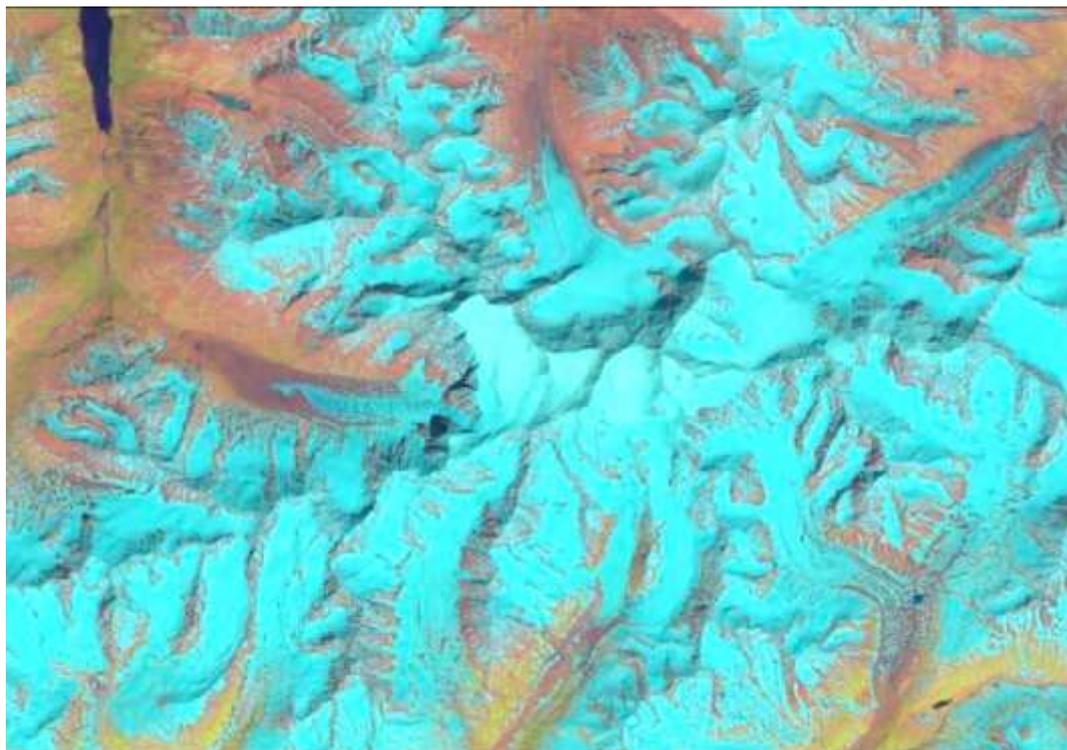


Рис. 4.2 – Спутниковый снимок Landsat 8-9 OLI/TIRS C2 L1 за 6 июня 2015 г.

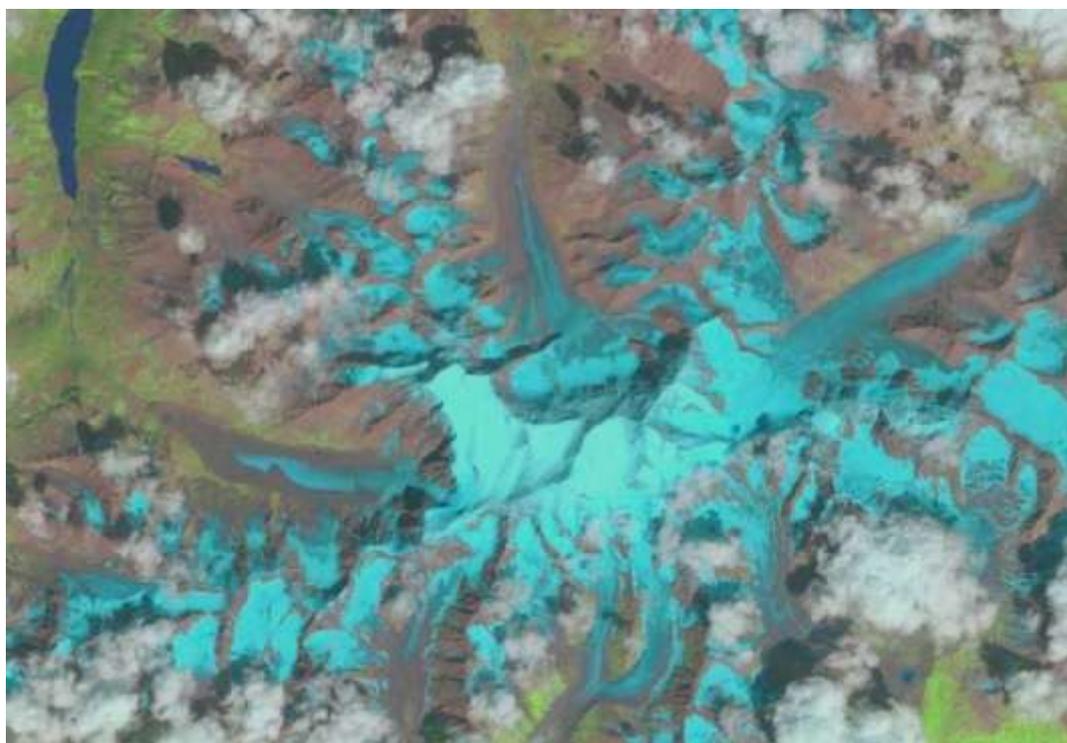


Рис. 4.3 – Спутниковый снимок Landsat 4-5 TM C2 L1 за 22 июля 2006 г.

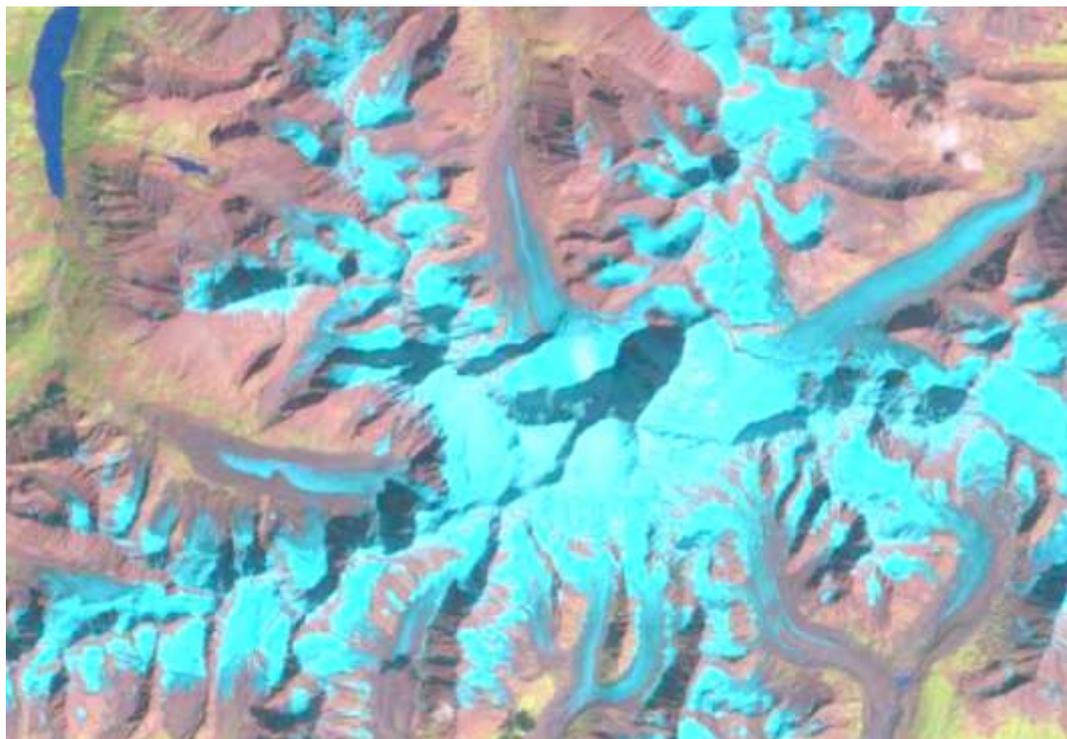


Рис. 4.4 – Спутниковый снимок Landsat 7 ETM+ C2 L1 за 22 августа 1994 г.



Рис. 4.5 – Спутниковый снимок Landsat 1-5 MSS C2 L1 за 17 августа 1989 г.

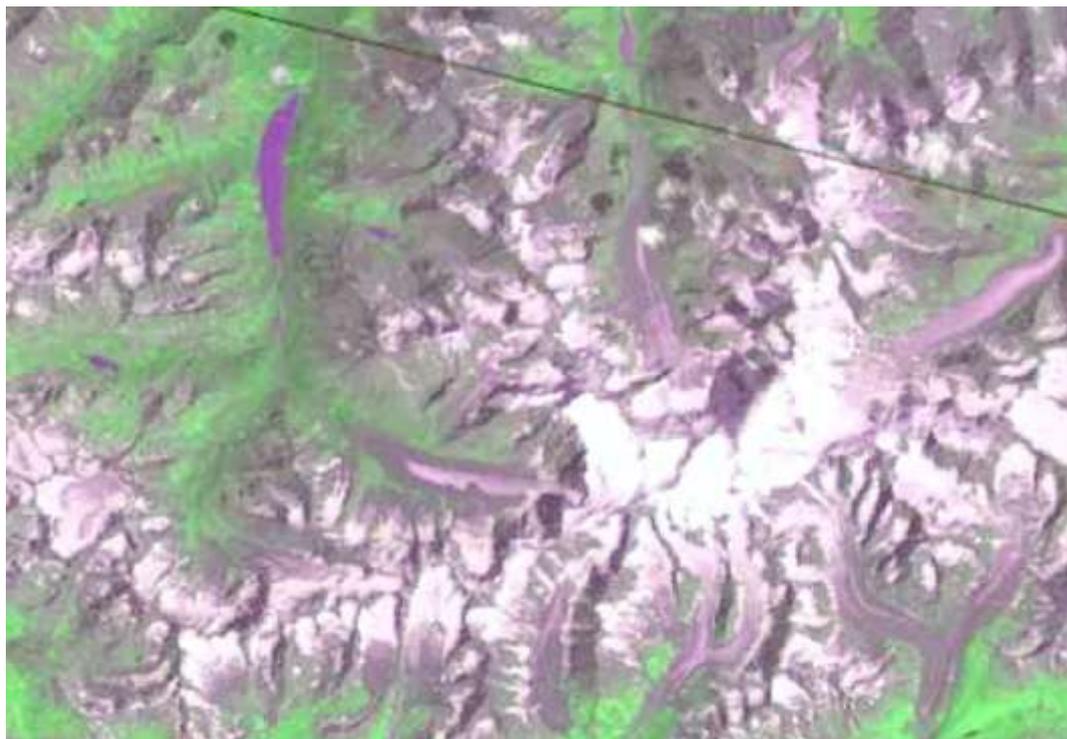


Рис. 4.6 – Спутниковый снимок Landsat 1-5 MSS C2 L1 за 11 июля 1977 г.

С помощью инструмента Editing, позволяющего редактировать геоданные, создавать, изменять/удалять объекты на карте и редактировать атрибутивную таблицу, выполнено оконтуривание Аккемского ледника, ледников Менсу, Катунского, Чёрного, Мюштуайры (рисунки 4.7 – 4.12). Путем создания нового Shapefile с типом объекта – полигоны, были построены контуры в системе координат проекции UTM, WGS 1984 Северного полушария, зона – 48N. Воспользовавшись таблицами и функцией «Вычислить геометрию» определены площади замкнутых фигур.

По результатам работы составлена таблица площадей ледников на каждую дату (таблица 4.2) и построены графики изменений их значений (рисунки 4.13 – 4.17).

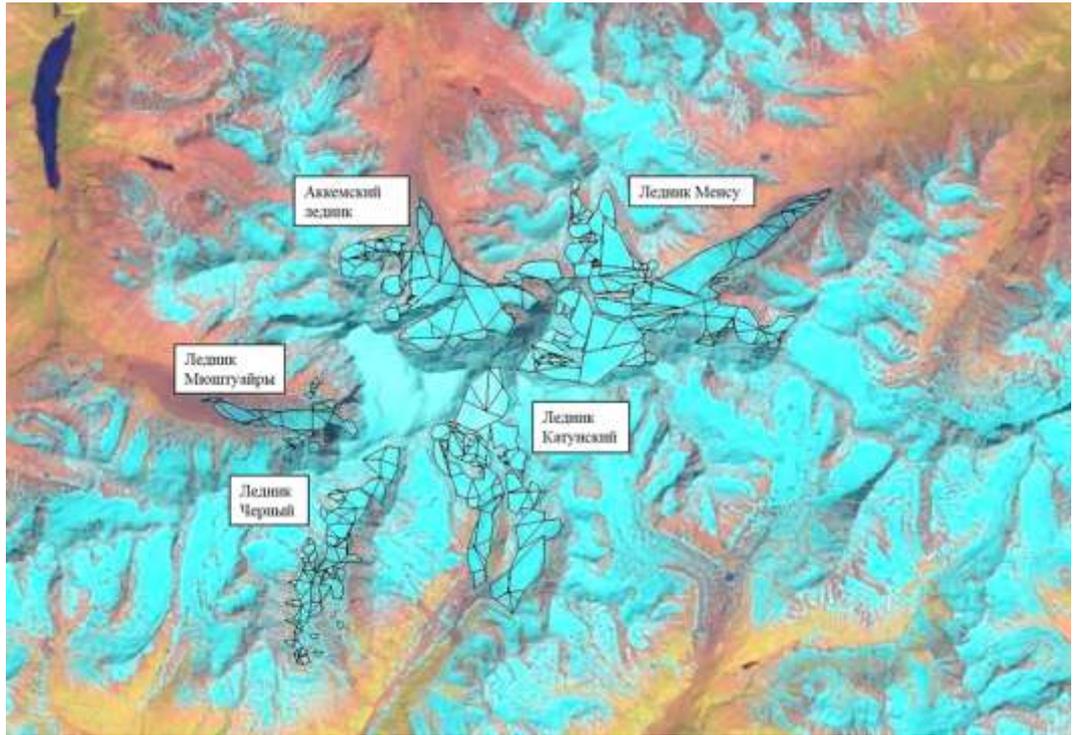


Рис. 4.7 – Контур ледников на 6 июля 2025 г.

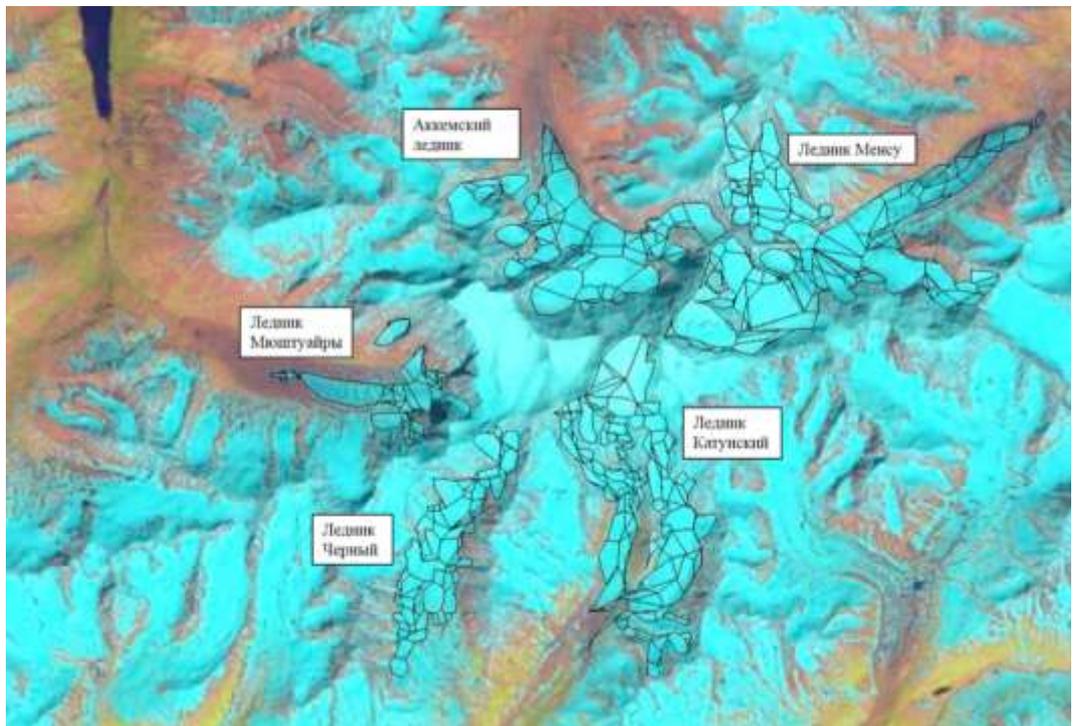


Рис. 4.8 – Контур ледников на 6 июня 2015 г.

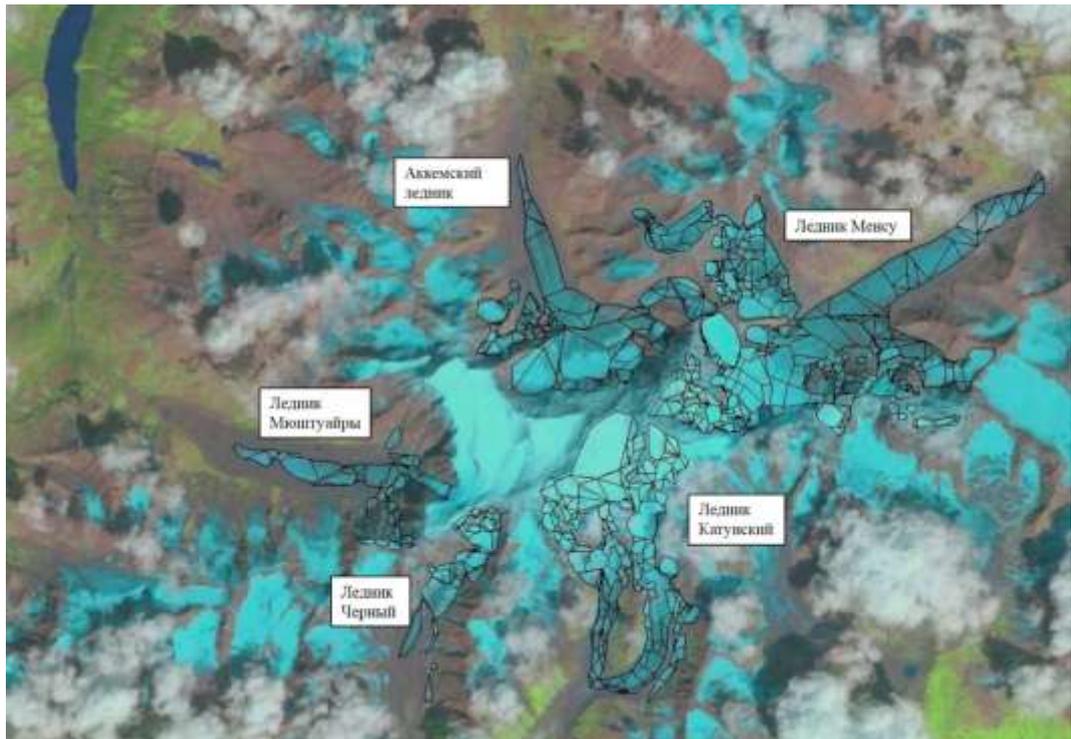


Рис. 4.9 – Контур ледников на 22 июля 2006 г.

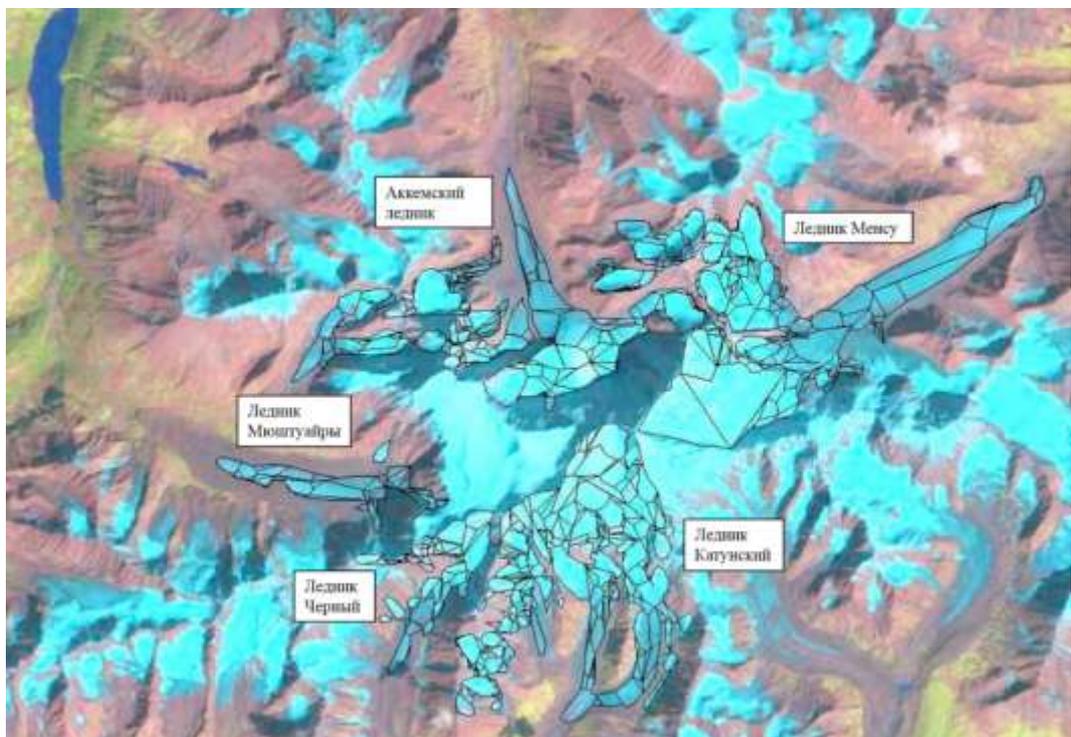


Рис. 4.10 – Контур ледников на 22 августа 1994 г.

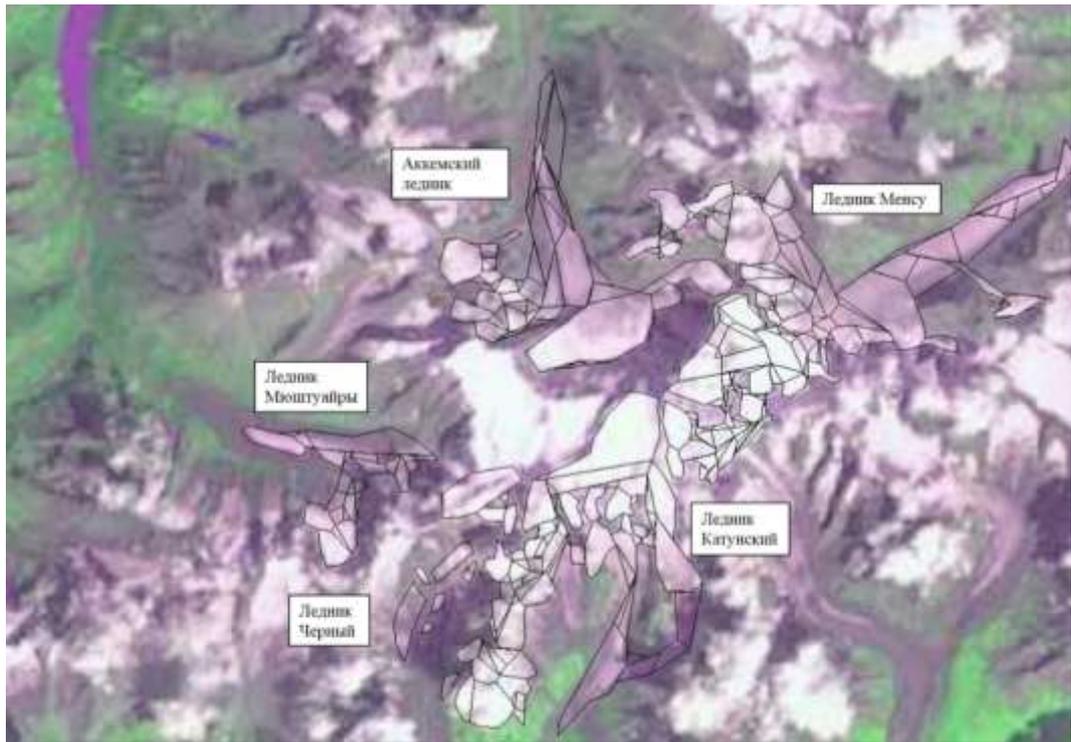


Рис. 4.11 – Контур ледников на 17 августа 1989 г.

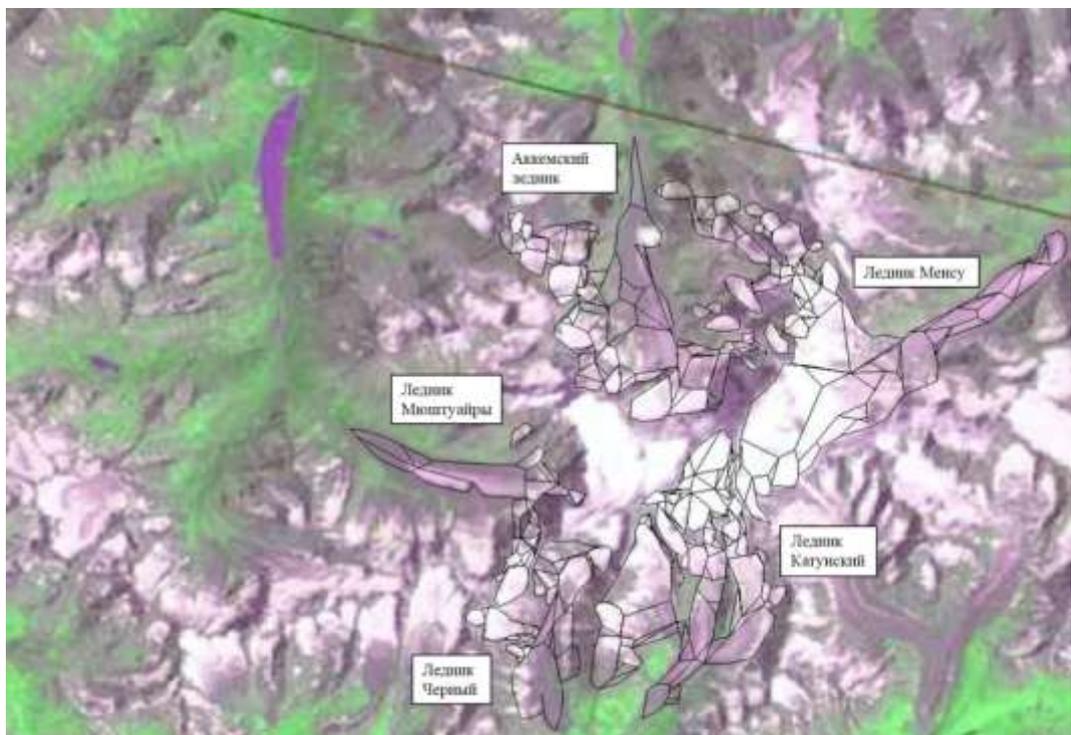


Рис. 4.12 – Контур ледников на 11 июля 1977 г.

Таблица 4.2 – Площади ледников

Ледник	Площадь F, км <sup>2</sup>					
	11.07.1977	17.08.1989	22.08.1994	22.07.2006	06.06.2015	01.06.2025
Аккемский	18.2	11.2	11.1	7.92	8.99	9.10
Менсу	24.8	20.3	16.8	17.9	16.3	15.5
Катунский	18.4	14.7	13.4	9.15	9.17	8.89
Черный	7.59	2.61	2.88	2.05	5.19	4.24
Мюштуайры	6.44	3.78	2.34	2.59	2.91	2.01



Рис. 4.13 – График изменения площади Аккемского ледника



Рис. 4.14 – График изменения площади ледника Менсу

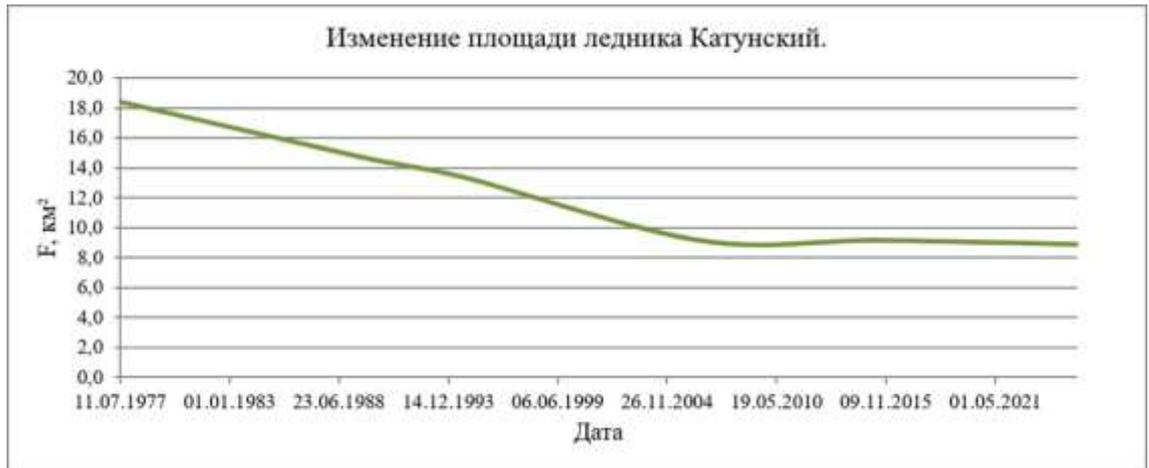


Рис. 4.15 – График изменения площади ледника Катунский

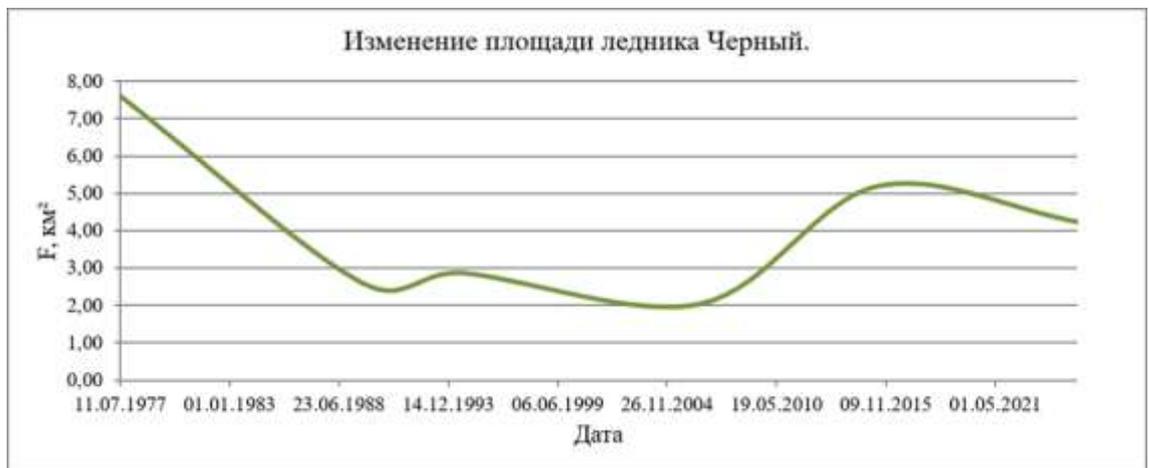


Рис. 4.16 – График изменения площади ледника Черный



Рис. 4.17 – График изменения площади ледника Мюштуайры

Результат анализа графиков показал, что в 2015 площадь Аккемского ледника незначительно увеличилась и продолжала расти к 1 июня 2025 года. Так как значения 2015 и 2025 годов отличается всего на 0.11 данное изменение можно отнести к погрешности. По сравнению с 1977 годом ледник сократился в 2 раза. Подобный скачок площадь отмечен в 2006 году на леднике Менсу. За 48 лет ледник деградировал в 1.6 раза. На Катунском леднике с 2006 года отмечается увеличение площади на 0.02. В целом, сокращение составило 2.1 раза. Ледник Чёрный показывает нестандартную тенденцию. С 1977 по 2006 он уменьшался, с 2006 по 2015 увеличился в 2.5 раза, в настоящее время убывает. Мюштуайры уменьшился в 3.2 раза. В период с 1994 по 2015 отмечается рост.

На метеостанциях Яйлю, Кош-Агач, Мугур-Аксы в 2006 – 2015 годах выявлены многолетние максимумы температуры за период 1964 – 2023 гг. Они составили: на МС Яйлю – 5.73 °С, на МС Кош-Агач – минус 1.89 °С, на МС Мугур-Аксы – минус 0.58 °С. В период с 1981 по 1984 на всех метеорологических постах кроме «Солонешное» выявлены многолетние минимумы равные: на МС Кузедеево – минус 2.70 °С, на МС Бийск-Зональная – минус 1.97 °С, на МС Кызыл-Озек – минус 1.60 °С, на МС Яйлю – 1.03 °С, на МС Усть-Кокса – минус 6.31 °С, на МС Кош-Агач – минус 7.26 °С, на МС Мугур-Аксы – минус 6.24 °С. Также на метеостанциях Яйлю и Кош-Агач в 1984 году наблюдаются многолетние максимумы осадков, равные 1186 и 223 мм, соответственно. Минимальные температуры и максимальное количество осадков объясняет наличие большей степени оледенения в XX веке. В 2006 – 2015 годах отмечено наступление ледников, связанное с воздействием высоких температур и пульсаций массы льда, вследствие чего они начинают смещаться вниз по склонам, объясняя увеличение площади, но вероятнее всего уменьшение толщины льда.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненной выпускной работы произведен сбор и анализ гидрометеорологических данных на территории Алтая. Значения среднегодовых, максимальных, минимальных летних и зимних расходов воды приведены к многолетнему периоду; по гидрологическим данным построены хронологические графики, интегральные, разностно-интегральные кривые, эмпирические кривые обеспеченностей и аналитические кривые обеспеченностей Пирсона III типа с помощью программы HydroStatCalc. По метеорологическим параметрам также построены хронологические графики и интегральные кривые.

Проверка восстановленных рядов на однородность показала, что средние, максимальные и минимальные летние расходы воды не подвергались статистически значимым изменениям. Исключение составляет минимальный зимний сток. Оценка линейных трендов подтвердила, что на всех постах тренд значим. В среднем, минимальный зимний сток увеличился на 35% (ледники практически не участвуют в формировании стока в холодный период времени, предстоит выполнить подробный дополнительный анализ причин изменений).

Прослеживаются явные тренды на увеличение температуры, а осадки остаются неизменными. Выявлены 2 года, в которые происходили трансформации стока и климата (1965 г. и 1980 г.). На метеостанциях Яйлю, Кош-Агач, Мугур-Аксы в 2006 – 2015 годах выявлены многолетние максимумы температуры за период 1964 – 2023 гг. Они составили: на МС Яйлю – 5.73 °С, на МС Кош-Агач – минус 1.89 °С, на МС Мугур-Аксы – минус 0.58 °С. В период с 1981 по 1984 на всех метеорологических постах кроме «Солонешное» выявлены многолетние минимумы равные: на МС Кузедеево – минус 2.70 °С, на МС Бийск-Зональная – минус 1.97 °С, на МС Кызыл-Озек – минус 1.60 °С, на МС Яйлю – 1.03 °С, на МС Усть-Кокса – минус 6.31 °С, на МС Кош-Агач –

минус 7.26 °С, на МС Мугур-Аксы – минус 6.24 °С. Также на метеостанциях Яйлю и Кош-Агач в 1984 году наблюдаются многолетние максимумы осадков, равные 1186 и 223 мм, соответственно.

Динамика изменения ледников оценивалась с использованием спутниковых снимков Landsat и ГИС-технологий. С 1977 по 2025 года площадь на Аккемском леднике сократилась – в 2 раза; на леднике Менсу – в 1.6 раза; на Катунском леднике – в 2.1 раза; на леднике Чёрный – в 1.8 раза; на леднике Мюштуайры – в 3.2 раза.

Минимальные температуры и максимальное количество осадков объясняет наличие большей степени оледенения в XX веке. В 2006 – 2015 годах отмечено наступление ледников, связанное с воздействием высоких температур и пульсаций массы льда, вследствие чего они начинают смещаться вниз по склонам, объясняя увеличение площади, но вероятнее всего уменьшение толщины льда.

Проведенное исследование подтверждает наличие климатических изменений на территории Алтая и подтверждает гипотезу об их влиянии на гидрологический режим и горные ледники, но лишь по отдельности. В целом, сокращение площади ледников не повлияло на изменения стока.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Абакумов Е. В., Темботов Р. Х. Биохимические свойства криоконитов ледников Центрального Кавказа // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии, Т. 30, № 3, 2021. – С. 38 – 46.
- 2 Абакумов Е. В., Темботов Р. Х. Влияние светопоглощающих частиц на дегляциацию ледников полярных и горных территорий // Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии, В. 29, № 2, 2020. – С. 5 – 11.
- 3 Адаменко М. М., Гутак Я. М. Динамика ледников и многолетних снежников Кузнецкого Алатау в XIX – XXI столетиях // Известия Алтайского отделения Русского географического общества, № 4 (39), 2015. – С. 28 – 35.
- 4 Адаменко М. М., Гутак Я. М., Треньков И. П. Современные тенденции развития малого оледенения гор Кузнецкого Алатау на примере ледников Июско-Терсинской группы // Региональные геосистемы, В. 46, № 1, 2022. – С. 40 – 52.
- 5 АИС ГМВО. – URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (16.03.2025).
- 6 Атаев З. В. Современное оледенение Богосского хребта // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки, В. 12, № 2, 2018. – С. 62 – 74.
- 7 Беккиев М. Ю., Докукин М. Д., Калов Р. Х., Шагин С. И. Деградация ледников в бассейне рек Земегодон (Центральный Кавказ) в 1957 – 2021 годах // Вестник Владикавказского научного центра, В. 22, № 3, 2022. – С. 55 – 64.
- 8 Беккиев М. Ю., Докукин М. Д., Калов Р. Х., Федченко Л. М. Формирование селевых врезов на участках береговых морен долинных ледников // Вестник Владикавказского научного центра, В. 21, № 3, 2021. – С. 48 – 55.
- 9 Важенин Б. П. Сценарии прорыва сейсмогенных, ледниковых и иных природных плотин в горных долинах // Вестник Томского государственного университета, № 394, 2015. – С. 230 – 238.

- 10 Васильчук Ю. К., Чижова Ю. Н., Буданцева Н. А., Васильчук А. К., Облогов Г. Е. Изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала // Вестник Московского университета. Серия 5. География, № 1, 2018. – С. 81 – 89.
- 11 Васильчук А. К., Васильчук Ю. К. Палиноспектры ледников полярного Урала // Арктика и Антарктика, № 4, 2020 – С. 1 – 14.
- 12 Викулина М. А., Романенко Ф. А., Зимин М. В., Ефимова Л. Е., Покровский Б. Г. Строение и динамика снежно-ледяных образований в Хибинских горах в XXI веке // Вестник Московского университета. Серия 5. География, № 2, 2023. – С. 89 – 102.
- 13 Вилесов Е. Н., Калдыбаев А. А. Изменение состояния оледенения бассейна р. Чилик за последние десятилетия // Гидрометеорология и экология, № 4 (79), 2015. – С. 47 – 60.
- 14 Вилесов Е. Н. Оценка эволюции оледенения Казахстанской части бассейна реки Текес за сто лет (1915...2015) // Гидрометеорология и экология, № 1 (84), 2017. – С. 49 – 61.
- 15 ВНИИГМИ – МЦД. – URL: <http://meteo.ru/data/> (16.03.2025).
- 16 Галахов В. П., Мардасова Е. В., Сидорова В. С., Шевченко А. А. Изменение термического режима и осадков как фактор колебаний объема ледников Алтая (на примере ледника Малый Актру) // Известия Алтайского отделения Русского географического общества, № 3 (46), 2017. – С. 63 – 73.
- 17 Горбунов А. П., Железняк М. Н., Северский Э. В. Подземные льды в Тянь-Шане // География и водные ресурсы, № 2, 2017. – С. 19 – 28.
- 18 Давлятов Р. Р., Рауфов Р. Н., Кулматова Л. С. Водные ресурсы Таджикистана. Глобальное потепление или аномальные явления на леднике Федченко? // Вестник педагогического университета (Естественных наук), № 1-2 (5-6), 2020. – С. 21 – 26.
- 19 Елифанов В. П. Тектоническая структура и распределение скоростей в придонных слоях ледников // Вестник Кольского научного центра РАН, № 3, 2018. – С. 141 – 146.

- 20 Ерисковская Л. А. Изменение климатических условий на леднике Тайыксу // География и водные ресурсы, № 2, 2023. – С. 26 – 33.
- 21 Зарини А. Г., Каменецкий Е. С. О возможном влиянии геохимических процессов на причины схода ледника Колка // Вестник Владикавказского научного центра, В. 16, № 3, 2016. – С. 56 – 57.
- 22 Иванов Е. Н. Современные методы наземного изучения горных ледников юга Восточной Сибири // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, В. 25, 2018. – С. 54 – 65.
- 23 Иванов Е. Н. Современное состояние ледниковых ландшафтов горных районов юга Восточной Сибири // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки, № 1 (213), 2022. – С. 49 – 56.
- 24 Исследователь Земли. – URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (01.06.2025)
- 25 Камнев Я. К., Панькова Д. С., Оленченко В. В. Геоэлектрическое строение разреза у ледника Иган // Интерэкспо Гео-Сибирь, Т. 2, № 2, 2019. – С. 124 – 128.
- 26 Карандаев С. В., Карандаева Л. М. 2. Оценка современного оледенения бассейна ледника Зеравшанский // Центральноазиатский журнал географических исследований, В. 3-4, 2021. – С. 75 – 86.
- 27 Карандаева Л. М. Расчет стока с ледников гляциальной области бассейна реки Пскем // Центральноазиатский журнал географических исследований, В. 1-2, № 1-2, 2023. – С. 138 – 147.
- 28 Керимов А. М., Акшаяков З. Т., Курашева О. А. Динамика концентрации азотосодержащих ионов в р. Баксан от ее истоков до выхода на равнину и в сезонной снежной толще ледника Гарабаши (Эльбрус) // Международный научно-исследовательский журнал, № 1-1 (115), 2022. – С. 192 – 195.
- 29 Керимов А. М., Курашева О. А. Сравнительный анализ концентраций тяжелых металлов в истоках реки Баксан и леднике Гарабаши (южный склон Эльбруса) // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки, В. 12, № 1, 2018. – С. 49 – 56.

- 30 Керимов А. М., Курашева О. А. Тяжелые металлы в ледниках и речных водах бассейна реки Черек Безенгийский при интенсивной деградации оледенения // Наука. Инновации. Технологии, № 3, 2022. – С. 97 – 118.
- 31 Китов А. Д., Плюснин В. М. Сравнение динамики ледников в Гималаях и горах юга Восточной Сибири // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, В. 29, 2019. – С. 68 – 84.
- 32 Коваленко Н. В., Петраков Д. А., Алейников А. А., Аристов К. А., Бойко Е. С., Дробышев В. Н., Черноморец С. С. Гляциологический мониторинг ледника Колка в 2002 – 2014 гг // Вестник Владикавказского научного центра, В. 15, № 4, 2015. – С. 43 – 50.
- 33 Кокорев А. В., Рождественский А. В., Лобанова А. Г. Руководство пользователя. Программные средства автоматизации инженерных гидрологических расчетов HydroStatCalc // СПб.: изд. ГГИ. 2013. – 46 с.
- 34 Коновалов В. Г., Рудаков В. А. Определение характеристик ледников по данным дистанционного зондирования (ДЗЗ) // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии, В. 8, № 1, 2015. – С. 98 – 107.
- 35 Корф Е. Д., Мельник М. А., Волкова Е. С. Оценка доступности объектов научного мониторинга на примере озер и ледников Центрального Алтая // Географический вестник, № 2 (61), 2022. – С. 139 – 152.
- 36 Лапина К. В., Останин О. В., Дьякова Г. С. Динамика оледенения хребта монгольский Алтай (на примере бассейна реки Цаган-Сала-Гол) // Вестник Алтайского государственного аграрного университета, № 9 (155), 2017. – С. 72 – 76.
- 37 Лукьянычева М. С. Влияние геоморфологических факторов на движение ледникового покрова Гренландии // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, № 5, 2019. – С. 5 – 9.
- 38 Мавлюдов Б. Р., Кудиков А. В. Изменение ледника Альдегонда с начала XX века // Вестник Кольского научного центра РАН, № 3, 2018. – С. 152 – 162.

- 39 Макаров В. З., Тюков Д. В., Шлапак П. А. Использование данных дистанционного зондирования Земли при изучении горных ледников (на примере ледника Алибек в Карачаево-Черкессии) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле, В. 22, № 1, 2022. – С. 13 – 20.
- 40 Михайлов А. Е., Клевцов Е. В., Осипов Э. Ю. Дистанционное зондирование ледников Восточного Саяна по данным Landsat // Интерэкспо Гео-Сибирь, В. 1, № 4, 2018. – С. 52 – 55.
- 41 Мынын-Оол А. А. Негативные последствия таяния ледников для жизнедеятельности населения и экологии // Столыпинский вестник, В. 5, № 9, 2023. – С. 11 – 17.
- 42 Норматов И. Ш., Шерализода Н. Ш., Хомидов А. Ш., Шарофзода Ф. А., Муминов А. О. Химический состав снежного покрова и талых вод ледника Гармо, формирующий гидрохимию реки Обихингоу в бассейне реки Вахш // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, В. 42, 2022. – С. 58 – 67.
- 43 Носова О. Ю., Вашков А. А. Петрографический состав крупнообломочной фракции тиллов западного сегмента ледникового аккумулятивного комплекса терских кейв (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения, № 86, 2021. – С. 11 – 22.
- 44 Омуралиева А., Мамбетова Г. А., Мамбетсадыкова А., Калысова Ж. К., Мураталиева Ж. Ледники Заалайского и Кунгейского поднятий // Вестник Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, № 2 (14), 2019. – С. 77 – 83.
- 45 Онищенко В. В., Дега Н. С., Тохчуков Ш. Ю. Геоэкологические особенности трансформации современного оледенения Карачаево-Черкессии // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки, В. 10, № 1, 2016. – С. 97 – 103.

- 46 Положенцев А. Г., Иноземцева Э. А. Изучение динамики площади ледников в горах Северного Кавказа с помощью аэрокосмических технологий // Инженерный вестник Дона, № 5 (101), 2023. – С. 670 – 682.
- 47 Рыбак О. О., Рыбак Е. А. Расчет скорости таяния участков горного ледника, покрытых моренным чехлом // Политематический сетевой электронный научный журнал Кубанского государственного аграрного университета, № 133, 2017. – С. 1062 – 1078.
- 48 Рыбаков О. О. Определение положения осевых линий горных ледников // Международный научно-исследовательский журнал, № 12 – 1 (90), 2019. – С. 129 – 134.
- 49 Рыбина Е. О., Аверина Ю. М., Меньшиков В. В., Степаньков Е. К. Экологические и технические аспекты при бурении нефтяных скважин во льдах // Успехи в химии и химической технологии, В. 34, № 6 (229), 2020. – С. 38 – 40.
- 50 Сеитбурханов А. Г. Воды высокогорий – ресурс глобального значения // Территория науки, № 6, 2015. – С. 99 – 105.
- 51 Семенова В. А. Гидрологические ежегодники 1981 – 2007 г.г. Т. 1. Бассейн Оби (без бассейна Иртыша), Надыма, Пура и Таза В. 10. Ч 1. – Ленинград: гидрометеорологическое издательство, 1981 – 2007. – с.
- 52 Семенова В. А. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Бассейн Оби (без бассейна Иртыша), Надыма, Пура и Таза. В. 10.– Ленинград: гидрометеорологическое издательство, 1981. – с.
- 53 Семенова В. А. Основные гидрологические характеристики 1963 г., 1971 г., 1976 г. Т. 15. Бассейн Оби (без бассейна Иртыша), Надыма, Пура и Таза В. 1. – Ленинград: гидрометеорологическое издательство, 1963, 1971, 1976. – с.
- 54 Семенова В. А. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. В 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч 1. – Ленинград: гидрометеорологическое издательство, 1969. – 316 с.

- 55 Сикан А. В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. Учебник. Специальность «Гидрология» направления подготовки «Гидрометеорология». – СПб.: изд. РГГМУ. 2007. – 279 с.
- 56 Сикан А. В. Практикум по дисциплине «Методы статистической обработки и анализа гидрометеорологических наблюдений». – СПб.: изд. РГГМУ, 2012. – 71 с.
- 57 Тавасиев Р. А. Гляциальный сель с уникального ледника Кавказа // Вестник Владикавказского научного центра, Т. 19, № 1, 2019. – С. 65 – 69.
- 58 Тавасиев Р. А. Деграция ледника Караугом. Часть 1. Динамика отступления ледника // Вестник Владикавказского научного центра, В. 17, № 4, 2017. – С. 19 – 27.
- 59 Тавасиев Р. А. Катастрофические обвалы с ледника Девдорак // Вестник Владикавказского научного центра, Т. 15, № 1, 2015. – С. 50 – 57.
- 60 Тавасиев Р. А. Ледники и каменные глетчеры горного массива Чач-Кайджаны (Казбеко-Джимарайский массив) // Вестник Владикавказского научного центра, В. 15, № 4, 2015. – С. 51 – 62.
- 61 Тавасиев Р. А. Ледники и приледниковые озера бассейна реки Бартуйдон, Центральный Кавказ // Вестник Владикавказского научного центра, В. 20, № 2, 2020. – С. 74 – 84.
- 62 Тавасиев Р. А. Ледники и приледниковые озера бассейнов рек Фастагдон и Искадон, Центральный Кавказ // Вестник Владикавказского научного центра, В. 19, № 4, 2019. – С. 65 – 72.
- 63 Ташилова А. А., Кешева Л. А., Теунова Н. В. 28. Уменьшение водных ресурсов региона как следствие деграции ледников Северного Кавказа под воздействием климатических изменений // Международный научно-исследовательский журнал, № 1 (127), 2023. – С. 93.
- 64 Титова И. В. Влияние тенденции прогрессирующего потепления климата на состояние ледников (на примере ледников Горного Алтая) // Ученые записки Алтайского филиала Российской академии народного хозяйства при Президенте Российской Федерации, № 12-13, 2016. – С. 138 – 144.

- 65 Токмагамбетов Т. Г. Сравнительный анализ данных каталог ледников северного склона Илейского Алатау (междуречье Узун Каргалы-Турген) за 1955 и 2008 годы // География и водные ресурсы, № 4, 2015. – С. 32 – 40.
- 66 Федоров А. В., Асминг В. Э., Баранов С. В., Виноградов А. Н., Евтюгина З. А., Горюнов В. А. Сейсмологические наблюдения за активностью ледников архипелага Шпицберген // Вестник Мурманского государственного технического университета, Т. 19, № 1 – 1, 2016. – С. 151 – 159.
- 67 Чижова Ю. Н., Буданцева Н. А., Васильчук Ю. К. Тяжелые металлы в ледниках Полярного Урала и Кавказа // Арктика и Антарктика, № 1, 2017. – С. 35 – 46.
- 68 Шагин С. И., Татаренко Н. В., Машуков Х. В. Исследование источников формирования химического состава ледников и атмосферного аэрозоля в условиях высокогорья // Научные известия, № 13, 2018. – С. 111 – 115.
- 69 Шеин А. Н., Лаврентьев И. И., Носенко Г. А., Иванов М. Н., Камнев Я. К. Геофизические исследования на леднике Иган в 2021 г. // Интерэкспо Гео-Сибирь, В. 2, № 1, 2022. – С. 334 – 339.
- 70 Экстремальные погодно-климатические явления. – URL: <http://extremeclimate.ru/> (12.03.2025).
- 71 Яковлев А. В. Некоторые особенности состояния ледника Абрамова и ледников его бассейна в первой декаде XXI века // География и водные ресурсы, № 4, 2015. – С. 41 – 48.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

### ПРИЛОЖЕНИЕ А – Кривые обеспеченностей

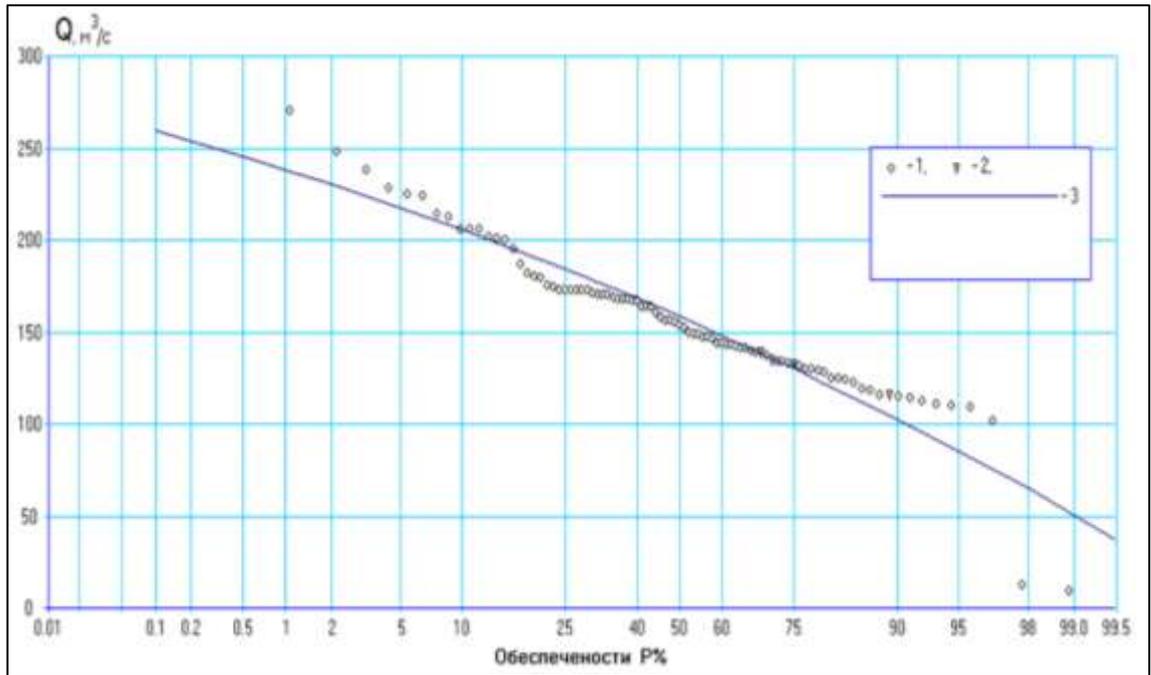


Рисунок А.1 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р.

Чулышман – с. Балыкча

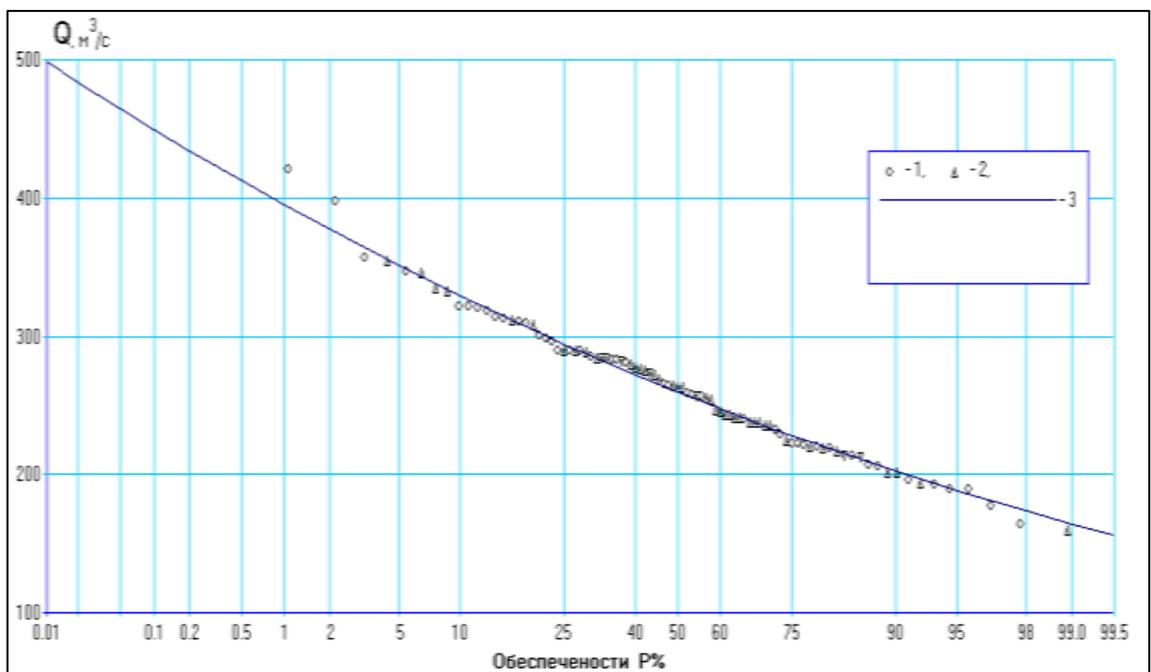


Рисунок А.2 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Ка-

тунь – с. Тюнгур

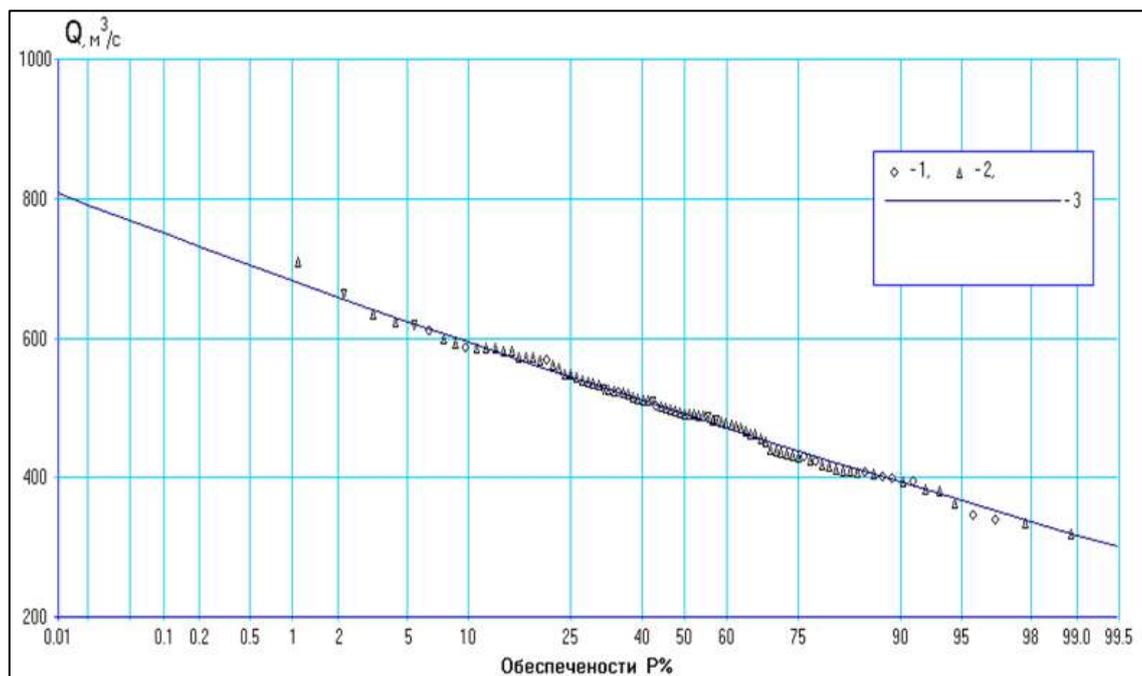


Рисунок А.3 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Катунь – с. Малый Яломан

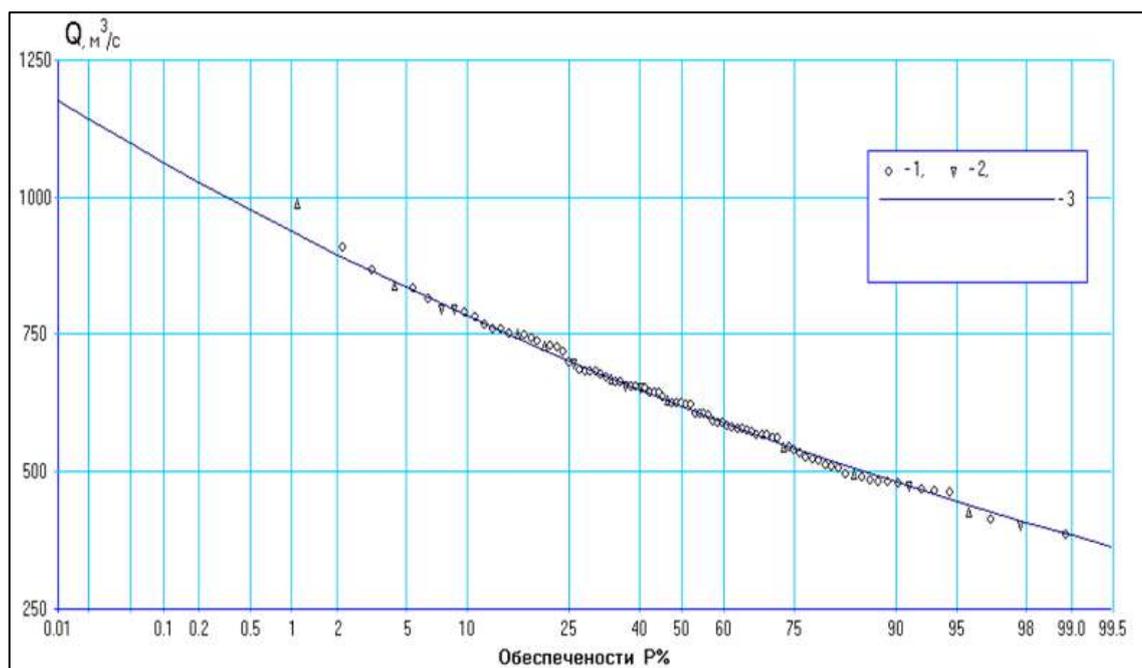


Рисунок А.4 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Катунь – с. Сrostки

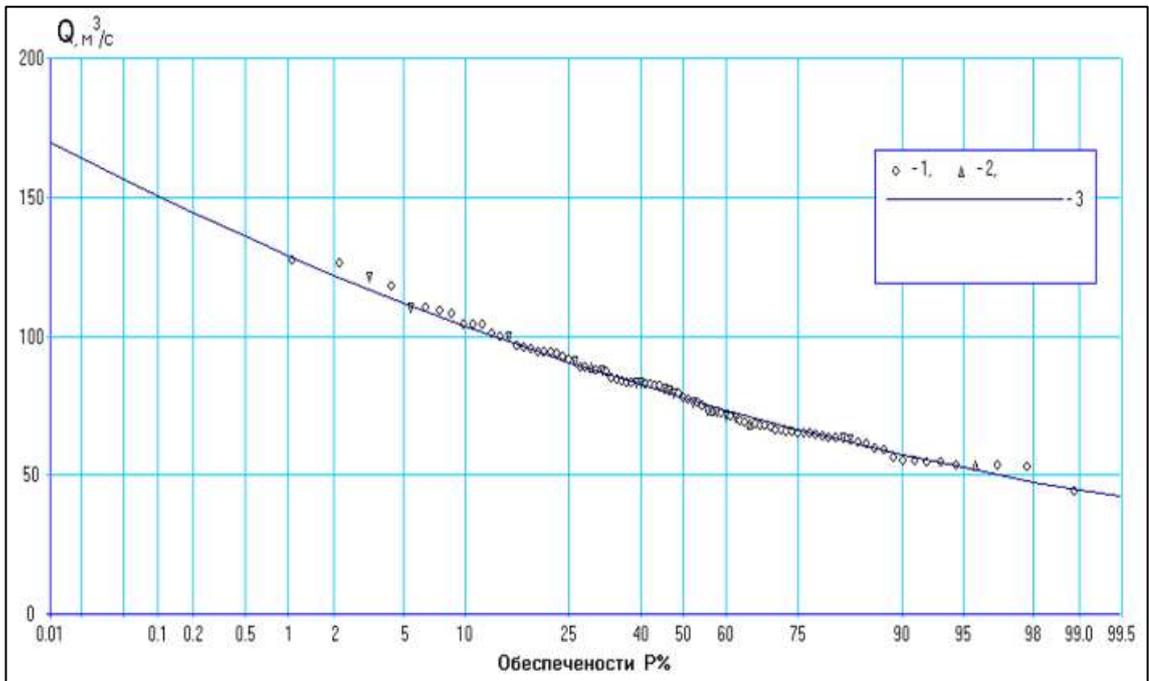


Рисунок А.5 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Кокса – с. Усть-Кокса

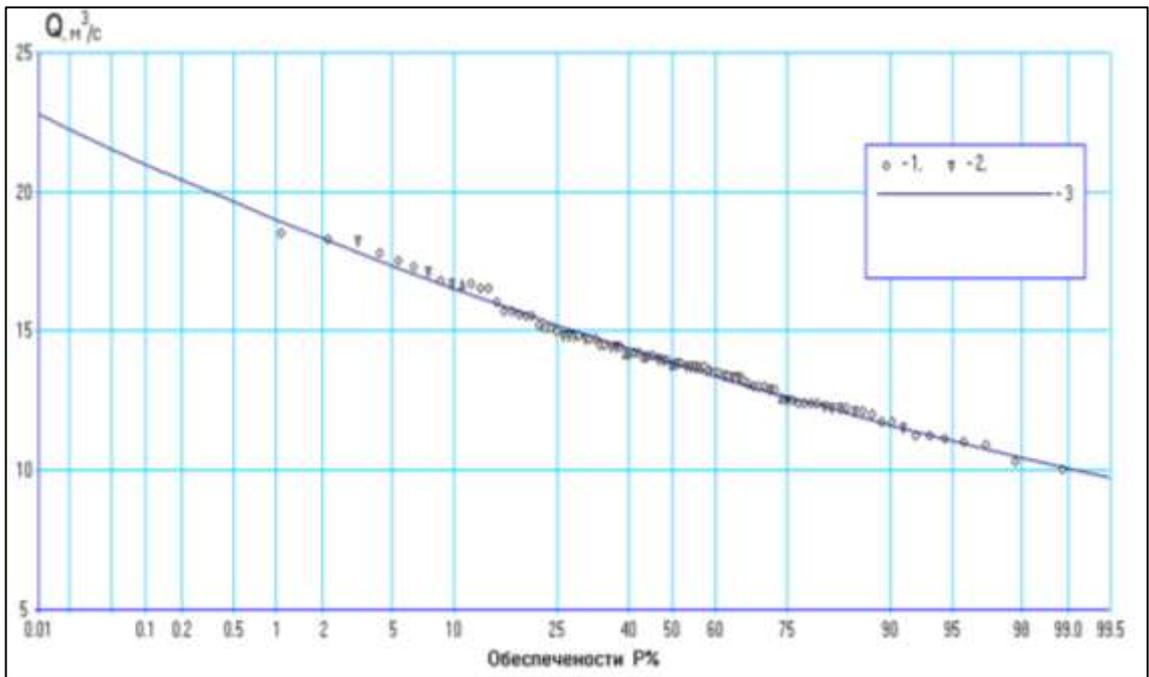


Рисунок А.6 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Кучерла – с. Кучерла

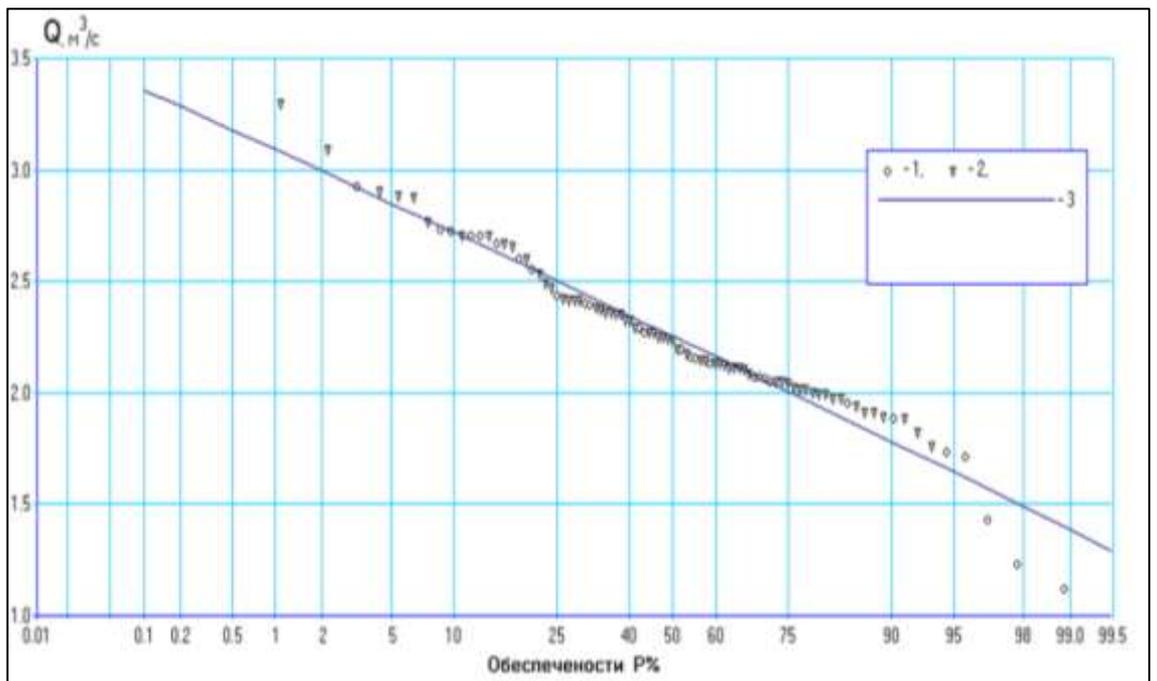


Рисунок А.7 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Аккем – гм. ст. Аккем

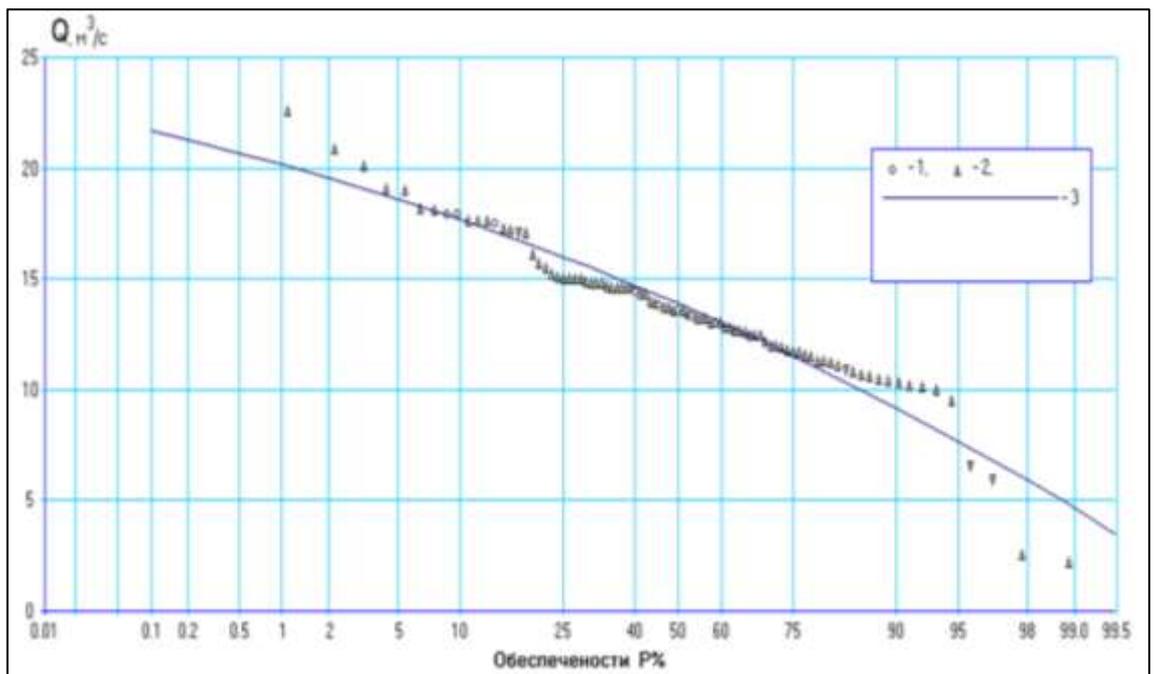


Рисунок А.8 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Джасатор – с. Джасатор

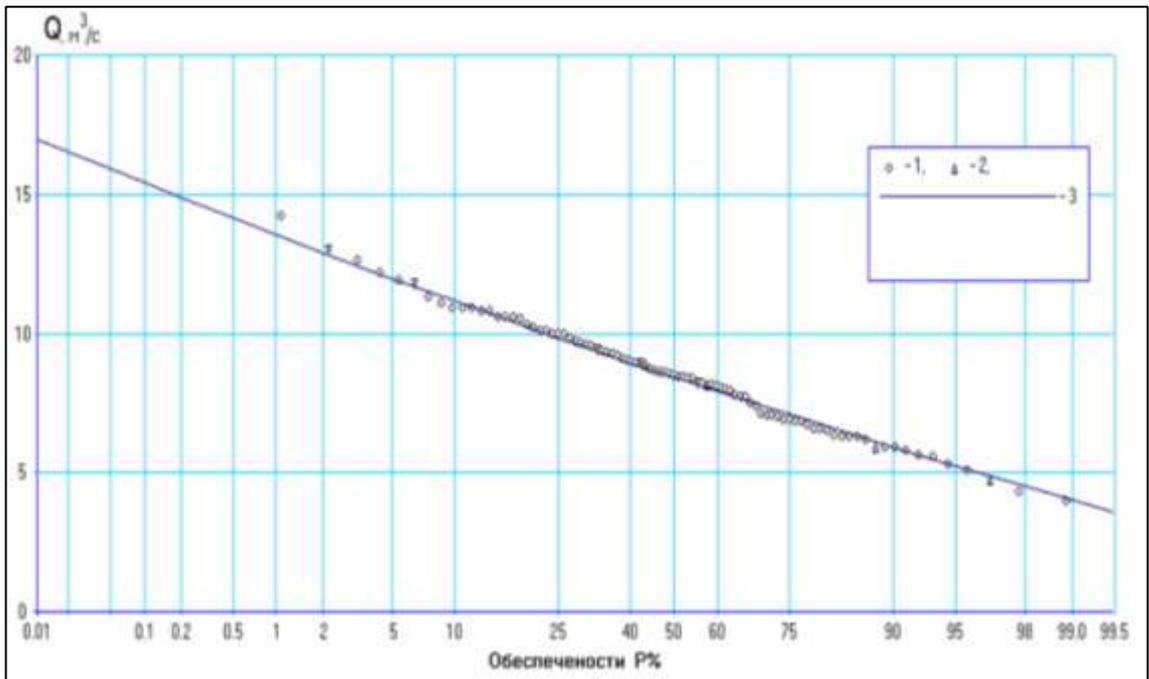


Рисунок А.9 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Майма – с. Майма

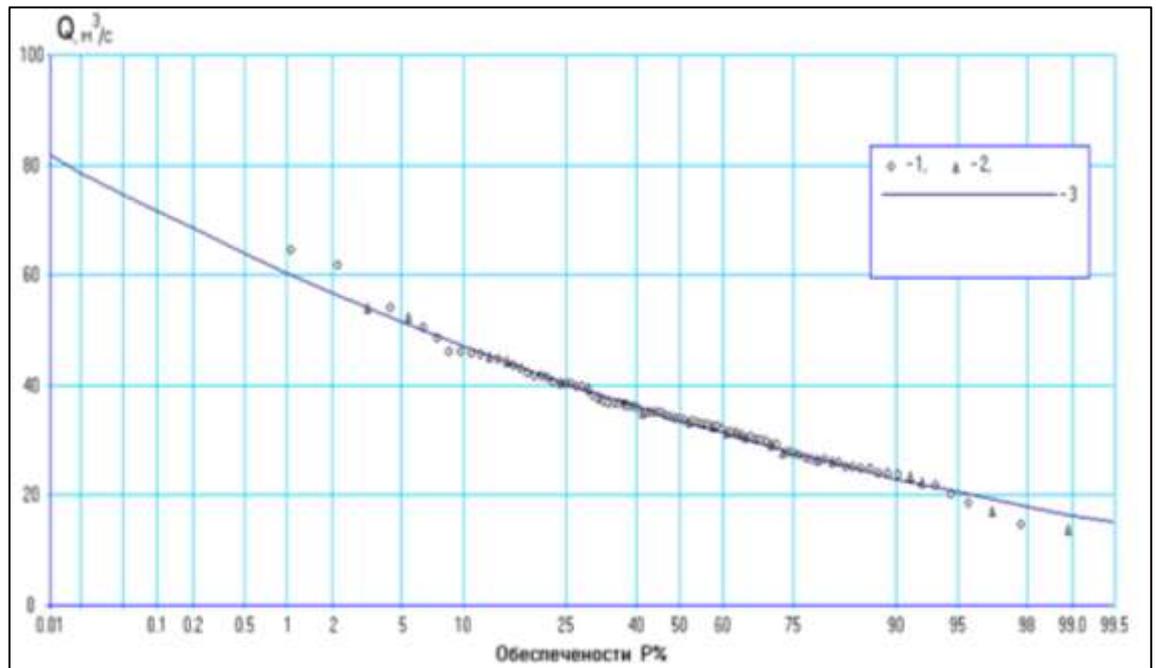


Рисунок А.10 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Иша – с. Усть-Иша

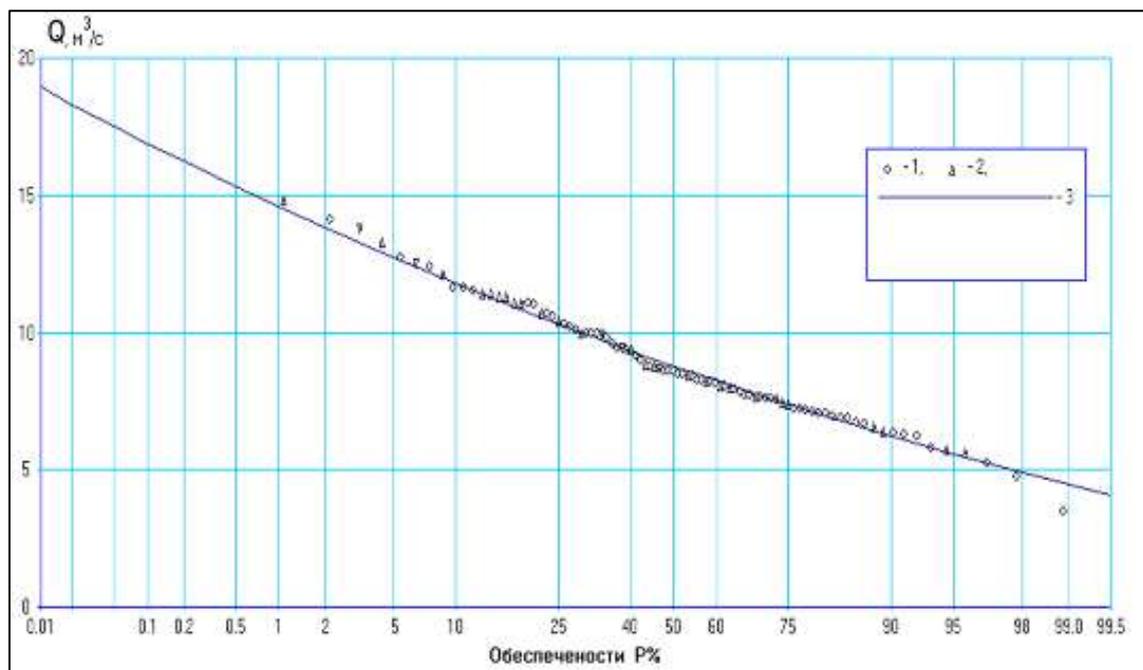


Рисунок А.11 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Чапша – с. Красногорское

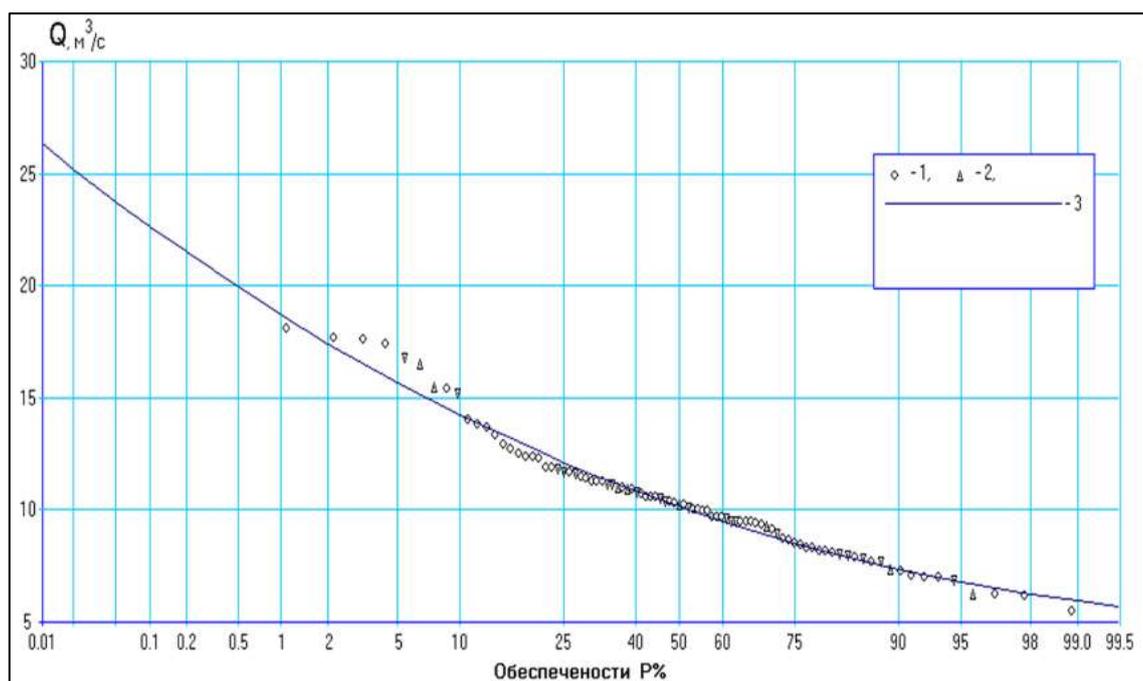


Рисунок А.12 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Каменка – с. Советское

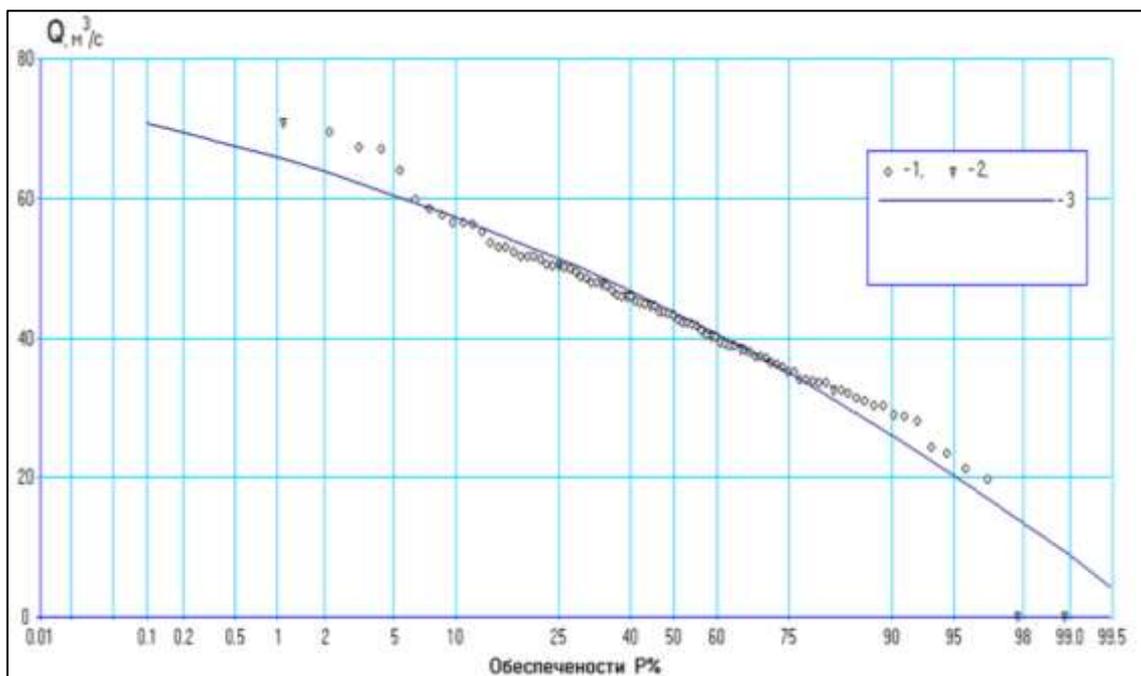


Рисунок А.13 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа среднегодовых расходов воды р. Чарыш – с. Усть-Кумир

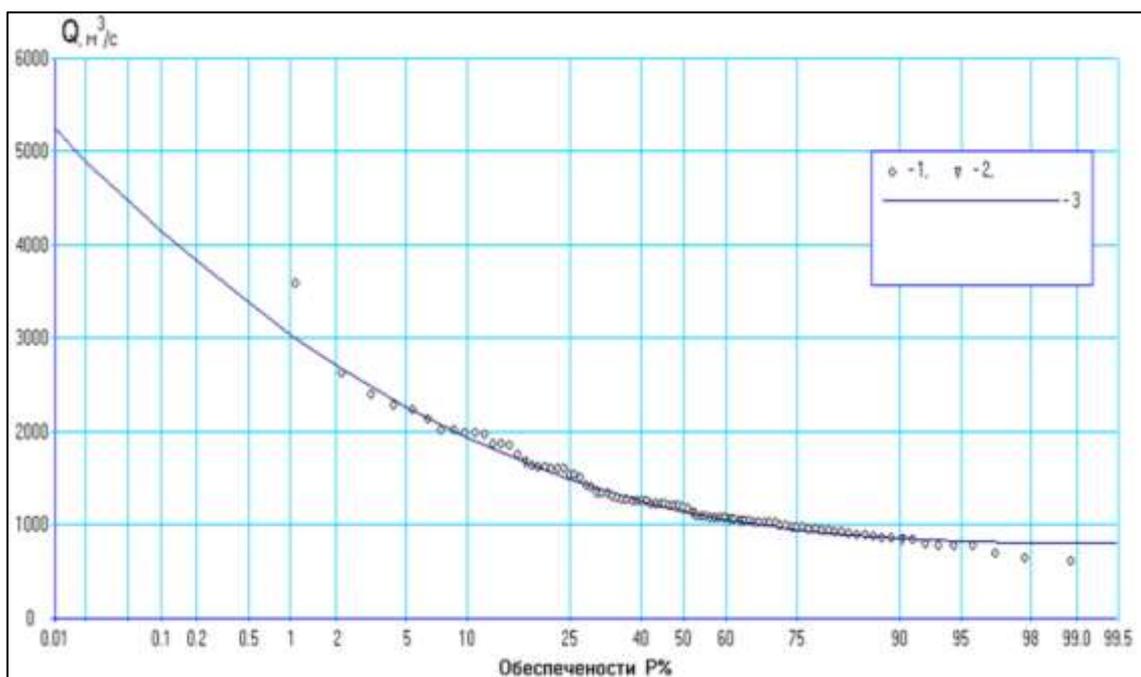


Рисунок А.14 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Чулышман – с. Балыкча

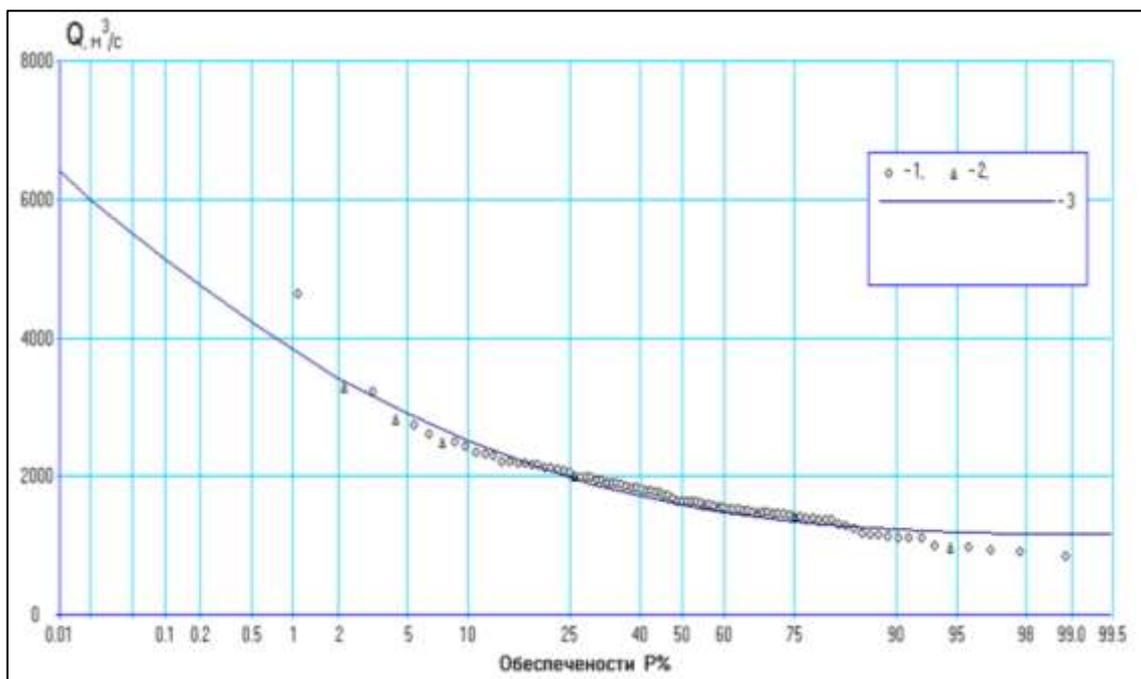


Рисунок А.15 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Катунь – с. Тюнгур

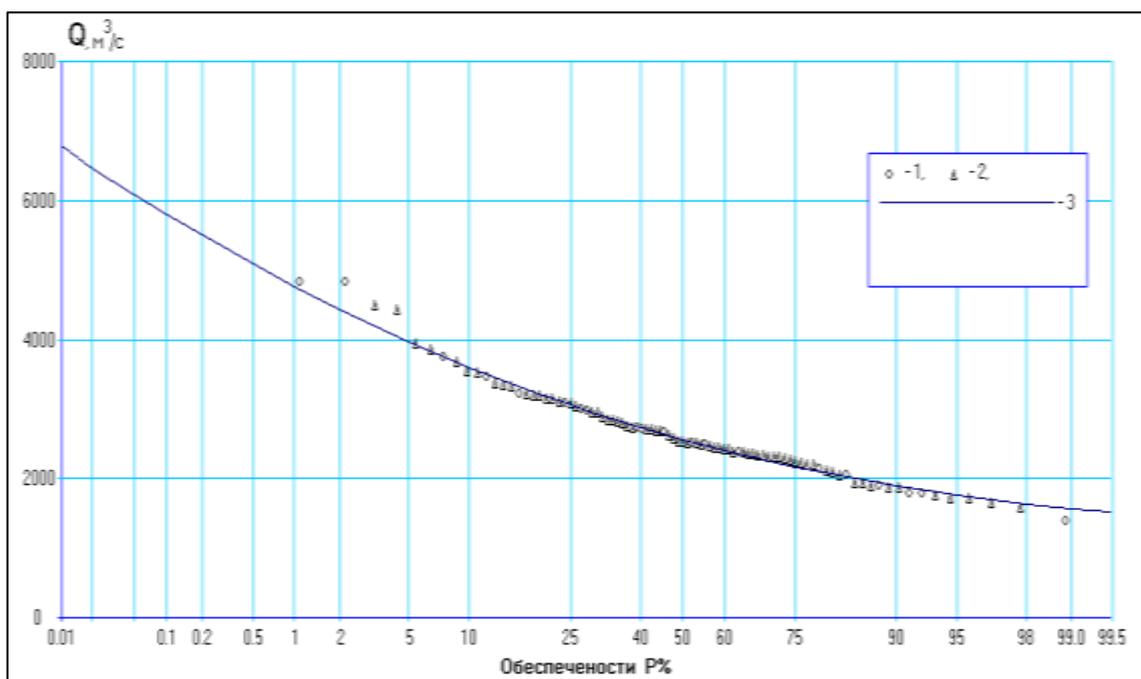


Рисунок А.16 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Катунь – с. Малый Яломан

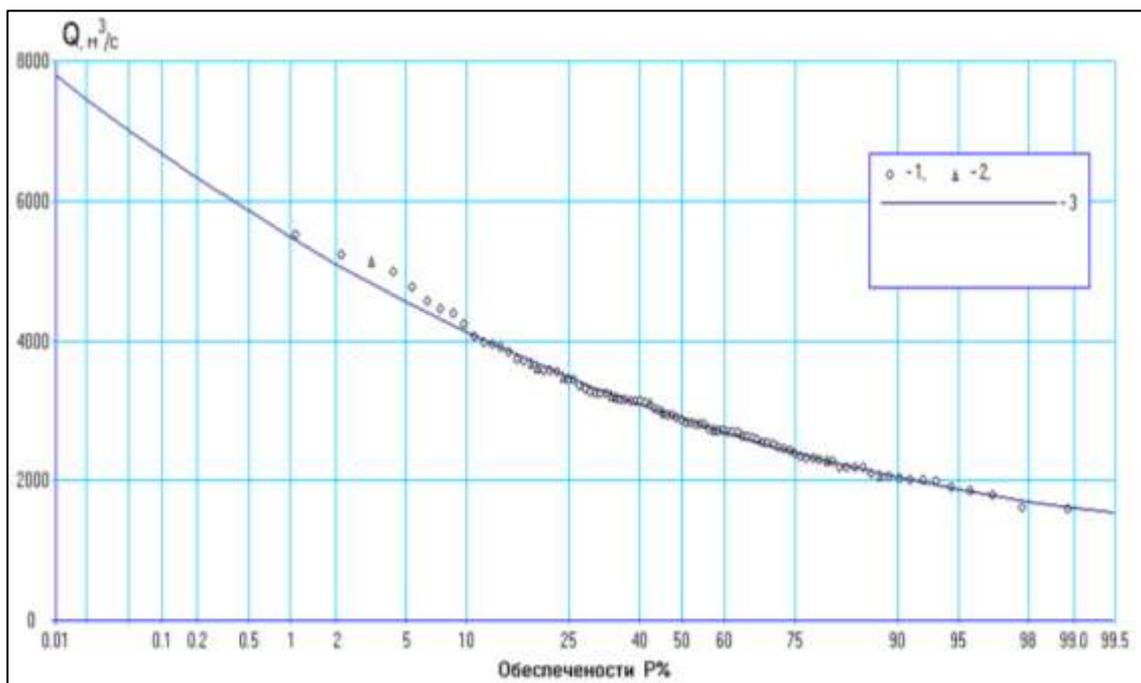


Рисунок А.17 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Катушь – с. Сrostки

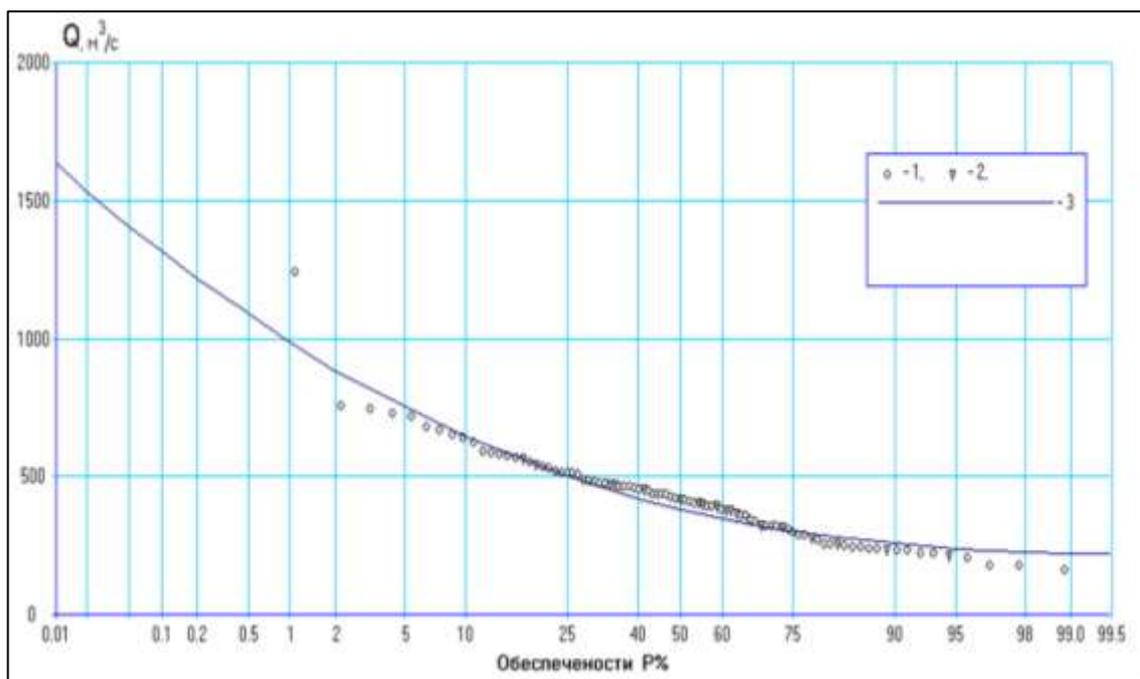


Рисунок А.18 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Кокса – с. Усть-Кокса

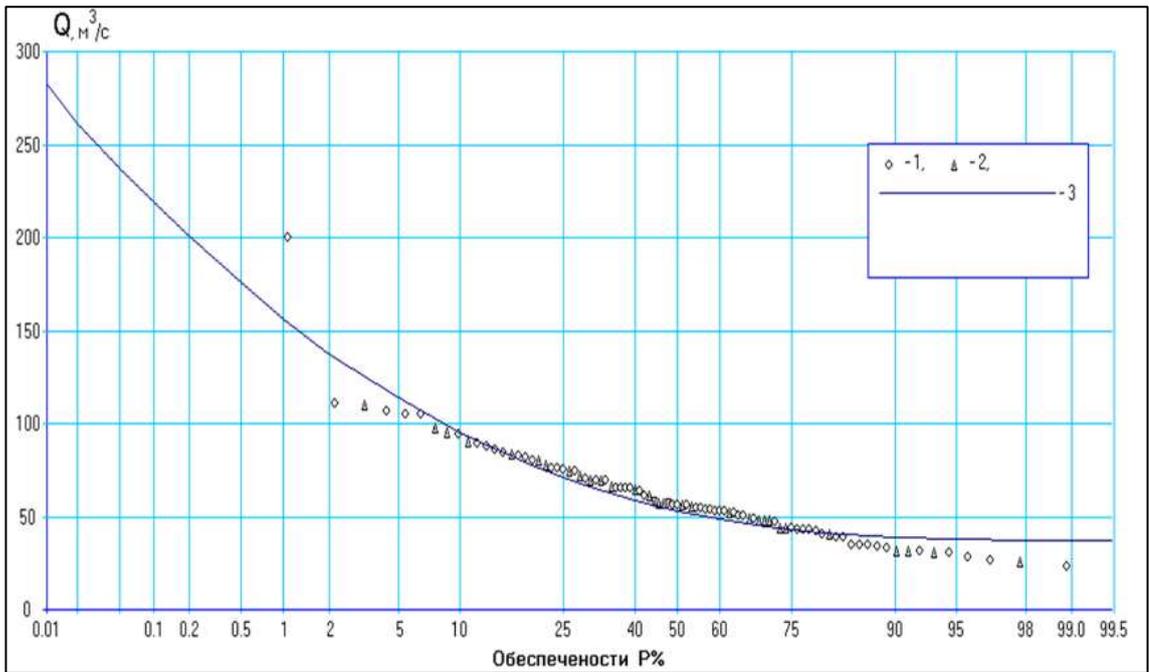


Рисунок А.19 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Терехта – с. Большая Терехта

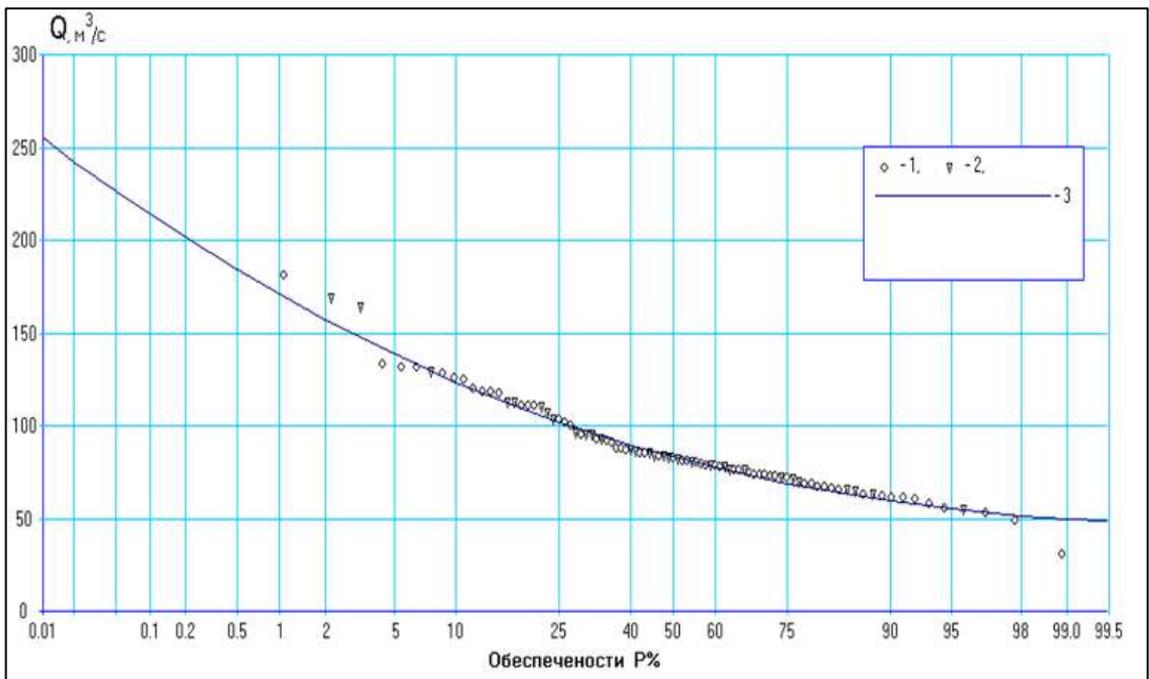


Рисунок А.20 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Кучерла – с. Кучерла

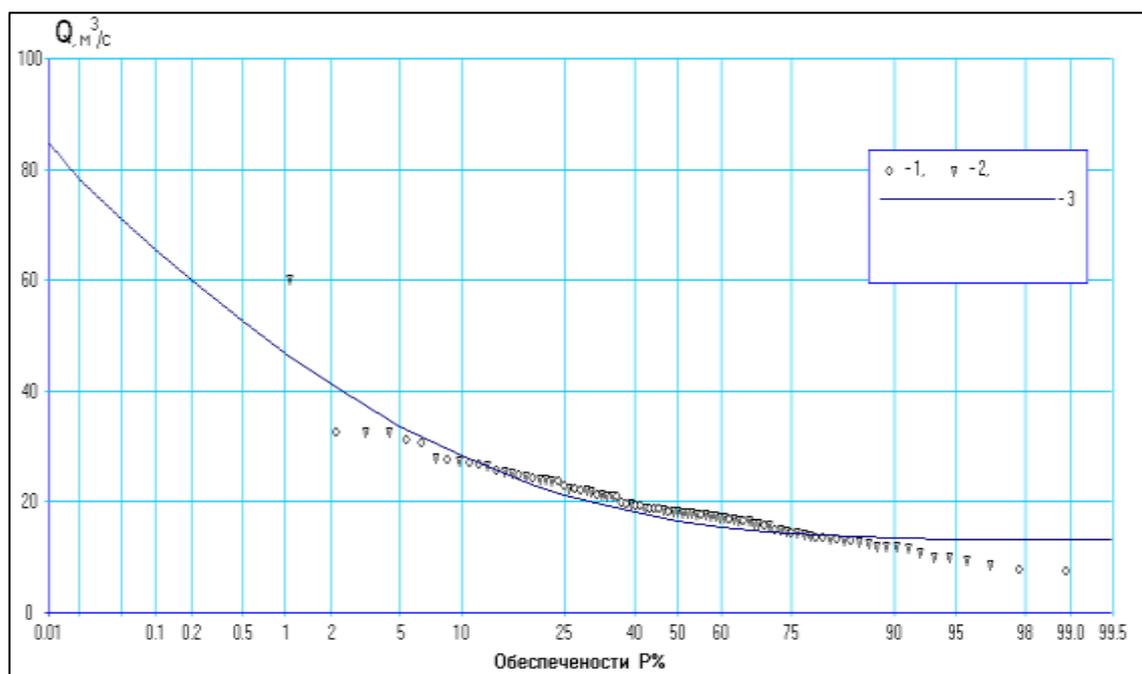


Рисунок А.21 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Аккем – гм. ст. Аккем

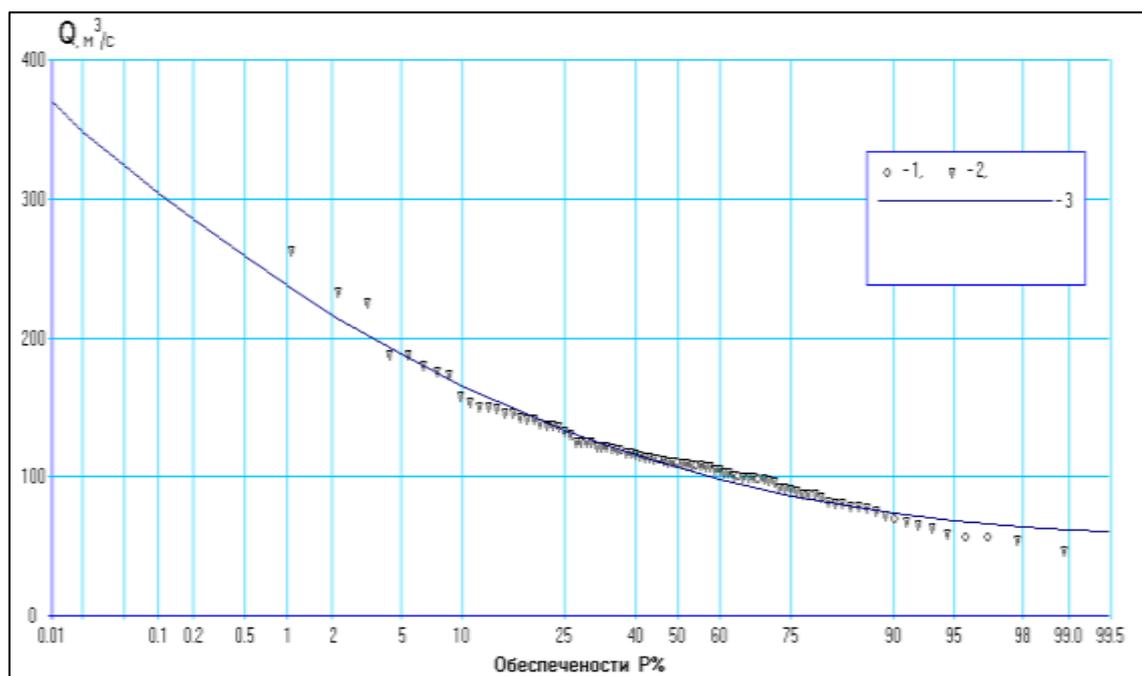


Рисунок А.22 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Джасатор – с. Джасатор

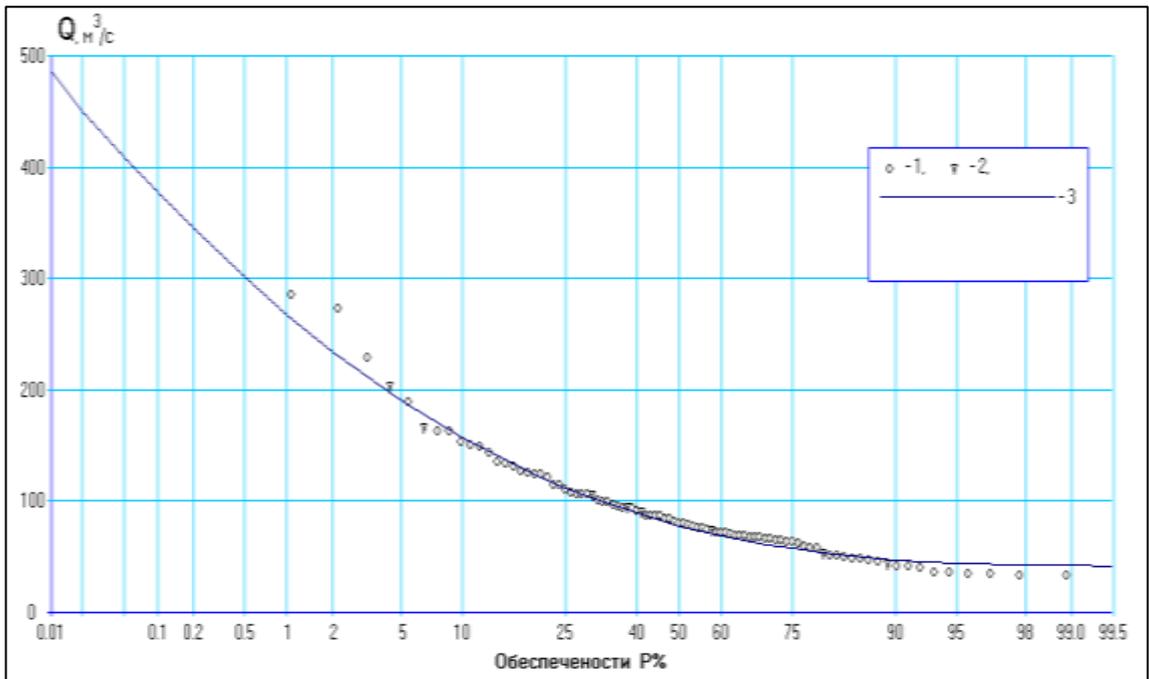


Рисунок А.23 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Майма – с. Майма

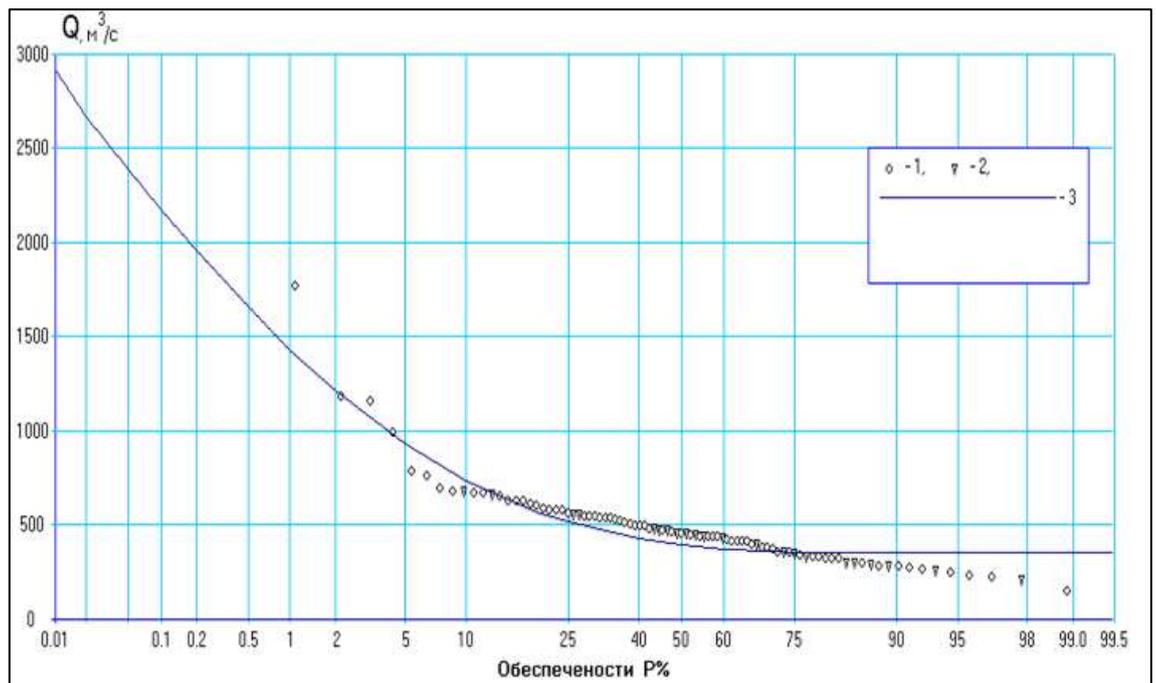


Рисунок А.24 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Иша – с. Усть-Иша

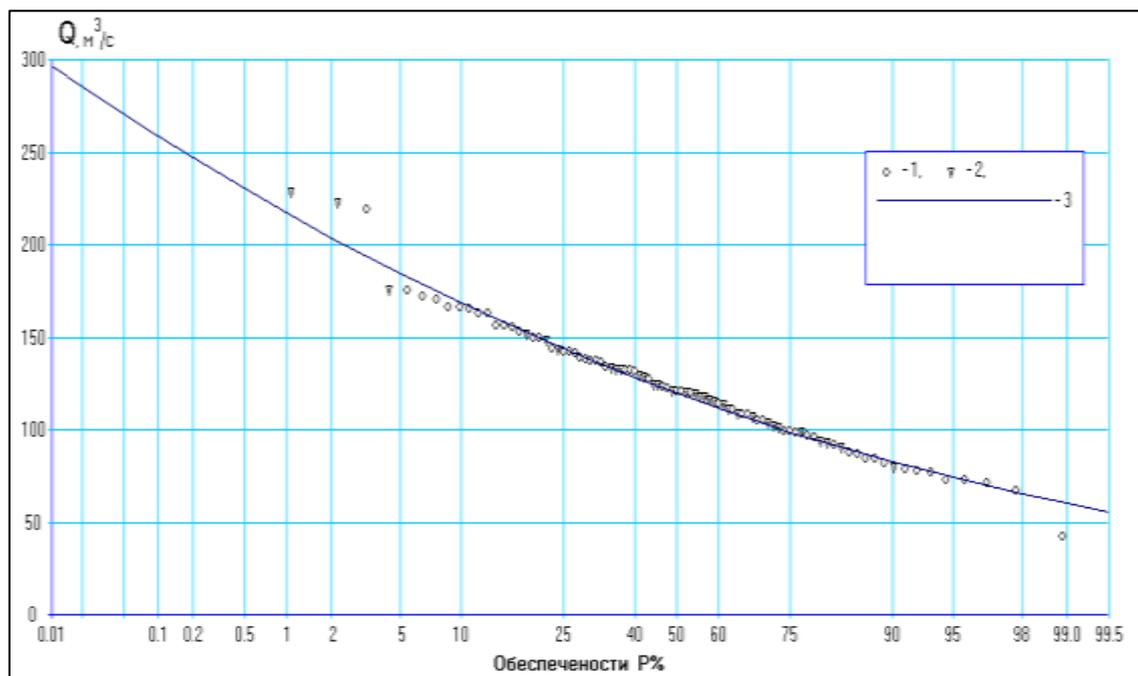


Рисунок А.25 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Чапша – с. Красногорское

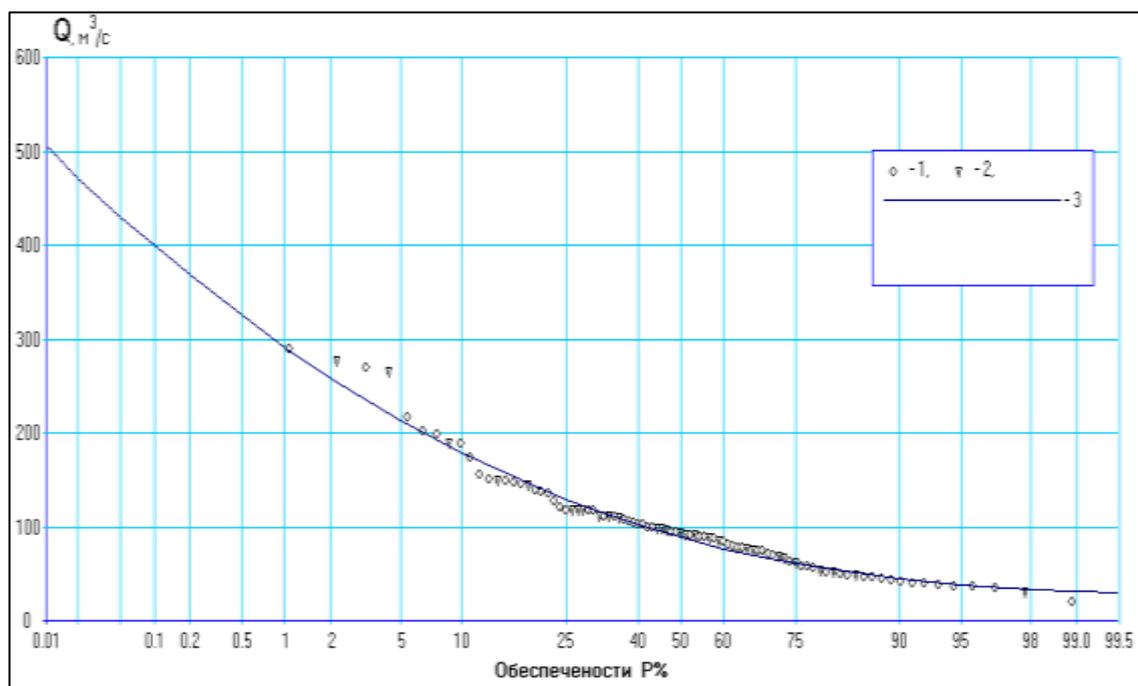


Рисунок А.26 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Каменка – с. Советское

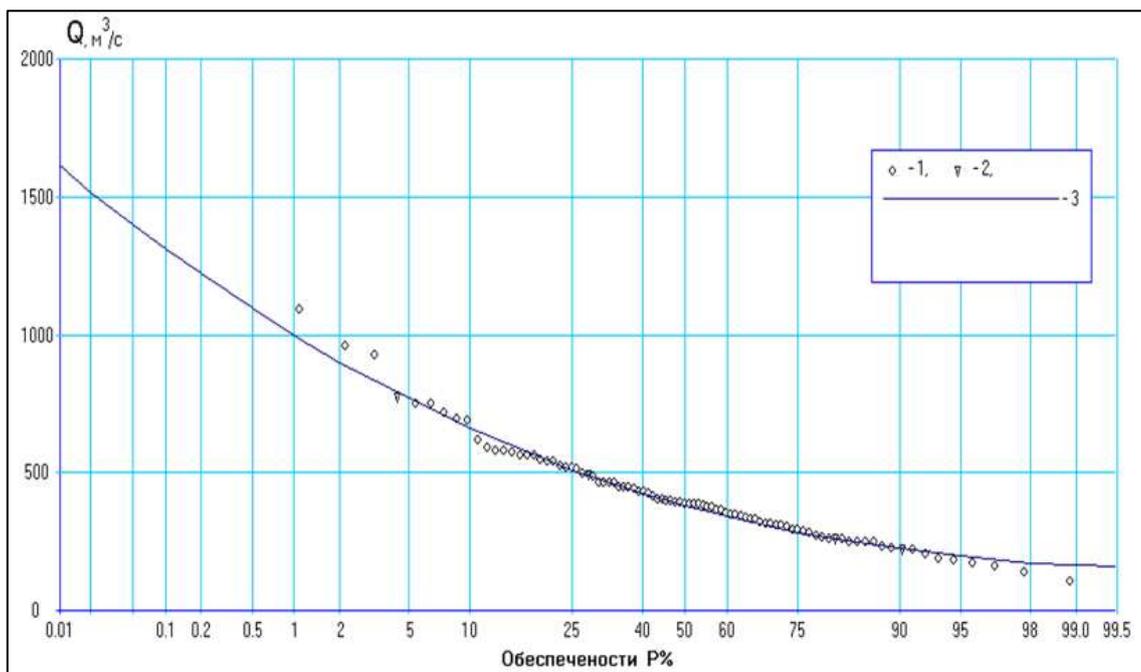


Рисунок А.27 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа максимальных расходов воды р. Чарыш – с. Усть-Кумир

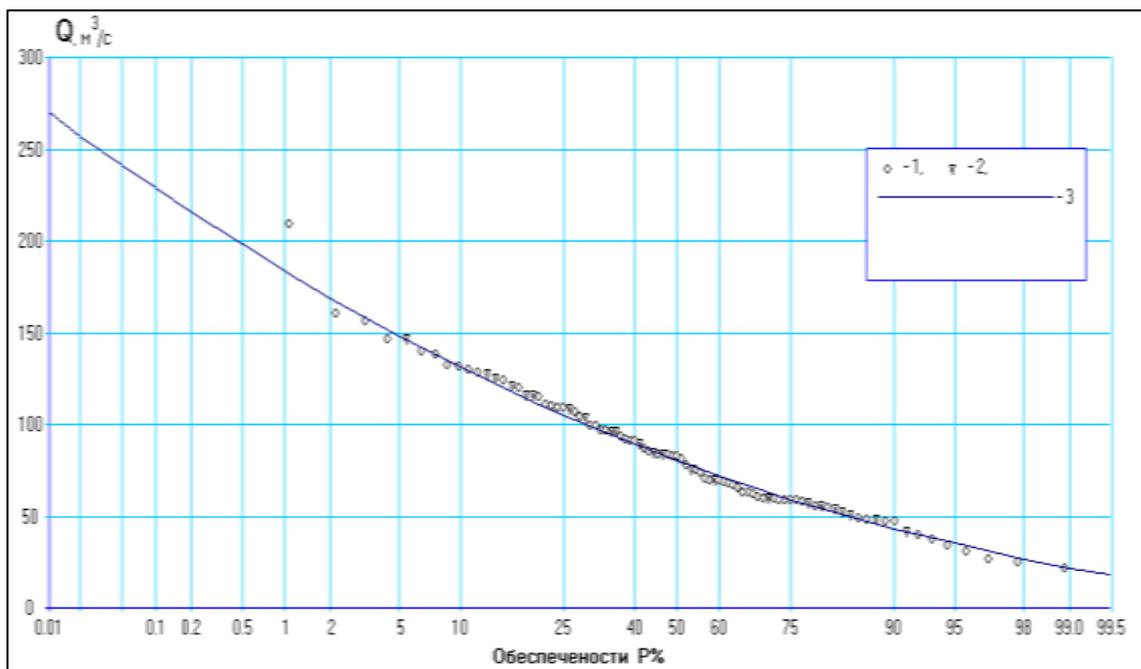


Рисунок А.28 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Катунь – с. Тюнгур

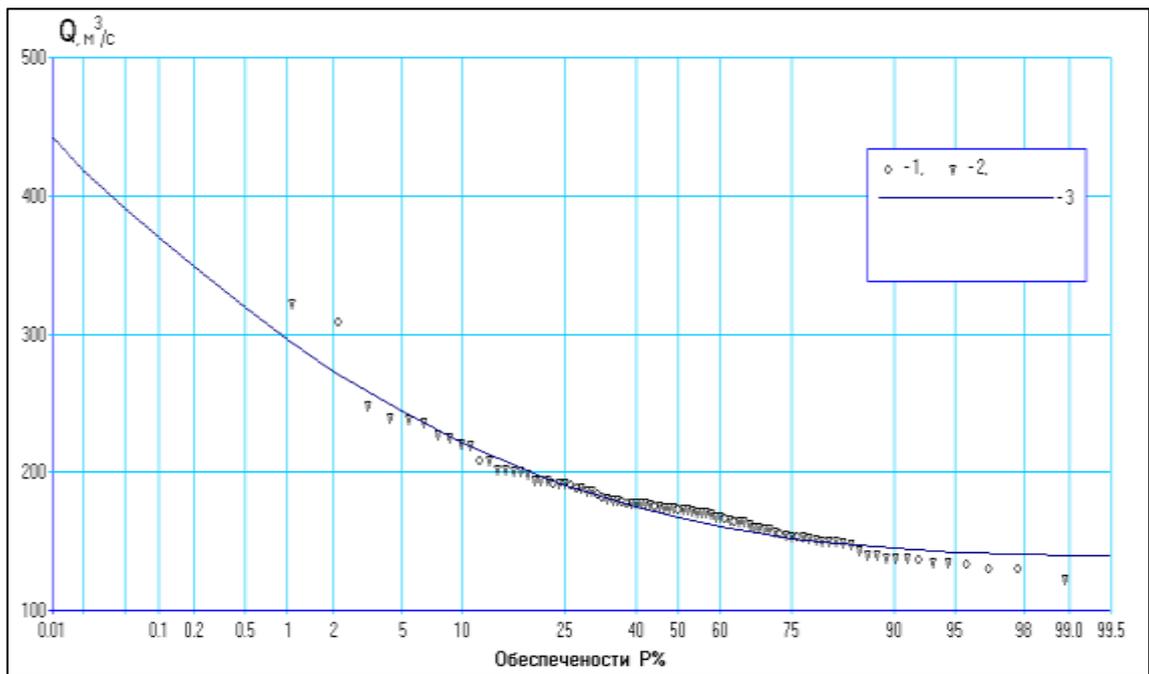


Рисунок А.29 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Катунь – с. Малый Яломан

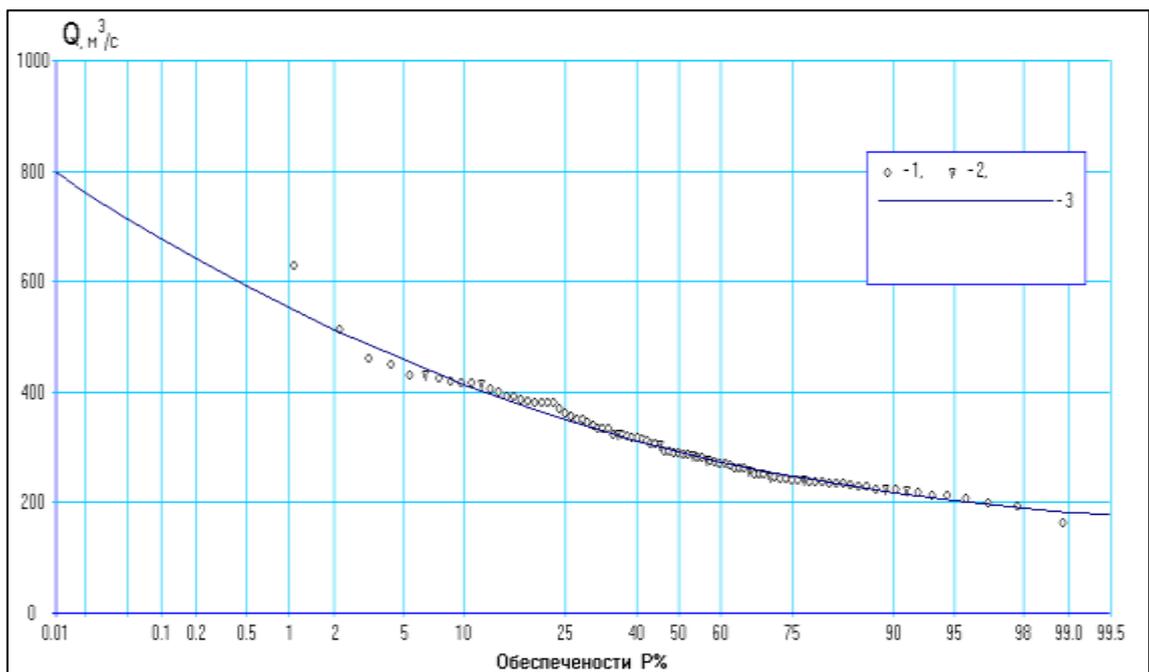


Рисунок А.30 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Катунь – с. Сростки

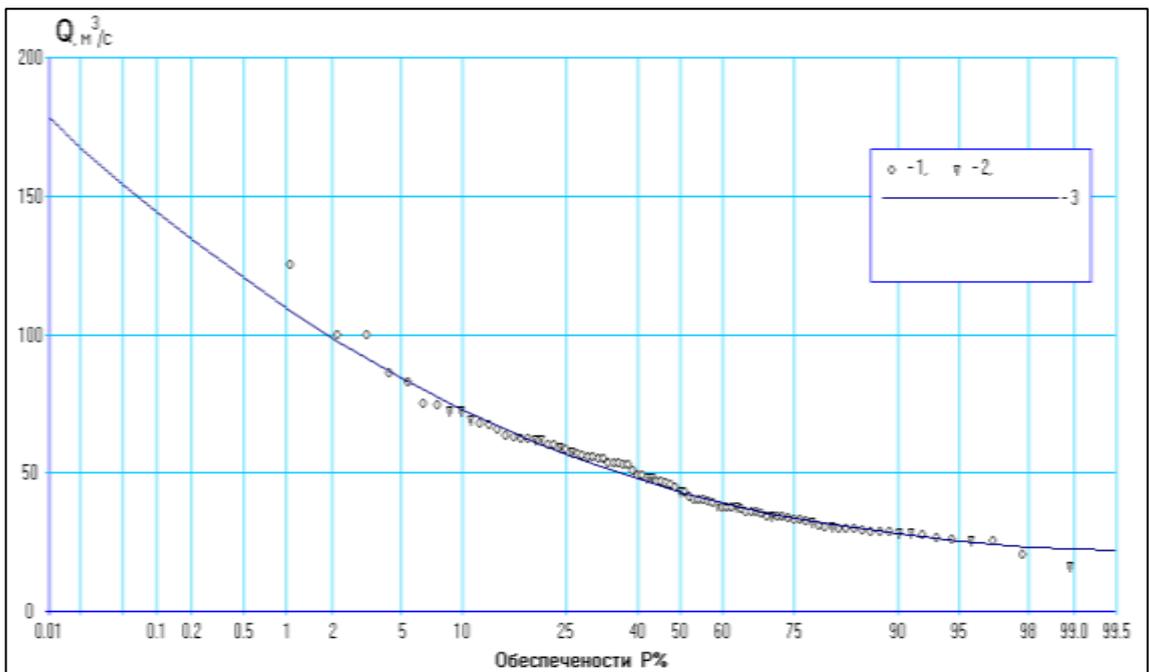


Рисунок А.31 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Кокса – с. Усть-Кокса

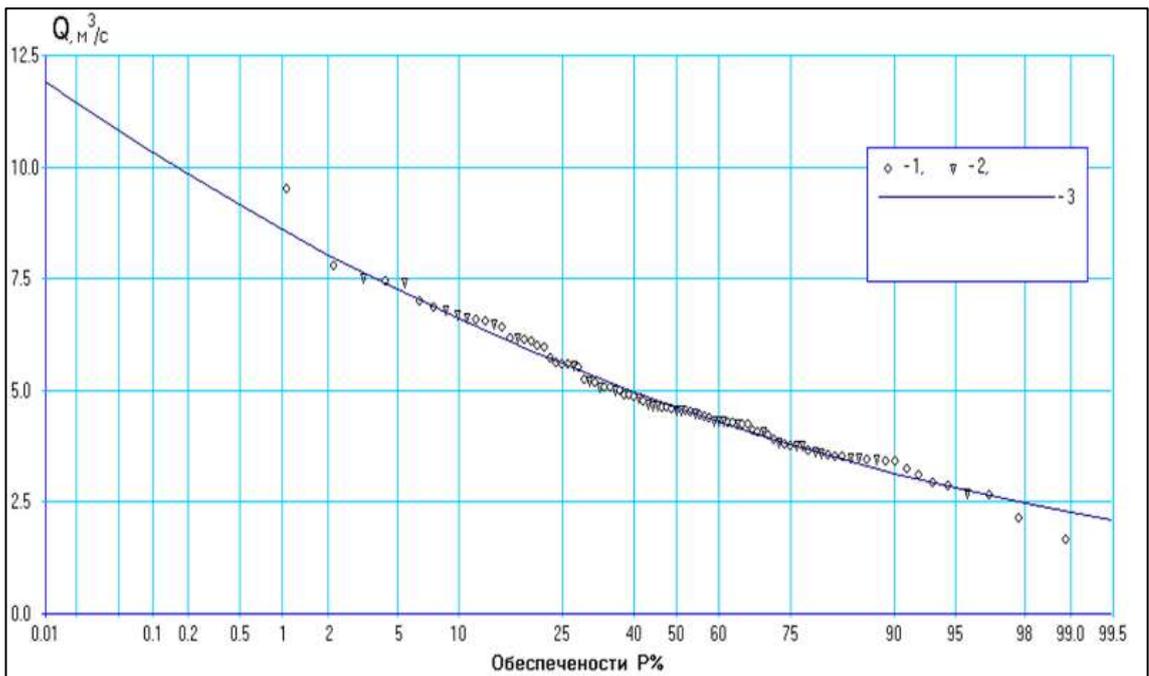


Рисунок А.32 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Терехта – с. Большая Терехта

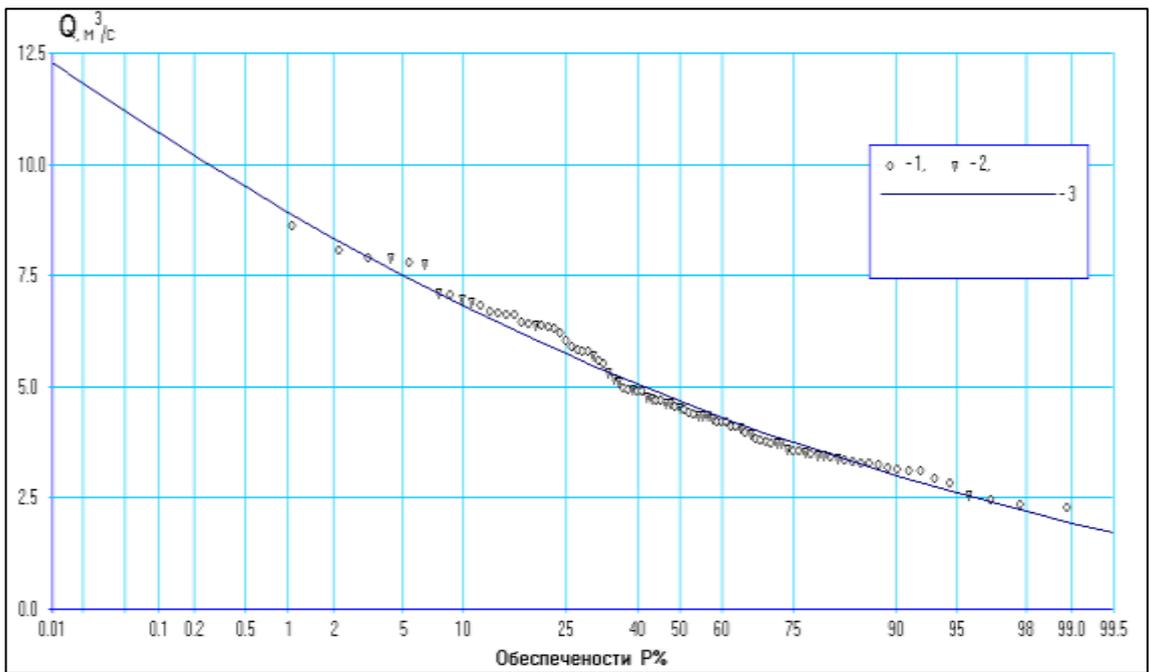


Рисунок А.33 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Кучерла – с. Кучерла

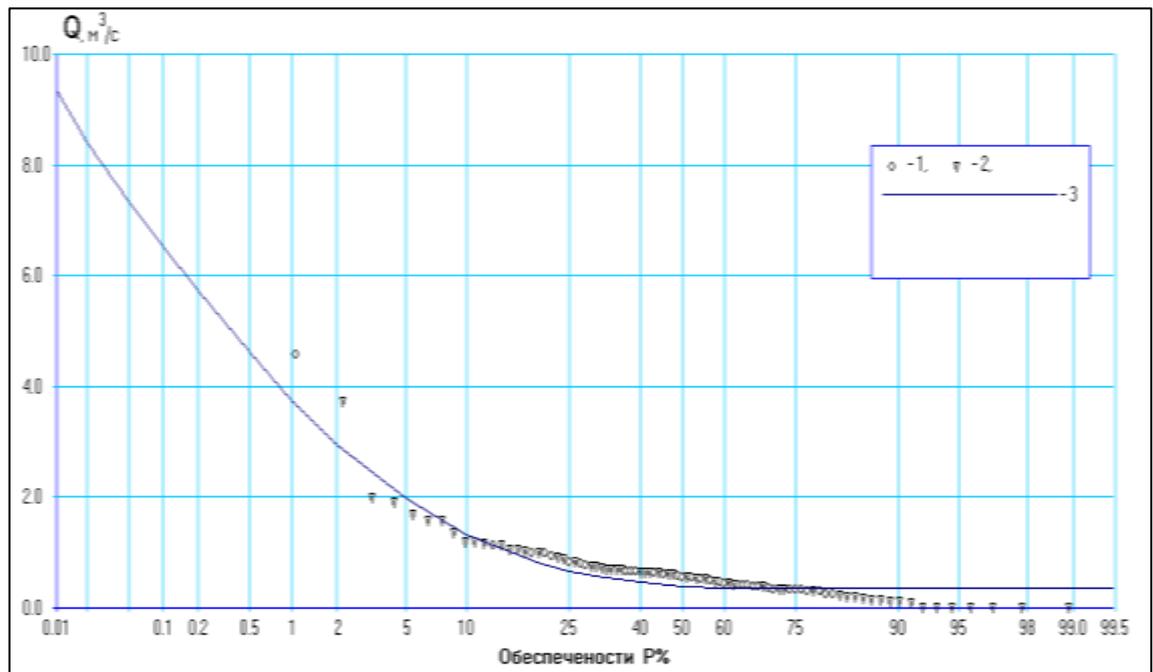


Рисунок А.34 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Аккем – гм. ст. Аккем

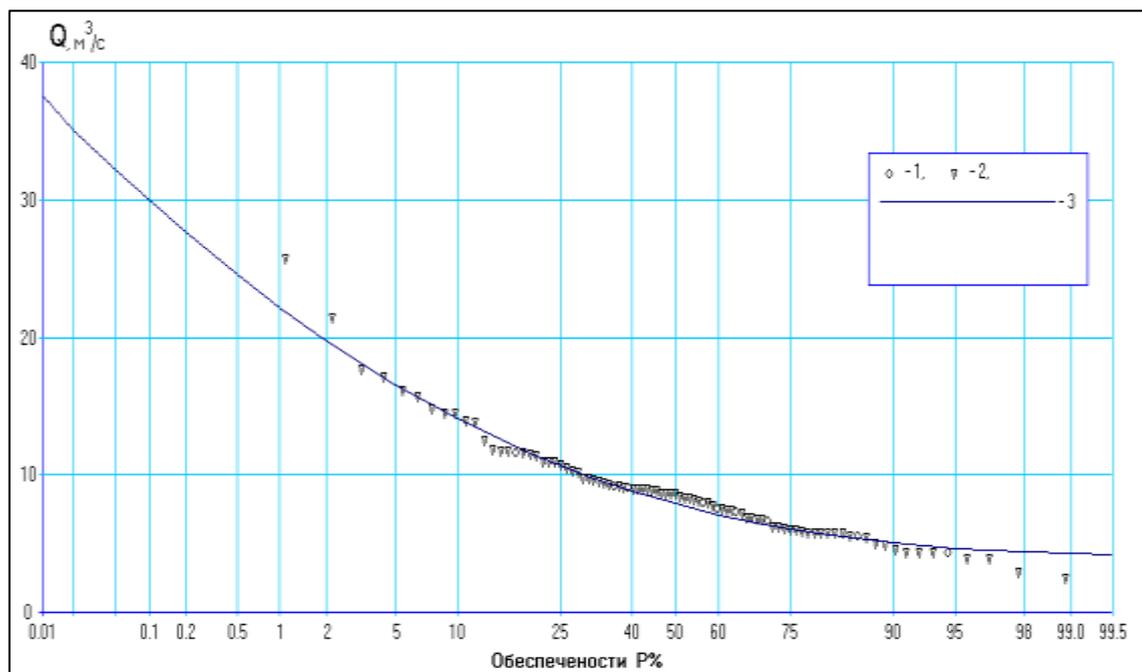


Рисунок А.35 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Джасатор – с. Джасатор

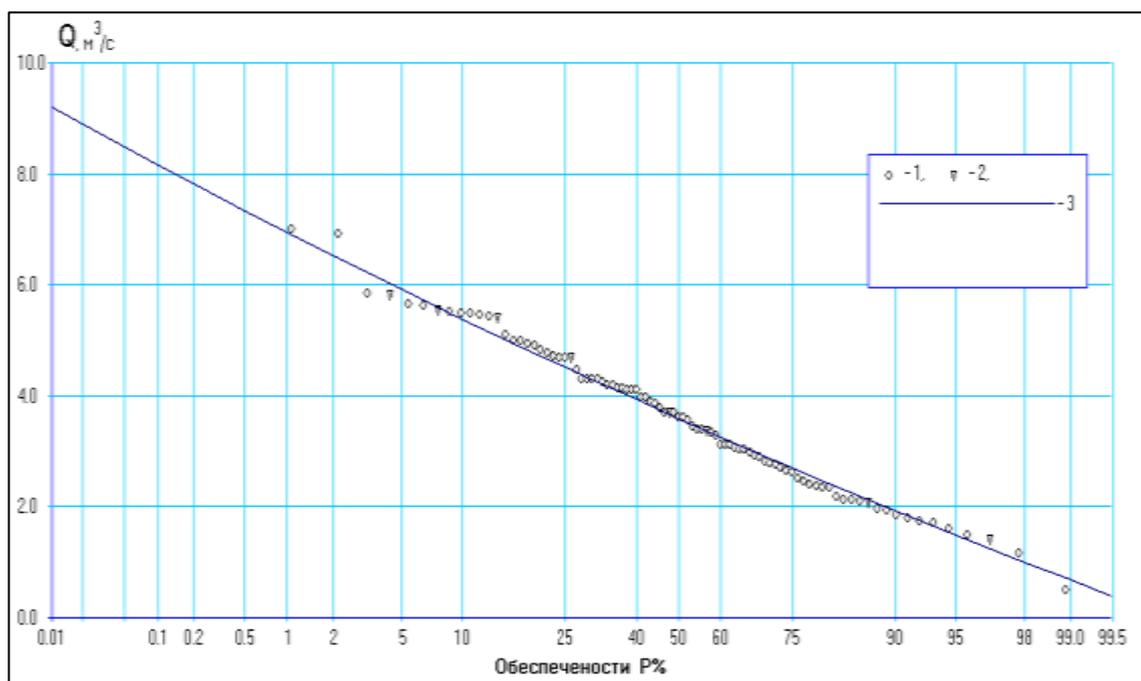


Рисунок А.36 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Майма – с. Майма

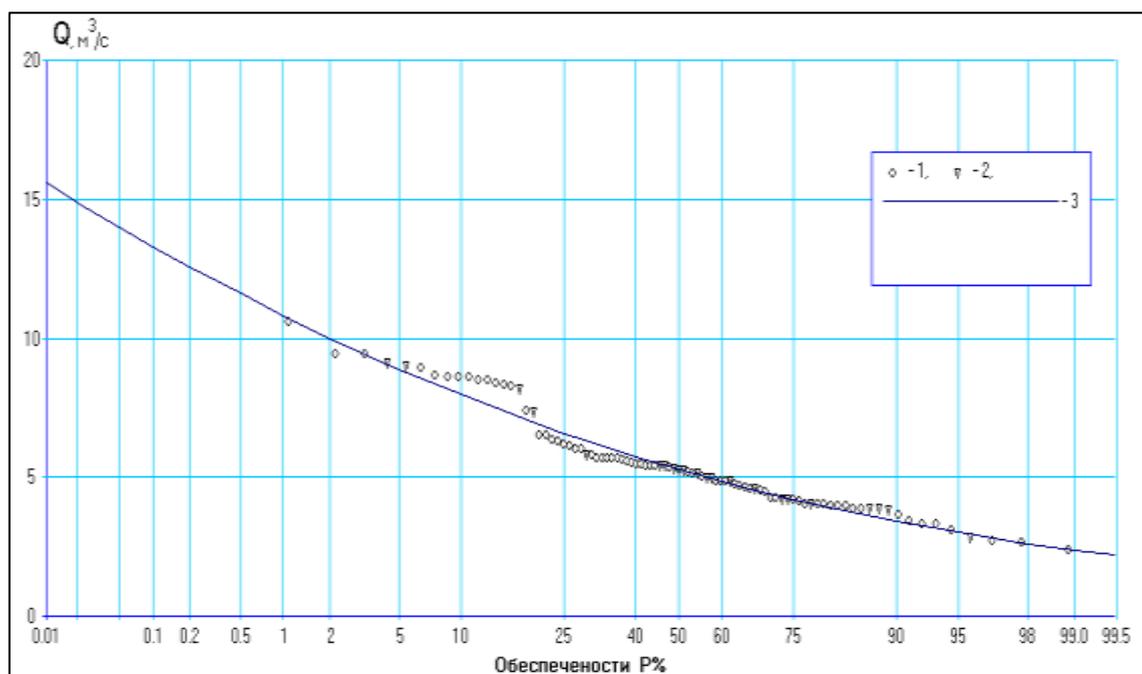


Рисунок А.37 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Иша – с. Усть-Иша

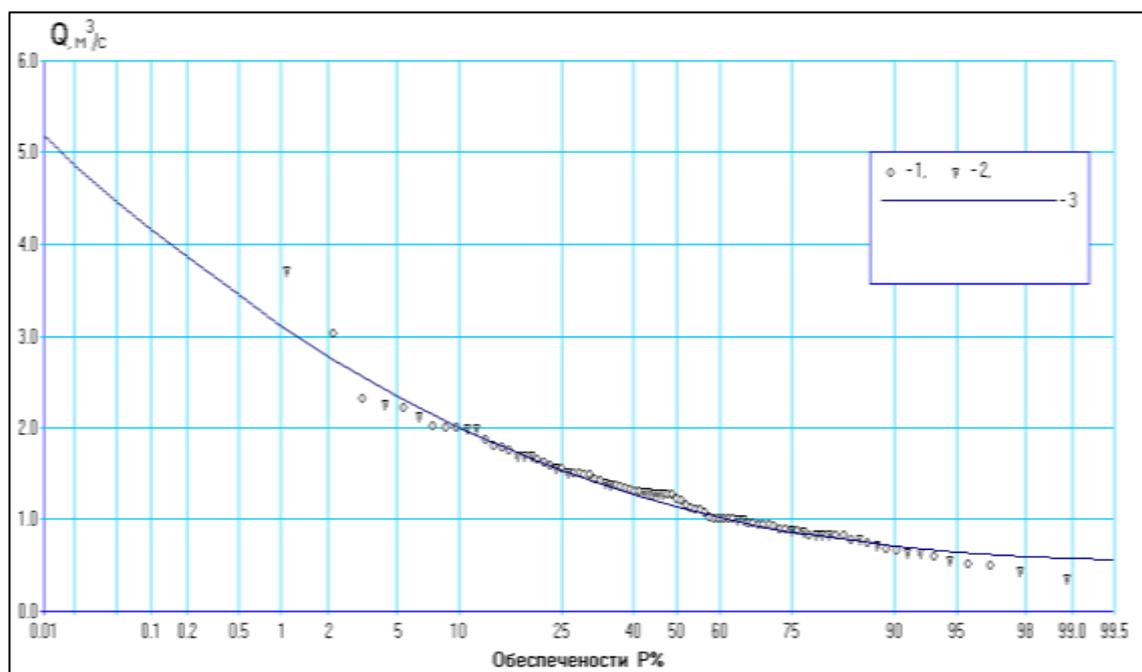


Рисунок А.38 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Чапша – с. Красногорское

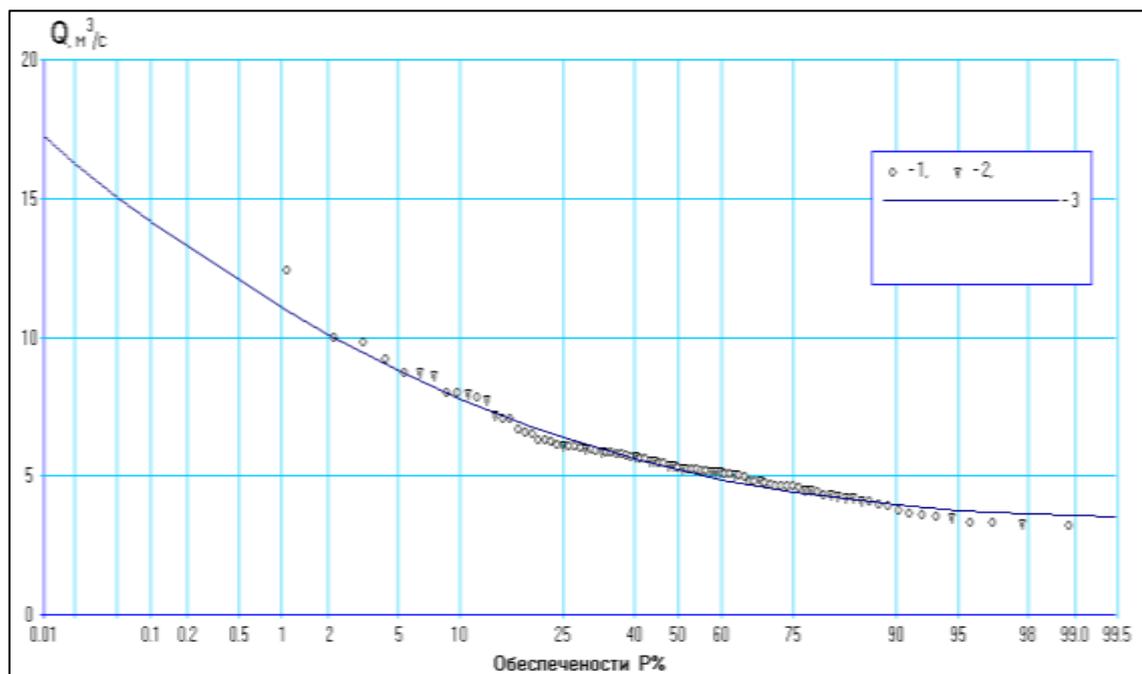


Рисунок А.39 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Каменка – с. Советское

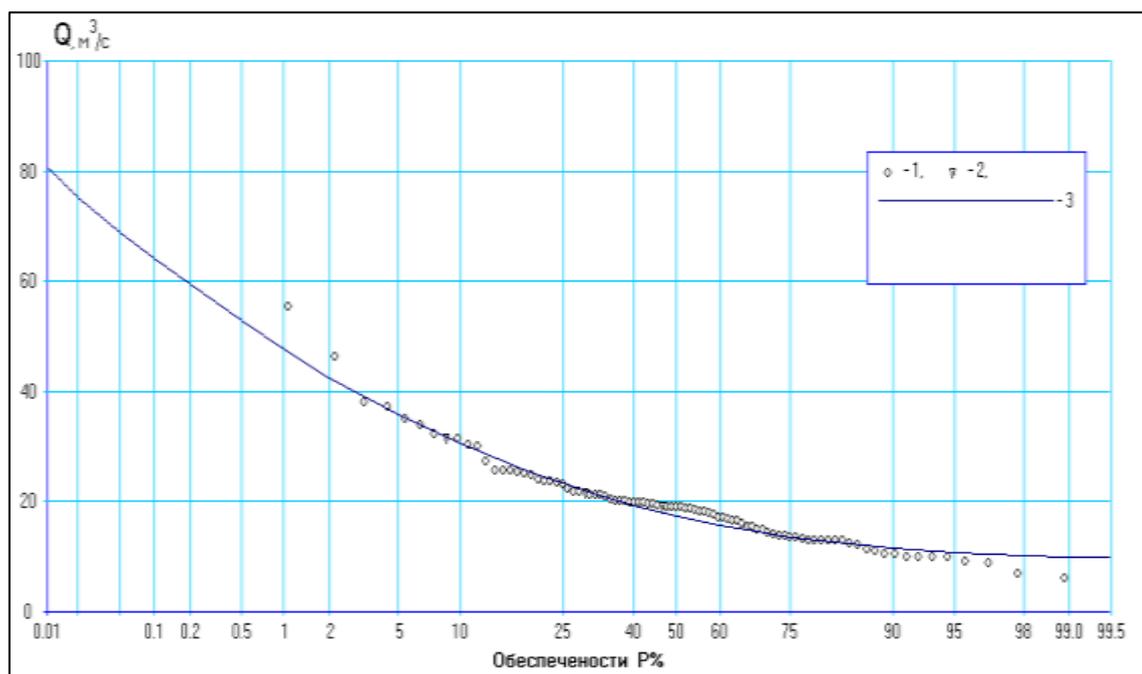


Рисунок А.40 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных летних расходов воды р. Чарыш – с. Усть-Кумир

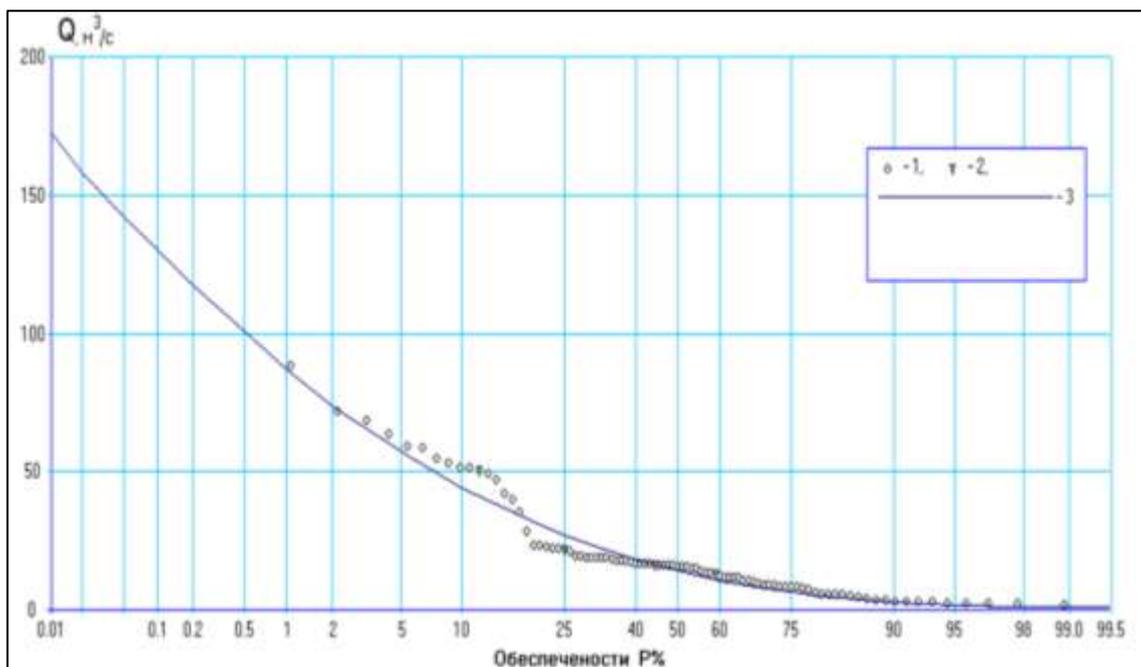


Рисунок А.41 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Чулышман – с. Балыкча

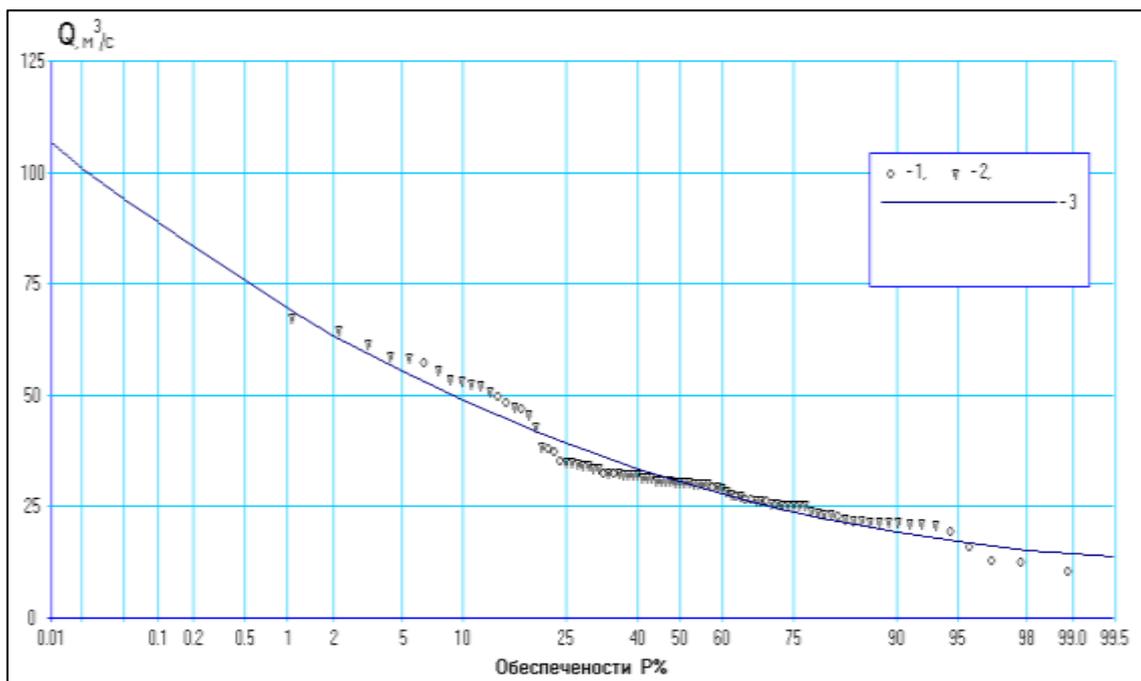


Рисунок А.42 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Катунь – с. Тюнгур

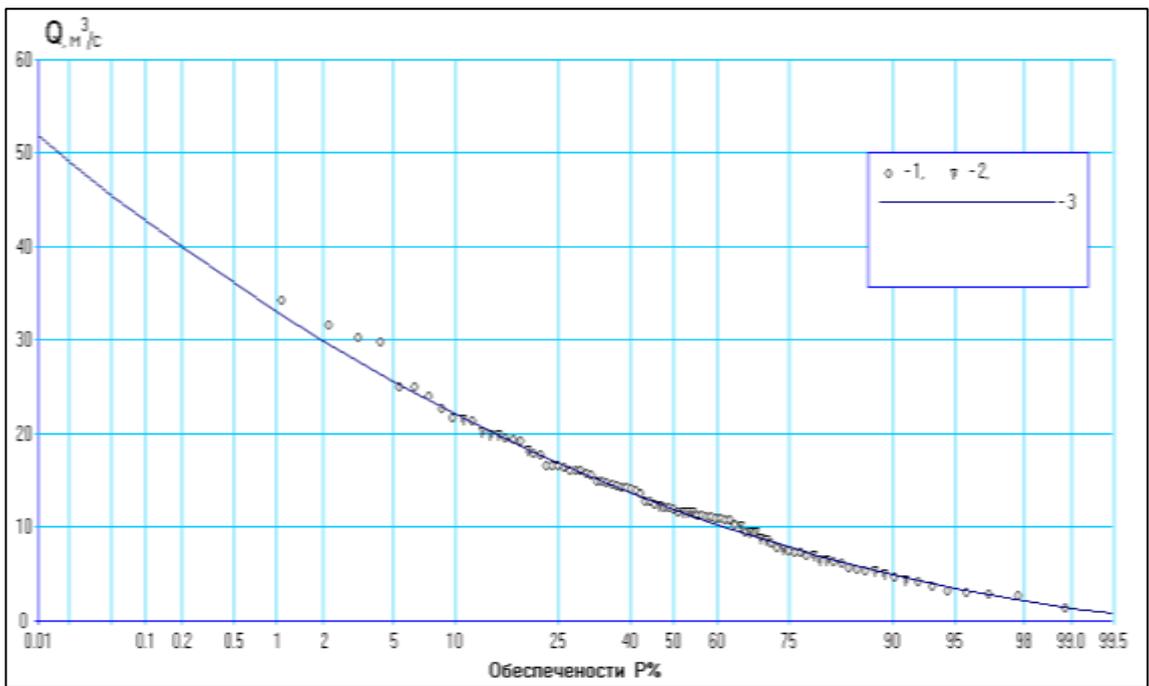


Рисунок А.43 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Кокса – с. Усть-Кокса

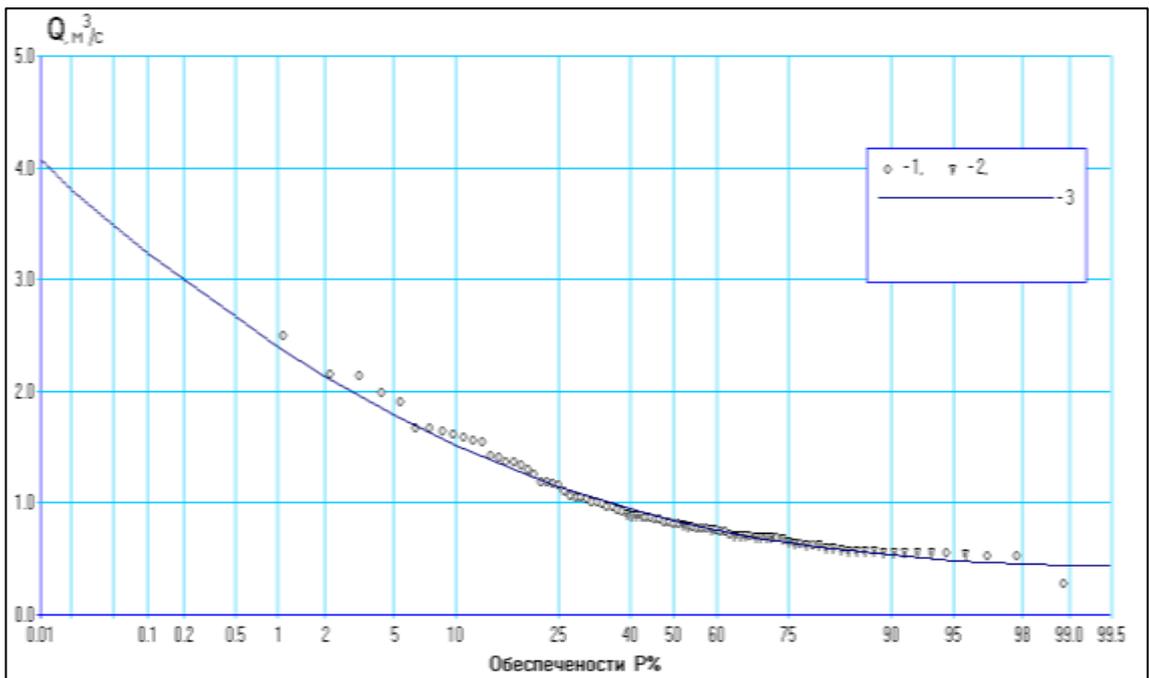


Рисунок А.44 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Терехта – с. Большая Терехта

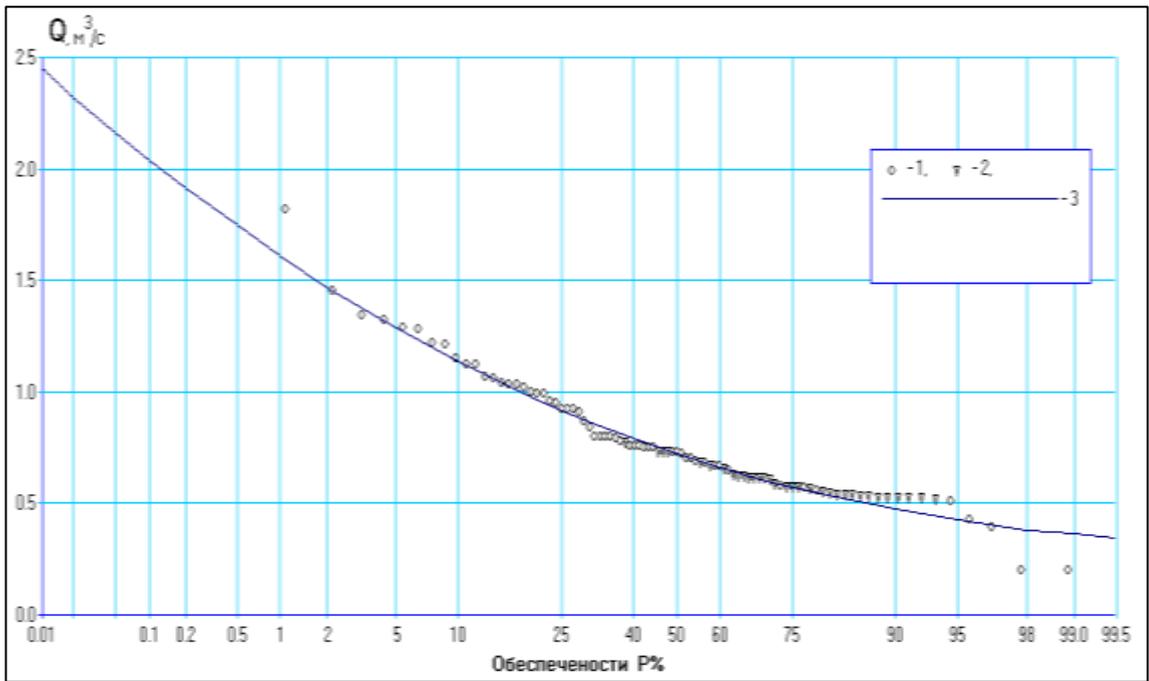


Рисунок А.45 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Кучерла – с. Кучерла

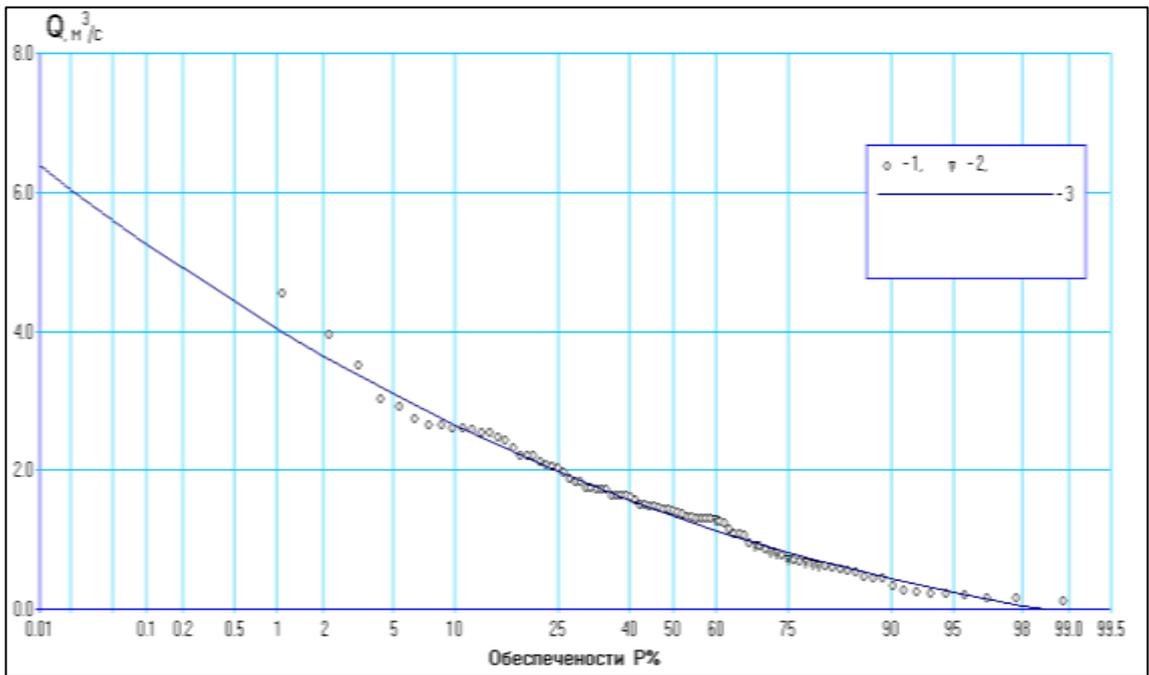


Рисунок А.46 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Майма – с. Майма

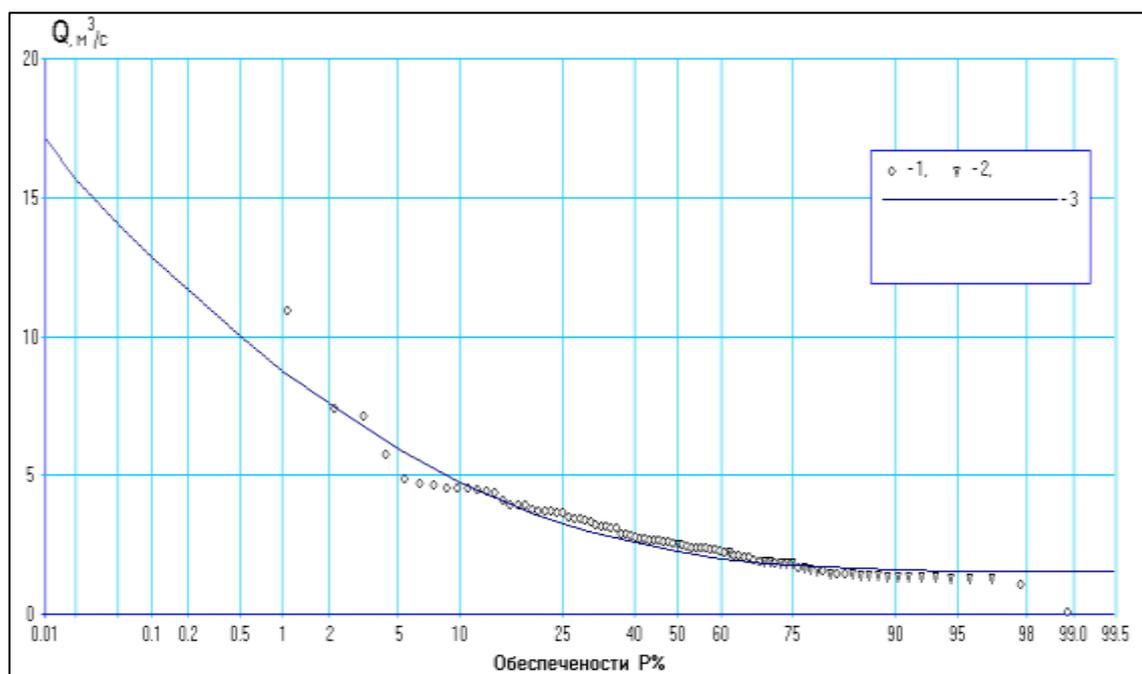


Рисунок А.47 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Иша – с. Усть-Иша

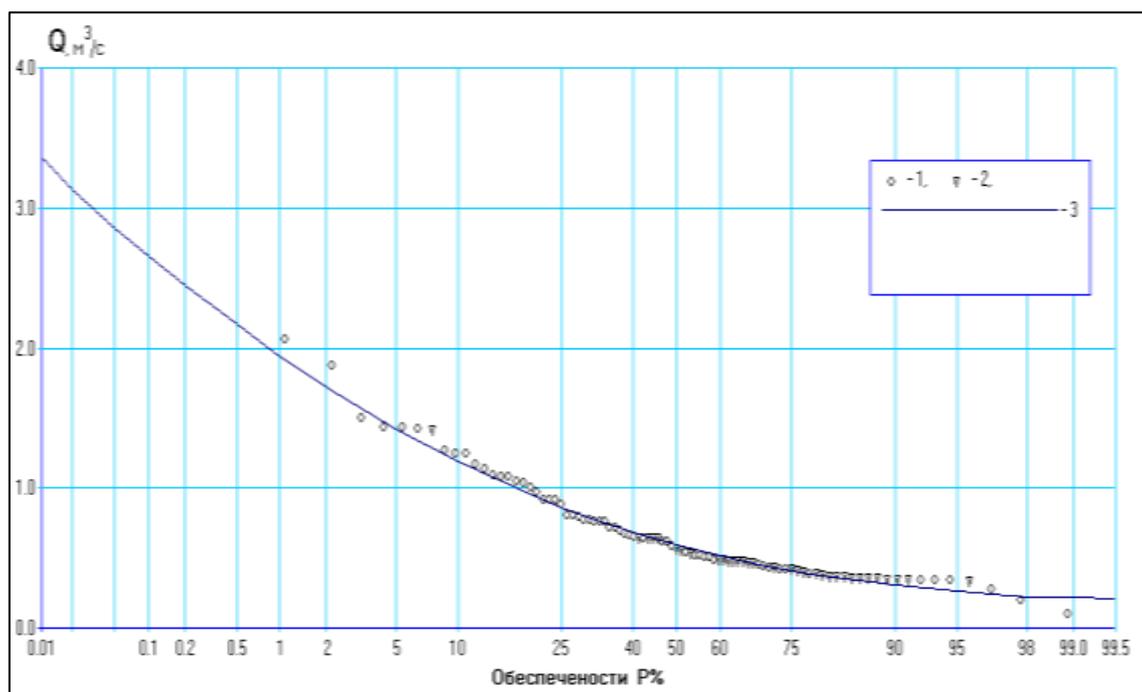


Рисунок А.48 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Чапша – с. Красногорское

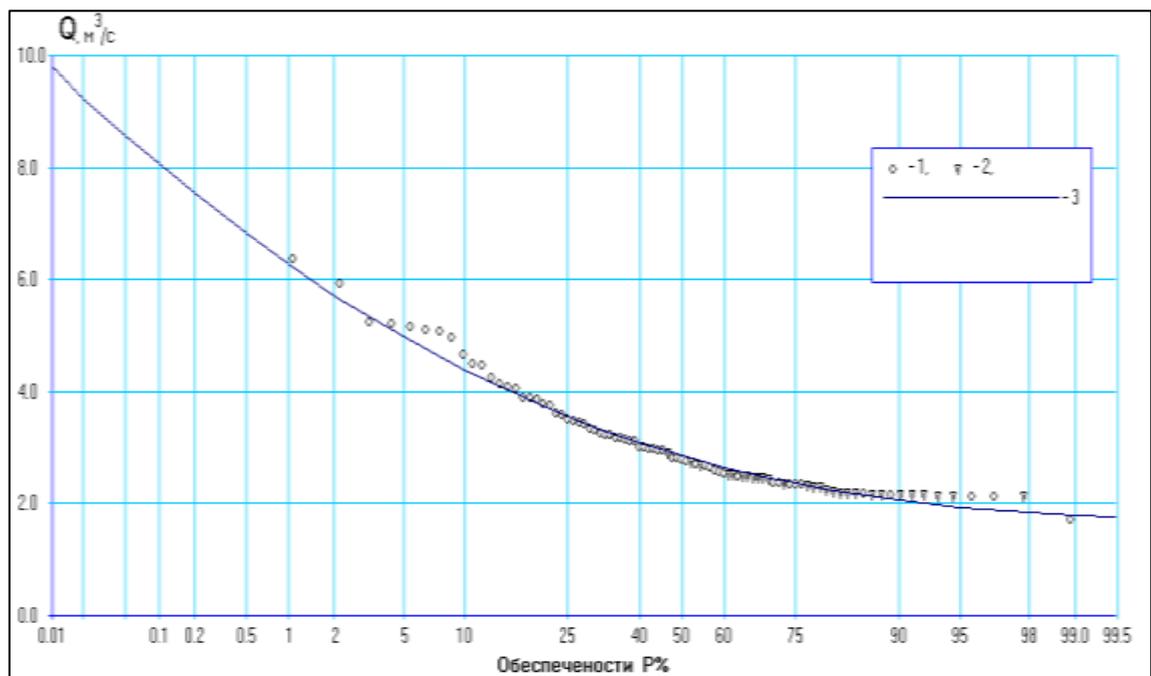


Рисунок А.49 – Эмпирическая кривая обеспеченностей и аналитическая кривая обеспеченностей Пирсона III типа минимальных зимних расходов воды р. Каменка – с. Советское