Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Л. А. ХАНДОЖКО

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Учебное пособие

ЛЕНИНГРАД
1988

УДК 551.509.31

Хандожко Л. А. Региональные синоптические процессы. Учебное посо бие. — Л.: изд. ЛГМИ, 1988, 103 с.

Учебное пособие написано по первому разделу дисциплины «Региональны синоптические процессы и прогнозы погоды». Оно позволяет изучить регионал ные синоптические и связанные с ними метеорологические процессы в целя более успешного прогнозирования погоды, а значит, и большей эффективност метеорологического обеспечения народного хозяйства. Издается впервые.

Учебное пособие рассчитано на студентов вузов гидрометеорологическог профиля и слушателей факультета повышения квалификации, изучающих спс собы разработки региональных и локальных прогнозов. Оно будет полезно дл аспирантов и синоптиков-практиков.

Табл. 9. Ил. 56. Библ. 17.

Рецензенты: Ленинградский гидрометеорологический центр (Н. Ф. Приго дич, старший инженер); Л. Р. Сонькин, д-р. геогр. наук, старший научны сотрудник (Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова).

Ответственный редактор профессор В. И. Воробьев

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс лекций по региональной синоптике читается в Ленинградском гидрометеорологическом институте (ЛГМИ) с 1973 года. Включение этого курса в учебный процесс связано с необходимостью более углубленного изучения студентами некоторых разделов синоптической метеорологии.

В учебнике «Синоптическая метеорология» (Л., Гидрометеоиздат, 1977) раздел по региональным атмосферным процессам рассматривается в общих чертах и его детальное изложение не предусматривалось. В то же время по данному вопросу не было специальной литературы в виде учебного пособия, что существенно затрудняло более целенаправленное изучение механизмов формирования мезомасштабных метеорологических и синоптических процессов отдельных регионов.

Известные на сегодня многочисленные исследования по региональным аспектам атмосферных процессов позволяют провести соответствующее методическое обобщение, представляющее завершающий этап создания учебной дисциплины. Тем самым концентрируется необходимый багаж знаний для последующей оперативной синоптической работы и научных исследований по региональным атмосферным процессам. В последнее время в службе прогнозов все больше внимания уделяется специализированному гидрометеорологическому обеспечению и его территориальному различию, которое обусловлено не только большим разнообразием физико-географических условий, но и ускоренным развитием отдельных областей хозяйства и, в частности, формированием территориально-производственных комплексов, рациональным освоением и использованием природных ресурсов. Это в свою очередь требует знания специфики работы потребителя в данном регионе или даже в пункте, что неотделимо от его территориальной принадлежности — физико-географических условий его деятельности и зависимости от внешней среды. Например, проблема освоения природных ресурсов в полярных районах суши и шельфа требует более глубокого изучения синоптических и мезометеорологических процессов обширных регионов от западных до восточных границ страны. Назрела необходимость более обстоятельного обобщения этих процессов в рамках полярной метеорологии.

Экономическое (промышленное и агропромышленное) развитие отдельных районов требует профессионального метеорологи-

ческого обеспечения, знания как физико-географических условий работы потребителей прогнозов, так и синоптических механизмов формирования местной погоды.

Следует отметить и еще одно важное обстоятельство, связанное с изучением региональной синоптики. Проблема контроля и охраны природной среды — защита воздушного и водного бассейнов от загрязнения — наиболее серьезна в условиях сложной орографии. При некоторых региональных синоптических процессах возможно предельно допустимое накопление вредных примесей. Прогноз загрязнения среды (атмосферы, вод суши, морей, почвы) позволяет регулировать режим работы некоторых промышленных объектов (ТЭЦ, ГРЭС, АЭС, открытых карьеров и т. п.), управлять уровнем загрязнения, а также решать ряд других экономических и социальных задач, связанных с охраной природной среды.

К региональным и локальным специализированным прогнозам предъявляются все более высокие требования со стороны народного хозяйства. В оперативной синоптической практике вопросам региональной синоптики стали уделять все большее внимание. При разработке методов (способов) прогнозирования местных условий погоды, как и в повседневной практике составления прогнозов, ценность информации о региональных синоптических процессах (условиях их формирования и сопутствующей погоды) неизмеримо возросла. Изучение региональных атмосферных процессов обусловлено, таким образом, с одной стороны, сложным и разнообразным влиянием на эти процессы подстилающей поверхности, с другой — запросами практики к службе прогнозов.

Практика оперативной работы синоптика показывает, что «чистый» опыт познания региональных особенностей атмосферных процессов без обстоятельного их изучения не дает о них достаточно полного представления. Опыт, как известно, накапливается медленно, да и не всегда правильно обобщается. Необходимые, таким образом, знания о физических закономерностях влияния местных условий (зачастую орографически сложных) на атмосферные процессы нередко оказываются недостаточными или вовсе отсутствуют.

Успех работы синоптика, особенно в условиях сложной подстилающей поверхности, во многом зависит от того, насколько обстоятельно изучена природа мезометеорологических процессов, которые формируются в данном районе при более масштабных синоптических процессах. Внезапность и быстрая смена погодных условий при атмосферных процессах мезо- и синоптического масштабов является причиной нередко грубых просчетов и ошибок в прогнозировании погоды.

В практике прогнозирования всегда выделяются типовые синоптические процессы, которые в основе своей определяют преобладающую погоду. Эти крупномасштабные процессы рассматриваются как доминирующие из их большого многообразия. Мно-

гие из них хорошо изучены и известны в отечественной синоптической практике. Важно при этом, насколько полно изучены *уровни интенсивности типовых синоптических процессов,* вызывающие различия условий погоды вплоть до возникновения опасных явлений (ОЯ). Особое значение в оперативной синоптической практике придается заблаговременному прогнозу стихийных гидрометеорологических явлений (СГЯ) при типовых, но аномальных по интенсивности синоптических процессах.

В учебном пособии не представлялось возможным с исчерпывающей полнотой осветить все региональные синоптические процессы. Ряд региональных процессов по Европейской территории СССР (ЕТС) и другим крупным регионам мы не могли привести по причине ограниченного объема пособия и надеялись компенсировать этот недостаток приведенным списком литературных источников. Возникает вопрос и относительно оптимальных границ излагаемого материала. Поэтому рассмотрены только основные разделы, раскрывающие различные стороны влияния подстилающей поверхности на атмосферные процессы.

Исследования по региональным гидрометеорологическим процессам публикуются в Трудах научно-исследовательских институтов и обсерваторий гидрометеорологического профиля, во многих вузовских изданиях, а также в сборниках работ оперативных прогностических подразделений. Некоторые вопросы региональной синоптики изложены в специальных выпусках Госкомгидромета СССР под общим названием «Руководство по краткосрочным прогнозам погоды». Однако эти книги рассчитаны на специалиста-синоптика с определенным стажем работы и их использование в учебных целях требует дополнительных пояснений. Ряд региональных природных процессов рассматриваются в смежных дисциплинах: в гидрологии и океанологии. Например, в монографии А. К. Леонова «Региональная океанография» (Л., Гидрометеоиздат, 1960) и в учебнике Ю. П. Доронина «Региональная океанология» (Л., Гидрометеоиздат, 1986).

ВВЕДЕНИЕ

ПРЕДМЕТ И ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ СИНОПТИКИ

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Региональная синоптика — наука, изучающая синоптические процессы и условия погоды отдельных регионов. Региональная (от латинского слова regionalis — областной) — значит относящаяся к какому-либо отдельному региону (области, району и т. п.). Другими словами, это синоптическая метеорология отдельных регионов. Региональная синоптика изучает особенности атмосферных процессов, обусловленных влиянием подстилающей поверхности различного масштаба, форм и свойств и конкретные их проявления в определенных географических условиях в целях совершенствования региональных и локальных прогнозов погоды.

Под влиянием подстилающей поверхности, особенно в горных районах, синоптические процессы претерпевают существенные пространственно-временные изменения по сравнению с теми, которые наблюдаются над относительно равнинной подстилающей поверхностью. Некоторые закономерности атмосферных процессов, установленные в относительно равнинных «чистых» условиях, например, в горных районах, существенно нарушаются. Развитие барических образований протекает более сложно. Термобарические поля, а следовательно, и известная стадийность циклонов и антициклонов приобретают, в зависимости от особенностей региона, иные черты, отличные от установленных в синоптике классических схем. Другие известные закономерности проявляются слабо или вовсе «не работают». Это, главным образом, относится к переносу тепла и влаги в пограничном слое.

Подстилающая поверхность оказывает влияние на атмосферные процессы самого различного масштаба. Так, крупномасштабные процессы испытывают влияние континентов и океанов, а процессы маломасштабные, такие, например, как фены — явление локальное, обусловленное орографией данной местности.

Регион — это часть территории суши или акватории моря (океана) с определенными физико-географическими или иными природными признаками границ. Следовательно, регион — это естественно обособленная или неким образом выделенная часть

территории. Выделение региона требует знания его *границ*, которые устанавливаются по физико-географическому, метеорологическому или иному *признаку*, отвечающему целям исследования.

В первом случае рассматриваются *физико-географические границы региона* и изучаются характерные для него синоптические процессы и условия погоды. Например, Скандинавия, Средняя Азия или Камчатка имеют свои географические границы. Над каждым из них синоптические процессы проявляются (формируются, протекают, нарушаются) особо.

Во втором случае устанавливаются границы, отражающие, например, различие атмосферных процессов. Могут быть заранее выбраны изучаемые погодные условия: сильные ветры, грозы, заморозки, пыльные бури и другие опасные явления. При различных синоптических процессах устанавливаются границы их распространения, интенсивности или частоты появления, то есть намечаются *метеорологические границы*. Для некоторых регионов метеорологические границы выделяются нечетко и их положение можно наметить лишь условно. Причиной этого могут быть физико-географические особенности региона, недостаточный объем частичной выборки, нередко слабо отражающей характерные особенности горизонтального распределения метеорологических величин и явлений погоды.

В некоторых случаях природные особенности региона позволяют удачно сочетать оба признака. Это относится к явно обособленным регионам, как, например, о. Сахалин, Кавказские горы, Балтийское море и т. п.

По некоторым континентальным и океаническим районам установить границы предполагаемого региона более сложно, а значит, они носят и более условный характер. Так, ЕТС хотя и имеет относительно ровную подстилающую поверхность, но, примыкая к ряду горных и морских регионов, отдельные части ее различаются с точки зрения региональных синоптических процессов.

В зависимости от задач хозяйственной деятельности могут рассматриваться *формальные границы*, например, административные или хозяйственно-экономические. Районирование синоптических процессов основывается не только на очевидности естественных границ регионов, могут быть, например, учтены известные границы государственного экономического районирования СССР. Иначе говоря, возможно изучение региональных особенностей синоптических процессов над крупными территориями с их определенной экономической ориентацией. Кроме того, региональные атмосферные процессы изучаются в пределах границ местных управлений по гидрометеорологии.

Поскольку регионы отличаются разнообразием физико-географических условий и атмосферных процессов, то можно выделить их большое множество. Однако дробление регионов нецелесообразно.

Региональные особенности в развитии атмосферных процессо проявляются, таким образом, в горных районах, на крупных вну триконтинентальных водоемах, на крупных островах (например о. Новая Земля), на границах континентов и морей и над резк пересеченной быстро меняющейся местностью суши (равнинны Казахстан — Тянь-Шань). Исследования атмосферных процессо по регионам способствуют разработке более надежных методо прогноза погоды, необходимых для различных отраслей народ ного хозяйства того же региона. Таким образом, районирован синоптических процессов в качестве одного из условий включае выделение границ регионов.

Региональный синоптический процесс — такой синоптически процесс, который в значительной мере развивается под влияние подстилающей поверхности выделенного региона и имеет таки особенности в своем развитии, которые в основном проявляются над этим регионом и оказывают влияние на ближайшие смежны регионы.

Региональность синоптических процессов отражает степень при надлежности их к данному региону. Чем сложнее подстилающа поверхность, тем в большей мере проявляются региональные осо бенности синоптического процесса. Этот процесс является в неко тором роде «наведенным» процессом. Такие атмосферные процесс как сегментация циклонов, орографическое окклюдирование атмо сферных фронтов, их секклюдирование, образование местных вет ров отмечаются только в горных районах.

Региональная погода — погода, характерная для данного ре гиона, как проявление конкретного регионального синоптическог процесса. С уменьшением площади региона постепенно исклю чается и понятие регионального синоптического процесса. Так, дл заданного пункта можно говорить лишь о локальном атмосфер ном или метеорологическом процессе.

Локальный атмосферный процесс — сугубо местное проявле ние метеорологического процесса, выраженное в характерных из менениях погоды в данной «локальной» части региона (в городе на оконечности мыса или на подветренном склоне горы, в зон «полыньи» и т. п.) по сравнению с погодой в смежной с ней част региона.

Локальная погода выделяется своим особым признаком и мо жет рассматриваться в пункте как преимущественно ветреная дождливая или иная. Наряду с этим возможны и *локальные яв ления*, присущие данной местности. При определенных метеоро логических условиях, как следствиях региональных синоптических процессов, в горах возникают такие опасные явления, как сели снежные лавины, оползни и горные обвалы. Возникают характер ные местные туманы (туманы парения в Кольском заливе), мест ные ветры (большое многообразие в горах) и другие, включая гидрометеорологические, явления: тягун, наводнение и другие.

ПРЕДМЕТ И МЕТОД РЕГИОНАЛЬНОЙ СИНОПТИКИ

Предметом региональной синоптики является изучение регио-альных синоптических процессов, связанных с ними погодных словий и способов их прогнозирования. Региональная синоптика зучает синоптические процессы различного пространственного и ременнóго масштаба над всеми районами, где такие процессы роявляются.

Как и всякая научная область, региональная синоптика имеет вой *метод*. Основой его является изучение закономерностей фор-ирования региональных синоптических процессов и местной по-оды посредством синоптического анализа приземных и высотных арт погоды и последующих физических и численных оценок. Метод включает как описание физического механизма региональ-ого синоптического процесса, так и количественный анализ и исленные решения некоторых сторон его развития. *Синоптиче-кий метод* обладает тем достоинством, что он несет богатую ин-ормацию о пространственно-временных изменениях или резких арушениях метеорологических полей под влиянием подстилаю-цей поверхности.

СОДЕРЖАНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СИНОПТИКИ

Региональная синоптика охватывает изучение широкого круга опросов, касающихся формирования синоптических процессов тдельных регионов и возникновения отдельных местных метео-ологических процессов и явлений. В зависимости от особенностей одстилающей поверхности по разному проявляются свойства оздушных масс, признаки и характеристики атмосферных фрон-ов и барических образований. Различия в теплоемкости, тепло-роводности и степени влагосодержания меняющихся участков одстилающей среды оказывают влияние прежде всего на термо-игрометрические свойства воздушной массы. Эти свойства, в свою очередь, изменяются в зависимости от времени суток и сезона.

На пути воздушной массы встречаются разные по площади ухие и влажные, луговые, болотистые и прочие участки суши, еки и водоемы, отдельные холмы, возвышенности, горы (отроги, епи, гряды) и горные системы. Полностью проследить реальный од индивидуальных изменений свойств воздушных масс в при-емном слое на очень больших участках траектории в основном е удается. Однако локальные проявления этих свойств в местах остоянных метеорологических наблюдений достаточно известны. При определенных направлениях ветра это могут быть быстрые отепления или похолодания, возникновение сырого ветра вплоть о тумана и т. п. Под влиянием внешних воздействий, макроше-оховатости подстилающей поверхности изменяется и направле-ние и скорость воздушных течений. Так, направление ветра в го-ах может оказаться противоположным градиентному.

Влияние подстилающей поверхности простирается на всю толщу тропосферы и оказывает влияние на все протекающие в ней термические и динамические процессы. Во взаимодействие с подстилающей поверхностью постоянно вступают атмосферные фронты — конкретные носители погоды. Обогащение влагой или ее обеднение во фронтальных зонах, изменение температурных контрастов на атмосферных фронтах, вынужденная деформация фронтов и другие внутрифронтальные процессы — суть влияний подстилающей поверхности, что непременно ведет к изменениям погоды на фронтах.

Аналогичное влияние, но на более обширной части региона испытывают циклоны и антициклоны. Перемещаясь, барическое образование оказывается над различными участками земной поверхности, получая при этом большие или меньшие притоки тепла и влаги. Подвергается изменению, особенно в горах, структура его термобарического поля, что влечет за собой углубление циклона (усиление антициклона) или его заполнение (разрушение антициклона). При этом могут меняться и направление, и скорость их перемещения, а также соответствующим образом и погода.

Под влиянием региональных особенностей подстилающей поверхности в одних районах чаще возникают циклоны, в других — антициклоны. В некоторых районах длительное время сохраняются квазистационарные условия барического поля и погоды. Например, термические циклоны в Средней Азии.

Чем больше масштабы выделенной подстилающей поверхности тем более значительно ее влияние на атмосферные течения большой протяженности. Отдельная возвышенность, например, может вызвать локальное возмущение в поле течения, а горная цепь — сложную картину нарушений в воздушной среде, нередко не поддающуюся удовлетворительному математическому описанию и физическому моделированию. Над такими регионами синоптические процессы изучаются самостоятельно, привлекая для этого преимущественно синоптический метод анализа.

В содержание региональной синоптики включается выделение особенностей каждого типового синоптического процесса: его предыстория, динамика развития в пределах региона, степень зависимости от смежных синоптических процессов и проявление в погоде.

В конечном счете, региональная синоптика изучает влияние и учет местных условий на атмосферные процессы разного масштаба при разработке региональных и локальных методов прогнозирования погоды.

ЗАДАЧИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СИНОПТИКИ

Анализ неоправдавшихся прогнозов погоды показывает, что есть такие синоптические процессы, которые относятся к числу трудно прогнозируемых. Они приводят иногда к грубым просчетам в оценке будущей погоды, что может повлечь тяжелые по-

следствия для народного хозяйства отдельных районов. Изучать подобного рода аномалии в развитии синоптических процессов, отклонения от обычного, классического хода, от некой нормы является одной из важных задач региональной синоптики. Наряду с этим изучаются погодные условия, характерные для того или иного регионального синоптического процесса.

В синоптической практике широкое распространение получило региональное направление в разработке методов прогнозирования. Для этой цели в качестве предсказателей широко привлекаются достаточно информативные местные признаки погоды. Следовательно, научная *познавательная задача* предусматривает дальнейшее совершенствование методов прогноза синоптического положения и погоды.

Разработка методов прогнозирования региональных синоптических процессов и методов локального прогноза погоды необходима для повышения качества метеорологического обеспечения народного хозяйства. В этом состоит *прикладная задача* региональной синоптики. В прогностических целях составляются атласы опасных и особо опасных условий погоды. Разрабатываются типовые схемы региональных синоптических процессов с указанием степени «угрозы» и вероятных путей ее реализации.

Изучение региональных синоптических процессов целесообразно проводить с учетом запросов народного хозяйства по основным экономическим районам.

1. ОРОГРАФИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ НА ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ, АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ, ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

1.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРОГРАФИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ

Подстилающая поверхность, над которой постоянно формируются и движутся воздушные массы, по своим географическим характеристикам и физическим свойствам крайне разнообразна и неоднородна. Совокупность различных форм и свойств земной поверхности и образует орографию.

Материки и океаны, теплые и холодные океанические течения, горные массивы, внутриматериковые водоемы, возвышенности, даже лесные массивы и т. п. представляют собой неоднородности подстилающей поверхности. Наиболее «идеализированной» подстилающей поверхностью может считаться лишь относительно спокойная поверхность морей, а на суше — обширные равнины, степи, естественно, с иной, но всегда своеобразной характеристикой шероховатости, поскольку даже относительно ровная подстилающая поверхность может изобиловать долинами рек, озерами, лесными массивами и т. п. В целом, под влиянием подстилающей поверхности любых форм происходят изменения свойств воздушных масс разных масштабов.

Физико-географические неоднородности суши оказывают сложное по своему физическому механизму влияние на температуру, влажность воздуха и ветер. Это влияние наиболее велико в слое, непосредственно прилегающем к подстилающей поверхности. Чем обширнее относительно однородный по своим физико-географическим характеристикам регион или часть его, тем масштабнее их влияние и более значительно его распространение по высоте.

В силу сложившегося природного взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности последняя является своего рода фактором, генерирующим множество атмосферных процессов различного масштаба. Именно подстилающая поверхность (суши — океана) во многом определяет известную последовательность в цепи атмосферных процессов — образование воздушных масс, атмосферных фронтов и возникновение, в итоге, циклонов и антициклонов. Барические образования, в свою очередь, являются завершающим фактором макротурбулентного движения и переноса воздушных масс в новые географические районы и их формирования.

Горный рельеф, вызывая сложные изменения воздушных течений, способствует образованию множества местных ветров, напри-

мер, таких, как фен, бора, урсатьевский, ибэ, южак и многие другие.

Сложные изменения, кроме того, претерпевают атмосферные фронты. Образуются орографические окклюзии и секклюзии, участки обострения и размывания фронтов, зоны орографических осадков, зоны с «ветровой тенью», разделяющие ураганные ветры и затишье и другие орографические проявления. Орографическая неоднородность соответствующих масштабов порождает процессы и явления тех же масштабов.

Под влиянием орографии (барьерного эффекта гор) в тропосфере нарушаются поля воздушных потоков и термобарическая структура циклонов и антициклонов, сформировавшихся в относительно равнинных условиях. Все это сопровождается «дроблением» барических образований, возникновением местных циклонов и антициклонов.

Эффект влияния гор на атмосферные процессы проявляется по-разному и зависит:

от высоты и сложности горного рельефа;

от стадии и интенсивности развития циклона или антициклона;

от направления ведущего потока в тропосфере относительно положения горного хребта, а следовательно, от направления смещения циклонов и антициклонов по отношению к хребту (смещение параллельное, боковое, нормальное).

Атмосферные процессы, обусловленные орографией, принято классифицировать так: *планетарный масштаб* (волны Россби — 10^4 км); *синоптический масштаб* (инерционные волны — 10^3 км); *мезомасштаб* — $10 \ldots 10^2$ км и *локальный масштаб* — $1 \ldots 10$ км.

Учитывая местные горизонтальное и вертикальное различия подстилающей поверхности региона и преобладание циркуляционных процессов над ним, И. Блютген, например, дает характерный *порядок величин влияющей поверхности* на формирование климата различного масштаба (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Подразделения климата и порядок величин влияющей территории

Название климата	Порядок величин территории	Примеры по территории СССР
Крупномасштабный климат	1000 км	Северная часть европейской территории СССР
Климат макроландшафтов	100 км	Южный Урал, Ферганская долина
Климат ландшафтов и местный климат	10—20 км	Устье р. Лены, Валаамские острова
Климат урочища:		
а) равнины	2—4 км	Котловина, Коркинский угольный карьер
б) горы	100—1000 м	Дно долины
Малый климат или климат приземного слоя воздуха	10—50 м	Участок склона горы, особо характерный участок рельефа

Значительное и сложное влияние на атмосферу оказывают горные системы. Такие горные препятствия, как Скалистые горы Гренландия, Скандинавия и Урал, как показано Ш. А. Мусаеляном, порождают сильные возмущения в тропосфере. В свою очередь, Гренландия является постоянной «холодной преградой» на пути движения циклонов. Более значительным орографическим препятствием является Центрально-Азиатский горный массив, он вызывает деформацию ПВФЗ — раздвоение ее на северную и южную ветви. На картах $АТ_{700}$ и $АТ_{500}$ севернее горной системы прослеживается орографический гребень, а южнее — орографическая ложбина.

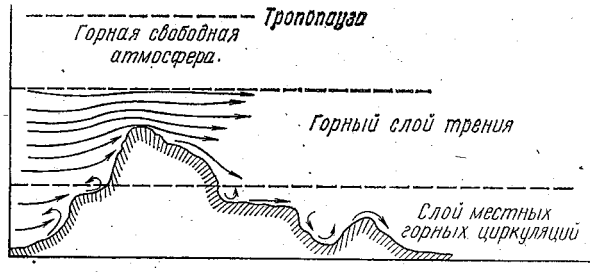

Рис. 1.1. Три слоя горной тропосферы (по М. А. Петросянцу).

Наибольшую высоту горных массивов можно сравнивать с характерной толщиной атмосферы, в чем и проявляется их сильное влияние. М. А. Петросянц предложил подразделить тропосферу над горными районами на три слоя (рис. 1.1).

1. Слой местных горных циркуляций, простирающийся от подошвы горного хребта до его средней высоты. В этом слое наблюдаются горно-долинные ветры, фены, стоковые ветры и, как следствие, формируются застойные зоны.

2. Горный слой трения — от середины высоты хребта до уровня выравнивания скоростей ветра над горами и соседними равнинами. Внутри горного слоя трения отмечается интенсивное турбулентное перешивание и скорость ветра в среднем меньше, чем над соседними равнивами.

3. Горная свободная атмосфера — от верхней границы слоя трения до тропопаузы. В этом слое над горами ветер в среднем больше, чем над соседними равнинами.

Таким образом, орографическое влияние сказывается на *крупномасштабные процессы* протяженностью в тысячи километров (воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны) и на *местные, локальные,* мезомасштабные процессы протяженностью от сотен метров до ста километров (облака и туманы, ветры, «озера» холода или тепла и т. п.).

При изучении региональных атмосферных процессов необходимо учитывать выделенные Л. Т. Матвеевым их четыре особенности: 1) пространственно-временную неоднородность и изменчивость свойств атмосферы; 2) наличие в атмосфере водяного пара, стимулирующего образование многих процессов и явлений и оказывающего влияние на перераспределение энергии в атмосфере; 3) глобальность; 4) многомасштабность.

1.2. ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ТЕМПЕРАТУРУ И ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

При переваливании воздушного потока через горный хребет изменяются температура и влажность воздуха. Подъем воздуха вдоль склона сопровождается понижением его температуры вследствие адиабатического охлаждения, а последующее опускание воздуха — повышением его температуры вследствие адиабатического нагрева. Во влажном воздухе на наветренном склоне горы величина понижения температуры определяется влажноадиабатическим процессом и составляет примерно 0,6° С на 100 м подъема. При значительной высоте гор массы воздуха теряют значительную часть влаги в виде осадков, выпадающих на склонах при подъеме. В опускающихся с гор потоках воздуха повышение температуры будет уже определяться в основном (на преобладающей части траектории спуска) сухоадиабатическим процессом и составлять около 1° С на 100 м. Эти процессы, по существу, и определяют нередкое обилие осадков на наветренных склонах и образование на подветренных феновых эффектов (повышение температуры, размывание облачности и высушивание воздушной массы).

На температуру воздуха оказывают влияние и различные теплофизические свойства и форма рельефа. Эти особенности подстилающей поверхности хорошо проявляются в устойчивых антициклонах зимой и летом, в наиболее морозные и наиболее жаркие дни, т. е. в те периоды года, когда отмечается максимальное эффективное излучение и максимальная инсоляция.

В конце прошлого столетия А. И. Воейков установил, что для вогнутых форм рельефа (долины, котловины и т. п.) характерны сравнительно резкие изменения метеорологических величин со временем и в пространстве. Для выпуклых форм (возвышенности), наоборот, характерны менее отчетливые колебания метеорологических величин. Это физическое проявление называется *законом Воейкова.*

Так, суточные амплитуды температуры в долинах значительно больше, чем на возвышенностях: более низкие минимумы ночью и более высокие максимумы днем. В глубоких впадинах и котловинах ночью накапливаются «озера» холода и заметно ослабевает скорость ветра, что способствует ослаблению турбулентного перемешивания у подстилающей поверхности и сильному охлаждению воздуха и почвы.

В отрицательных формах рельефа ночью образуются более мощные инверсии по сравнению с возвышенностями, а днем — значительные изменения температуры с высотой со сверхадиабатическими градиентами.

Закон Воейкова наиболее четко проявляется в условиях антициклонической погоды при ясном небе, слабом ветре и устойчивой стратификации на территории, охватывающей различные формы рельефа. Это, в свою очередь, причина того, что ночью различие между метеорологическими величинами на возвышенностях и в низинах больше, чем днем. Тем самым зимой больше, чем летом. С увеличением скорости ветра эти различия ослабевают.

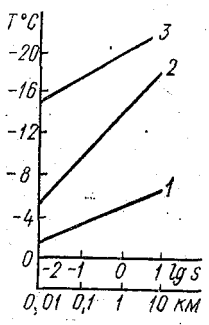

Рис. 1.2. Связь минимальной температуры воздуха с расстоянием от уреза воды (по З. А. Мищенко) на побережьях: юго-восточном Черного моря (*1*), Крыма (*2*), Балтийского моря (*3*).

Существенное влияние на температуру воздуха оказывает близость иной подстилающей поверхности, например, водоемов. Так, С. А. Сапожниковой и З. А. Мищенко было установлено, что значение минимальной температуры воздуха зависит от расстояния до береговой черты и может быть рассчитано по формуле

$$T_{мин} = k \lg l, \qquad (1.1)$$

где l — расстояние от берега, k — коэффициент, характеризующий местные физико-географические условия. Установленная зависимость иллюстрируется на рис. 1.2.

Характер склонов, их экспозиция, теплофизические свойства обусловливают выхолаживание ночью и нагрев днем прилегающего к ней слоя воздуха. Рельеф вызывает сток холодного воздуха и формирует площадь воздухосбора.

По характеру влияния на минимальные температуры воздуха З. А. Мищенко выделяет три типа горного рельефа: вершина горы (верхняя часть склона), открытая горная долина и замкнутая долина (котловина). При относительных превышениях до 150 м различия между средними минимальными температурами на вершинах и в долинах составляют 3 . . . 4° С, а средними максимальными — 7 . . . 9° С. В горных районах с превышением более 300 м, при высоте гор более 2 км, максимальные различия минимумов между вершиной и котловиной достигают 15 . . . 17° С.

В этом отношении выделяются Минусинская и Тувинская котловины. Минусинская котловина расположена между горными хребтами Кузнецкого Алтая на западе, Западного Саяна на юге и юго-востоке и Манского Белогорья на востоке. Высокие горы, окружающие котловину, создают в ней своеобразные погодные условия. Очень низкие температуры зимой (средняя температура января — 20° С), высокие летом (средняя температура июля +20° С), преобладающая сухость воздуха — характерные черты

погодных условий. Осадков выпадает мало (около 250 мм), особенно зимой. В некоторые дни зимних месяцев температура может понизиться до —45° С. Потепления зимой часто связаны с фенами. Весной температура при фенах может повышаться до +35° С. Летом при сильных ветрах в степной части отмечаются черные и пыльные бури. Однако наибольший убыток сельскому хозяйству этого региона наносят засухи и суховеи.

Тувинская котловина еще в большей степени изолирована от воздушных потоков. Климат здесь резко континентальный. Зимой преобладает антициклонический режим погоды. В котловине скапливается холодный воздух. В течение зимы почти не происходит смены воздушной массы. Фронты, движущиеся с запада или северо-запада, не опускаются в котловину, а смещаются поверх пленки выхоложенного воздуха. При прохождении фронтов температура в котловине может повышаться за счет увеличения облачности и некоторого прекращения выхолаживания. При этом температура в дневные часы может повыситься до —20° С. Это так называемые «тувинские оттепели». Весной в котловине феновые ветры сильно понижают относительную влажность до 15...20%.

Рассмотрим, далее, изменение температуры и влажности воздуха под влиянием орографических вертикальных движений.

При небольшой высоте гор (200...500 м) конденсационные процессы на наветренной части проявляются слабо. Перетекающий через хребет воздух практически сохраняет значение влажности, которое наблюдается на наветренной части. При высоте гор более 500 м влагосодержание перетекающего воздуха изменяется уже заметно. При адиабатическом процессе уравнение притока тепла записывается в виде

$$c_p dT - (ART/p)\, dp = 0, \qquad (1.2)$$

где A — термодинамический эквивалент работы, R — удельная газовая постоянная сухого воздуха (288 Дж/кг·град), c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Так как $A \approx 1$, то формулу (1.2) можно записать приближенно так

$$c_p\, dT = RT(dp/p). \qquad (1.3)$$

До тех пор, пока воздух ненасыщен, температура воздуха при подъеме понижается ($\approx 1°/100$ м). Из (1.3) следует, что если $dp<0$ при $w>0$, то всегда $dT<0$.

Полагая, что адвективные изменения температуры воздуха отсутствуют $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{адв} = 0$, то на наветренном склоне горы при дальнейшем подъеме влажный ненасыщенный воздух становится насыщенным. При этом, влажноадиабатический градиент будет равен

$$\gamma_{ва} = \gamma_а + \frac{L}{c_p}\frac{dq_m}{dz}, \qquad (1.4)$$

Ленингр...

где L — удельная теплота парообразования; q_m — массовая доля водяного пара, при насыщении равная 0,622 E/p. Поскольку при подъеме влажного насыщенного воздуха $\frac{dq_m}{dz} < 0$, то всегда $\gamma_{ва} < \gamma_а$.

С понижением давления $\gamma_{ва}$ уменьшается, а при понижении температуры — растет (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Значения влажноадиабатического градиента (°С/100 м)

Давление, гПа	Температура воздуха, °С		
	—20	0	+20
1000	0,856	0,658	0,435
600	0,793	0,557	0,356
100	0,458	0,269	0,207

Локальные изменения температуры воздуха при подъеме вдоль склона будут определяться уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} + w(\gamma_а - \gamma_{ва}) = 0. \qquad (1.5)$$

При адиабатическом процессе индивидуальное изменение массовой доли водяного пара отсутствует, иначе

$$\frac{dq}{dt} = 0, \qquad (1.6)$$

а локальное изменение выражается следующим образом:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + w\frac{\partial q}{\partial z} = 0. \qquad (1.7)$$

Поскольку обычно наиболее часто $\frac{\partial q}{\partial z} < 0$, то при восходящих движениях ($w > 0$) величина $\partial q/\partial t > 0$. Как это следует из формулы (1.7), т. е. на фиксированном уровне склона горы, влажность увеличивается со временем. При нисходящих движениях ($w < 0$) величина $\partial q/\partial t < 0$.

Относительная влажность воздуха определяется соотношением

$$f = q/q_m(T). \qquad (1.8)$$

Отсюда, прежде всего, видно, что понижение температуры и уменьшение с высотой q_m вызывают повышение относительной влажности. При нисходящем движении обратный процесс: рост

T и q_m вызывают уменьшение относительной влажности. Локальное изменение относительной влажности выражается формулой

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial f}{\partial q}\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial t}. \qquad (1.9)$$

Подставим соответствующие значения в правую часть формулы (1.9), воспользовавшись для этого соотношениями (1.7) и (1.8). Значение $\partial f/\partial q$ получим из формулы (1.8)

$$\frac{\partial f}{\partial q} = \frac{1}{q_m(T)}.$$

В итоге

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -w\left[\frac{1}{q_m(T)}\frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial f}{\partial T}(\gamma_a - \gamma_{ва})\right]. \qquad (1.10)$$

Анализ формулы (1.10) показывает, что на наветренном склоне $w>0$, $\frac{\partial q}{\partial z}<0$ и $\frac{\partial f}{\partial T}<0$, а величина $\frac{\partial f}{\partial t}>0$ — относительная влажность на фиксированных уровнях от основания к вершине со временем увеличивается. На подветренном склоне $w<0$, $\frac{\partial q}{\partial z}<0$ и $\frac{\partial f}{\partial T}<0$, а величина $\frac{\partial f}{\partial t}<0$ — относительная влажность на фиксированных уровнях от вершины к основанию со временем уменьшается. В итоге, на наветренном склоне процесс понижения температуры воздуха при подъеме сопровождается насыщением его влагой, затем конденсацией и выпадением осадков. Подъем насыщенного воздуха, тем самым, заканчивается потерей влагосодержания.

По аэрологической диаграмме можно установить, насколько уменьшится массовая доля водяного пара Δq и сколько соответственно выпадет сконденсированной влаги при подъеме на величину dp, пропорциональную высоте гор.

1.3. ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ВЕТЕР. РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕТРА

Свойства воздушной массы и характеристики потока воздуха претерпевают постоянные изменения под влиянием, прежде всего, меняющихся вдоль переноса физических свойств и шероховатости подстилающей поверхности. При пересечении речных долин, озер, лесных массивов, холмистой местности, гор и т. п. меняются направление и скорость ветра.

Орография значительно деформирует воздушные потоки, с чем связаны многочисленные местные ветры.

В пределах горной системы движущаяся воздушная масса «дробится» на отдельные потоки. Скорость и направление ветра в каждом из них сильно различаются. Местные ветры здесь наблюдаются в ущельях, на перевалах, на окраинах горного хребта и других формах рельефа (рис. 1.3). Известная для равнинных

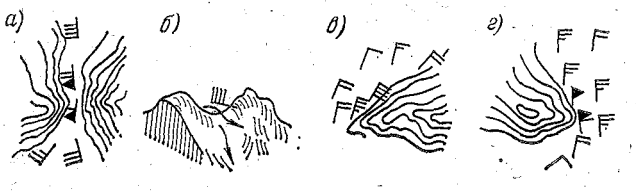

Рис. 1.3. Местные ветры в условиях орографии: *а* — в ущелье (вид сверху); *б* — на перевале (вид с боку); *в*, *г* — на окраине горного хребта (вид сверху).

условий зависимость скорости ветра от градиента давления в горных районах нарушается. Направление ветра отклоняется от направления изобары на 90° и более (рис. 1.4).

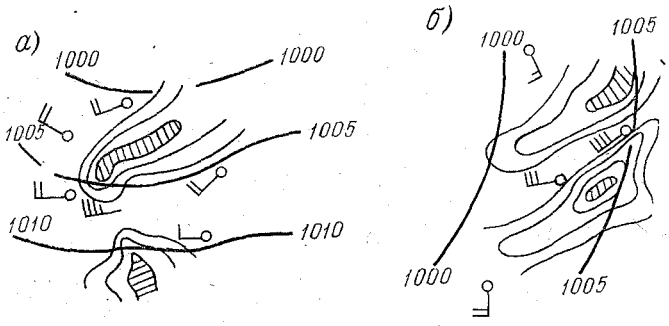

Рис. 1.4. Местные ветры в горных долинах: изобары с направлением горной долины совпадают (*а*), не совпадают (*б*).

Различают два типа местных ветров: *катабарические* — фен, бора, стоковые и *реверсивные* — бриз, горно-долинный и ледниковый. Катабарические — это нисходящие потоки воздуха, испытывающие гравитационное ускорение; реверсивные — потоки, имеющие замкнутую циркуляцию по высоте с суточной периодичностью скорости и направления.

В ряде горных районов отмечается большое разнообразие местных ветров. Особенно это характерно для прибрежной зоны крупных водоемов, окаймленных высокими горными хребтами

(Байкал, Иссык-Куль и др.). В качестве основных орографических эффектов, оказывающих влияние на ветер, можно выделить следующие: склоновый, угловой, аэродинамический, береговой.

1. Склоновый эффект представляет собой влияние склонов возвышенностей, гор и плато на формирование ветра. Скорость ветра в этом случае зависит от крутизны склона, термодинамического состояния воздушной массы и распределения барического поля. На склонах гор возникают как периодические, так и непериодические местные ветры.

Периодическим является *горно-долинный* ветер, вызванный суточным ходом поступления солнечной радиации к различным по высоте участкам гор. При малооблачной или ясной погоде наблюдается чередование в течение суток долинного и горного ветров. *Долинный ветер* (ветер из долины) возникает в первую половину дня и направлен вверх вдоль долин и склонов гор. Это вызвано тем, что верхние части гор прогреваются раньше и больше. Поднимающиеся массы воздуха компенсируются более холодными с нижних участков гор. Над склонами и в привершинной части гор могут образоваться облака, а иногда ливневые осадки и грозы. *Горный ветер* (ветер с гор) возникает как обратное течение с заходом солнца, когда горные породы, вследствие малой теплоемкости, быстро охлаждаются.

Горно-долинная циркуляция прослеживается и в случае приближения атмосферного фронта. На Кавказе, например, наблюдается следующая картина. С приближением фронта (с юго-запада) в 50...60% случаев в 2-километровом слое отмечается юго-восточный и восточный ветер. В ущельях и на склонах горных хребтов в таких потоках возникают вихри с горизонтальной осью: внизу воздух поступает с долины в горы, а выше 1,5...2 км — с гор в долину. С высотой воздушное течение разворачивается к южному и юго-западному.

Непериодические местные ветры связаны с развитием циклонов и антициклонов, образованием обширных по территории штормовых зон, охватывающих отдельные горы или горные системы. Это такие ветры, как фен, бора и стоковый. Для каждого из них по разному проявляется склоновый эффект.

Характерным для гор является такой ветер, как *фен* *. Фен — это сухой и теплый (иногда горячий) ветер, дующий с гор (рис. 1.5). На наветренной стороне склона поднимающийся воздух охлаждается по влажноадиабатическому закону ($\gamma_{ва} \simeq \simeq 0{,}6°$ С/100 м). Здесь могут выпадать обильные осадки. Потеряв практически всю влагу, воздух опускается на подветренной стороне гор и нагревается по сухоадиабатическому закону ($\gamma_{ва} = = 1°$ С/100 м), т. е. значительно быстрее, чем охлаждается. На

* На восточных склонах Скалистых гор в Канаде и США юго-западный фен известен под названием «чинук». За 1...2 часа повышение температуры может достигать 10...20° С.

участке восходящего потока воздух охлаждается на величину $\Delta T_{0-h} = -m\gamma_{ва}$, а на участке нисходящего — нагревается на величину $\Delta T_{h-0} = m\gamma_а$. Поскольку воздух нагревается больше, чем охлаждается, то приращение температуры выразится суммой

$$\Delta T = -m\gamma_{ва} + m\gamma_а = m(\gamma_а - \gamma_{ва}), \qquad (1.11)$$

где m — число сотен метров высоты горы.

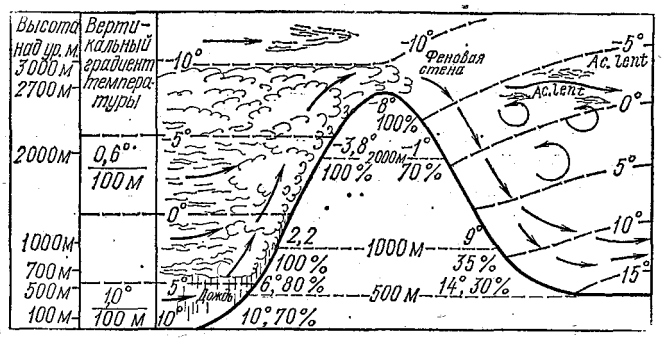

Рис. 1.5. Схема развития фена (по И. Блютгену).

Температуру на подветренной стороне $T_н$ в итоге можно найти по исходному значению температуры на наветренной его стороне $T_н$.
или

$$T_п = T_н + m(\gamma_а - \gamma_{ва}). \qquad (1.12)$$

При переходе с наветренной на подветренную сторону при фронтальных фенах нисходящие потоки воздуха могут достигать 15 м/с и более.**

При вторжении холодных масс воздуха на отдельных участках горных склонов возникает *бора*. Это сильный, направленный с гор, холодный, нисходящий ветер. Адиабатическое повышение температуры не компенсирует разницы между вторгшейся и прежней воздушной массой у подошвы горы. Бора развивается на подветренном склоне, часто граничащим с морем. Холодная масса воздуха под действием гравитационной силы «падает» в сторону моря.

Для формирования боры характерно понижение температуры на наветренной части хребта в километровом слое на 6—7° С за сутки (хр. Варада, 01.11.63 г.). С подветренной стороны на высоте 500 ... 1000 м температура повышалась на 3 ... 4° С, а в ниж-

** Сильная буря при фене в Денвере-Булдере (США) 9 января 1967 г. нанесла ущерб более чем на 1 млн. долл., а 11 января 1972 г. — на 2,5 млн. долл.

нем 300-метровом слое понижалась на 4...5° С. Днем с подветренной стороны картина обратная. В основном с подветренной стороны в нижнем 600-метровом слое температура воздуха понижается от начала до максимального развития боры. С подветренной стороны относительная влажность в течение суток на 30...40% меньше, чем с наветренной. Процесс выравнивания температур на наветренной и подветренной сторонах на уровне хребта является причиной затухания боры.

Повышение температуры воздуха у подножья горы с подветренной стороны находится в прямой зависимости от температуры воздуха на перевале. Так, на участке хребет Варада — подножье хребта г. Геленджик получено уравнение регрессии

$$T_{\text{Г}} = 0{,}94\, T_{\text{пер}} + 7{,}9, \qquad (1.13)$$

а на участке Сурамский перевал — Кутаиси (подножье)

$$T_{\text{К}} = 0{,}84\, T_{\text{пер}} + 11{,}0, \qquad (1.14)$$

где $T_{\text{Г}}$ и $T_{\text{К}}$ — температура воздуха у подножья хребта, соответственно в Геленджике и Кутаиси; $T_{\text{пер}}$ — температура воздуха на перевале.

Так, при вторжении холодного воздуха на Кавказе с северо-востока (условие для развития боры в Новороссийске) над горами образуется *пограничное струйное течение.*

Фен и бора являются нисходящими ветрами и каждый из них проявляется по-разному в зависимости от первоначальных свойств воздушного потока, подходящего к горной цепи. К ним относятся также *стоковые ветры*, обусловленные гравитационным эффектом. Они наблюдаются в горах, на ледниках, где холодный и более плотный воздух стекает вниз («ледниковый ветер»). Аналогичные ветры наблюдаются на побережье Гренландии и Антарктиды.

Стоковые ветры — это холодные воздушные течения, направленные с континента в сторону моря. Э. А. Бурман к стоковым ветрам относит бору и ветер узких горных проходов. Эти ветры возникают на фоне значительных барических градиентов при дополнительном влиянии гравитационного эффекта. При малоградиентном барическом поле (0,5 гПа/100 км) скорость стокового ветра в районе п. Мирного достигает 15 м/с, а при значительных градиентах давления (>10 гПа/100 км) в глубоких западных циклонах — 40 м/с. Стоковые ветры Антарктиды — явление зимнее. Летом они имеют суточный ход: днем сток исчезает (разность температур Пионерская — Мирный приближается к нулю), а ночью возобновляется.

2. Угловой эффект проявляется при наличии выступающих в море мысов, хребтов и других характерных элементов суши. При обтекании их оконечностей воздушным потоком и вследствие вынужденной сходимости линий тока возникают сильные ветры. Наиболее сильные ветры отмечаются в том случае, если окраина

гор или выступающий в море мыс остается справа от потока воздуха. В этом проявляется влияние силы Кориолиса. Этим, в частности, объяснятся сильный северный ветер в районе Баку (бакинский норд). Холодный воздух вторгается с северо-запада и, обтекая Апшеронский полуостров, испытывает здесь «прижимной» эффект. Этот ветер значительно сильнее градиентного.

3. Аэродинамический эффект проявляется в суживающихся ущельях и долинах в горных проходах и узкостях.

Ветры узких горных проходов возникают вследствие гидродинамического сжатия по горизонтали. Сильные ветры в этих проходах получили название по месту их возникновения. Наиболее известные из них: *джунгарские ветры евгей** и *сайкан* в горном проходе (Джунгарские ворота) между Джунгарским Алатау и горами Барлык и Майли; *урсатьевский* ветер в горловине Ферганской долины; *костека*, дующий с Курдайского перевала между Алма-Атой и Фрунзе; *кулусутайский* ветер, наблюдающийся в долине р. Эмель; *чиликский*, дующий вдоль р. Или и другие.

Аэродинамическое одностороннее сжатие — сходимость линий тока вдоль горного хребта при направлениях ветра под углом к горному хребту. Примером тому сильные северо-восточные и восточные ветры на Северном Кавказе, вызывающие «черные бури» в Ставропольском и Краснодарском краях. Скорость ветра, как это было с 3 по 7 января 1969 года, может достигать 40 м/с. Ветер, направленный под углом к вытянутым, высоко приподнятым берегам заливов, озер, рек, также усиливается вследствие односторонней сходимости линий тока.

Некоторое подобие аэродинамического эффекта наблюдается в предгорье с приближением атмосферного фронта, фронтальная поверхность которого уже покрывает вершины гор (рис. 1.6). Подфронтальное усиление ветра наблюдается на западном побережье Скандинавии, в предгорье Урала, Кавказа и других горных систем.

4. Береговой эффект сказывается на усилении ветра вдоль прибрежной полосы. Основная причина — изменение трения воздушного потока при переходе с моря на сушу, а значит, и изменение направления ветра относительно изобар. Поскольку над сушей ветер отклоняется влево от изобар на угол значительно больший, чем над морем, вдоль прибрежной полосы создается зона конвергенции потока воздуха, способствующая усилению ветра. При ветре с суши на море образуется зона дивергенции потока воздуха (рис. 1.7). В этом случае ветер вдоль берега ослабевает. Эффект усиления ветра вдоль берега был обнаружен Т. Бержероном и нередко в литературе называется «эффектом Бержерона».

---

* Юго-восточный ветер евгей имеет и другое местное название — ибэ. Это ветер ураганной силы, наблюдающийся на оз. Алаколь в Казахстане и дующий из Джунгарских ворот в холодное время года. Происхождение слова «ибэ» связывают с названием озера Эбинур в Джунгарии (встречаются названия эби, эбе).

Особо следует выделить *бриз* — местный ветер, характерный для побережья водоемов не только в горных, но и в равнинных условиях. В большинстве случаев бризовая циркуляция распространяется по высоте в пределах пограничного слоя чаще всего до 500 м, а в горных районах может подниматься до 1 км и более.

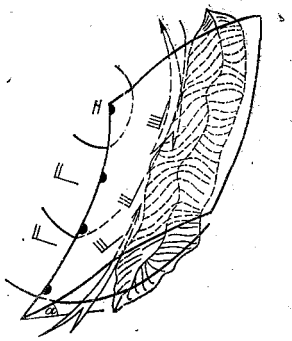

Рис. 1.6. Подфронтальное усиление ветра в предгорье.

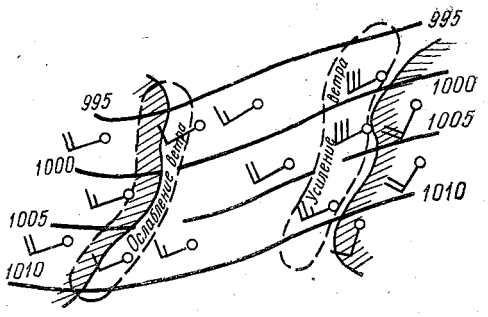

Рис. 1.7. Береговой эффект («эффект Бержерона») усиления ветра.

Морской (озерный) бриз в дневные часы проникает на сушу на десятки километров, а на горных водоемах вплоть до предгорья, образуя с долинным ветром единый по направлению поток. Скорость ветра достигает 4 . . . 6 м/с.

Береговой бриз в ночные часы заходит в море на 10 . . . 15 км, а на внутриматериковых водоемах охватывает узкую зону в несколько километров. Скорость его 1 . . . 2 м/с. Береговой бриз горных озер также часто совпадает по направлению с горным ветром. Ночной бриз протекает менее активно по сравнению с дневным ввиду меньших разностей температур суша — вода.

Бризы наблюдаются на ряде крупных озер (Ладожское, Иссык-Куль, Севан, Балхаш и др.) и на побережьях южных морей. Отмечены бризы и на крупных реках, в частности, на Волге у г. Саратова.

В сложных условиях орографии и подстилающей поверхности нередко ветер формируется под влиянием комплекса эффектов. Так, морской (озерный) бриз может совпадать по направлению с долинным ветром, а береговой — с горным. Скорость ветра, при этом, в долинах гор заметно возрастает.

Ветер, направленный под углом к сложной береговой линии, может испытывать влияние углового, берегового и аэродинамического эффектов. Это характерно для выступающих в море мысов с высокоприподнятыми обрывистыми берегами и мористее расположенных островов.

Сильные ветры по кинематическому признаку подразделяются на два основных типа: *локальные* и *подвижные*. Локальные штормовые ветры связаны с определенным географическим районом, как правило, определяющим название местного ветра. Подвижные штормовые ветры проявляются вследствие больших барических градиентов в перемещающихся сопряженных зонах циклонов и антициклонов, а также на атмосферных фронтах, преимущественно на холодных и в прилегающих за ними зонах. Локальное усиление ветра отмечается в предгорье, на выходе узких долин, открытых к преобладающим направлениям потоков воздуха, в ущельях, на перевалах и горных вершинах.

Большое разнообразие местных ветров на Кавказе, в Средней Азии и Казахстане, в горных районах Дальнего Востока и Приморья.

Рассмотрим влияние орографии на скорость ветра вдоль склона. Согласно И. А. Кибелю при наличии гор горизонтальные компоненты геострофической скорости ветра записываются в виде:

$$u_h = -\frac{p_0}{p}\frac{1}{l}\frac{\partial H}{\partial y}, \quad v_h = \frac{p_0}{p}\frac{1}{l}\frac{\partial H}{\partial x}, \tag{1.15}$$

где p_0 — давление, приведенное к уровню моря; p — давление на поверхности горы на высоте h; H — геопотенциальная высота на уровне вершины (хребта) горы.

Под влиянием орографии направление и скорость ветра меняются не только у подножья гор. Скорость ветра претерпевает изменения и вдоль склонов хребта. Горный хребет, при этом, вызывает отклонение ветра от геострофического. Геострофические компоненты скорости ветра как функции координат (x, y, p) в случае набегания потока под прямым углом к хребту находятся из соотношений:

$$u'_h = -k\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right), \quad v'_h = 0; \tag{1.16}$$

где k — коэффициент, зависящий от выбора единиц.

В формуле (1.16) $\frac{\partial h}{\partial x}$ — тангенс угла склона горы или крутизна склона горы, а $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$ — кривизна профиля горы.

Рассмотрим изменение горизонтальной составляющей ветра с высотой вдоль склона идеализированного куполообразного хребта. Ось x направления потока V ориентирована нормально к хребту. Склон хребта как наветренный, так и подветренный разобьем на три характерных участка, как это видно из рис. 1.8. На наветренном склоне при $\frac{\partial h}{\partial x} > 0$ (h вдоль x увеличивается) имеем:

на первом участке (у подножья горы)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)=\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_3-\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_1>0. \qquad (1.17)$$

Отсюда $u'_h<0$ и $u<u_g$, т. е. фактический ветер меньше геострофического;

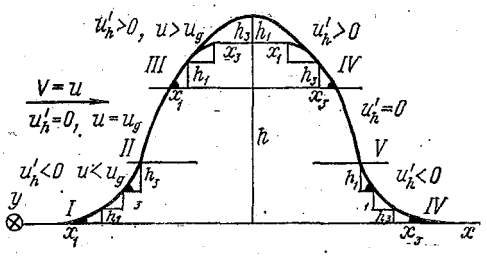

Рис. 1.8. Распределение орографических возмущений горизонтального потока по склонам хребта.

на втором участке (средняя часть склона горы)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)=0,$$

следовательно, и $u'_h=0$, т. е. $u=u_g$;

на третьем участке (привершинная часть склона горы)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)=\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_3-\left)\frac{\partial h}{\partial x}\right)_1<0. \qquad (1.18)$$

Отсюда $u'_h>0$, а значит, $u>u_g$ — поток усиливается и достигает максимума скорости, превышающей геострофическую, у вершины хребта. На подветренном склоне $\frac{\partial h}{\partial x}<0$ (h вдоль x уменьшается) сохраняется прежнее распределение скорости ветра;

на четвертом участке

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial b}{\partial x}\right)=\left(-\frac{\partial h}{\partial x}\right)_3-\left(-\frac{\partial h}{\partial x}\right)_1<0 \qquad (1.19)$$

и

$$u'_h>0, \quad u>u_g;$$

на пятом участке

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)=\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_3-\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_1=0 \qquad (1.20)$$

и

$$u'_h=0, \quad u=u_g;$$

на шестом участке (подножье хребта)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)=\left(-\frac{\partial h}{\partial x}\right)_3-\left(-\frac{\partial h}{\partial x}\right)_1>0. \qquad (1.21)$$

Отсюда $u'_h<0$ и $u<u_g$.

Итак, из формул (1.17)—(1.21) видно, что скорость набегающего потока претерпевает изменения на различных участках выпуклых форм рельефа.

Микроклиматические наблюдения показывают (табл. 1.3), что действительно скорости ветра над различными точками рельефа u заметно отличаются от скорости ветра над ровной поверхностью u_0.

Таблица 1.3

Отношение скорости ветра над различными точками рельефа u к скорости ветра на ровном месте u_0

Форма рельефа	Микроклиматические наблюдения		Эксперименты в аэродинамической трубе	
	Угол склона, град.	$\eta=u/u_0$	Угол склона, град	$\eta=u/u_0$
Вершины открытых возвышенностей	10	1,4—1,5	15	1,30
Вершины небольших пологих возвышенностей	10	1,1—1,2	6	1,10
Средние части наветренных склонов	10	1,0—1,1	15	1,10
Подветренные склоны возвышенностей:				
верхняя часть	10	1,0—0,9	15	1,05
нижняя часть		0,6	18	0,50
Подветренные склоны возвышенностей	10	0,6—0,7	6	0,80

Разность скоростей ветра на наветренной и подветренной сторонах хребта может быть значительной. Так, например, при слабом северо-западном ветре на наветренной стороне Сурамского хребта (Тбилиси) на перевале и с подветренной стороны хребта (Кутаиси) скорость восточного ветра достигает штормовых значений. Это различие тем больше, чем больше разность давлений между наветренной и подветренной сторонами горного хребта (рис. 1.9).

Под влиянием орографии изменяются не только горизонтальные компоненты скорости, но и вертикальная ее компонента. С приближением к горам поток воздуха приобретает добавочную вертикальную скорость, которая определяется по формуле

$$w_h = u_h \frac{\partial h}{\partial x} + v_h \frac{\partial h}{\partial y}, \qquad (1.22)$$

где u_h, v_h — компоненты набегающего потока, h — высота горы.

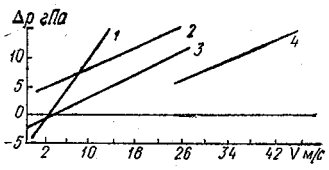

Рис. 1.9. Связь скорости ветра на уровне флюгера с разностью давлений Δp между наветренной и подветренной сторонами горных хребтов: *1* — Геленджик (при боре); *2* — Кутаиси (при внутримассовом фене); *3* — Новороссийск (при боре); *4* — Кутаиси.

Если ось x ,как и в предыдущем случае, направить по нормали к горному хребту и принять $h = \text{const}$, то $\frac{\partial h}{\partial y} = 0$ и формулу (1.22) перепишем в виде

$$w_h = u_h \frac{\partial h}{\partial x} = V \operatorname{tg} \alpha, \qquad (1.23)$$

где V — скорость ветра набегающего потока, α — угол наклона поверхности горы к горизонту.

В соответствии с (1.23) видно, что на наветренной стороне горы $w_h > 0$, так как $\frac{\partial h}{\partial x} > 0$ (рис. 1.10). Соответственно, у подошвы склона $w_h = 0$, в средней части его, где $\frac{\partial h}{\partial x}$ достигает максимума, $w_h = w_{\text{макс}}$ и, наконец, на вершине горы $w_h = 0$. Аналогичное распределение нисходящего потока при $\frac{\partial h}{\partial x} < 0$ устанавливается на подветренной стороне горы.

В конкретных горных районах следует учитывать реальные геометрические характеристики рельефа. Рассматривается ли одиночный горный хребет или система горных хребтов, вычисления компонентов скорости будут иметь свои различия. Кроме того, воздух является вязкой средой, что накладывает дополнительные трудности в решении задачи.

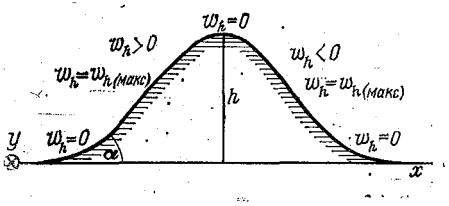

Рис. 1.10. Распределение орографических возмущений вертикальных движений по склонам хребта.

Рассмотрим, далее, типичную картину формирования вертикальных потоков, турбулентности и характера облачности при фронтальном переливании воздушных масс через Большой Кавказский хребет. Процесс переваливания сопровождается образованием *орографических волн, подветренных вихрей,* нисходящих и турбулентных потоков с подветренной стороны. Эти явления отмечаются при условии, если с наветренной стороны направление ветра составляет с горным хребтом угол близкий к 90 . . . ±30°. Скорость ветра в таких случаях растет равномерно с высотой. Если на уровне горного хребта она достигает 8 м/с и более, то возникает турбулентный поток, если же меньше 8 м/с, то развиваются орографические волны и подветренные вихри.

При наличии струйного течения под его холодной частью с наветренной стороны хребта формируются слоистообразные и кучево-дождевые облака, а с подветренной чечевицеобразные и вихревые облака в зоне сильных нисходящих воздушных потоков (фронтальный фен). На подветренной стороне параллельно горному хребту образуются вихревые облака подобно кучевым и разорвано-кучевым (рис. 1.11). Иногда они сливаются с чечевицеобразными, которые простираются до тропопаузы. В вихревых облаках возникает опасная турбулентность с восходящими и нисходящими потоками со скоростями, достигающими 25 м/с. Облачная масса в них имеет постоянное видимое хаотическое движение.

С подветренной стороны горных хребтов наблюдается сильная турбулентность, в значительной мере обусловленная вертикальными сдвигами ветра. Согласно В. И. Воробьеву, вертикальные сдвиги ветра в горных районах в 2 . . . 3 раза больше, чем на при-

легающей равнине, что является причиной нередко сильной турбулентности и болтанки самолетов в горах.

Болтанка самолетов достигает штормовых значений и распространяется до высоты 5...10 км как с наветренной, так и с подветренной стороны горных хребтов, чаще всего она наблюдается с подветренной стороны. Наиболее ощутима она на расстоянии 25...30 км вдоль потока от горных хребтов, которые могут быть

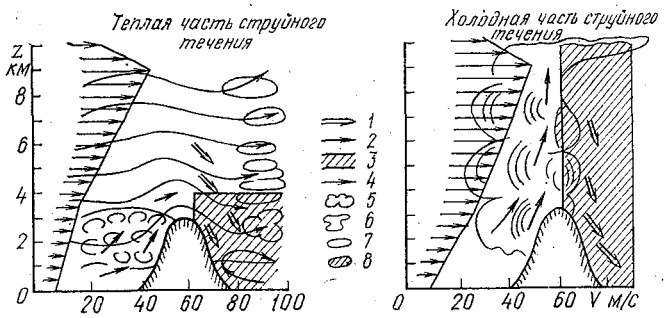

Рис. 1.11. Распределение скорости ветра, облачности, восходящих и нисходящих движений и болтанки самолетов в теплой и холодной частях струйных течений горных районов в зависимости от высоты (по М. С. Шелковникову): *1, 2* — нисходящие и восходящие потоки; *3* — турбулентность; *4* — горизонтальная скорость ветра; *5, 6, 7, 8* — слоисто-кучевые, кучево-дождевые, чечевицеобразные и вихревые облака соответственно.

как прямолинейными (Балканы, Кавказ, Копетдаг, Скалистые горы), так и дугообразные (Западные и Восточные Альпы, Саяны).* Влияние на ветер холмистого рельефа местности изучалось С. А. Сапожниковой и М. А. Гольберг.

Увеличение скорости ветра на наветренных склонах и вершинах достигает 10...40%, а уменьшение на подветренных склонах и в низких составляет 20...50%. С увеличением скорости ветра, особенно днем, влияние рельефа при небольших (до 200 м) перепадах уровней, заметно ослабевает.

Отношения средней скорости ветра при различных условиях рельефа к средней скорости ветра в открытой ровной местности обобщены Е. Н. Романовой и частично представлены в табл. 1.4.

---

* На больших высотах над горами вследствие значительной турбулентности возможно сваливание самолета, вызванное резкой потерей высоты. Так, самолет Б-707 10 января 1964 года к западу от Денвера (США) свалился и падал 5000—5500 м.

Таблица 1.4

Зависимость коэффициента k от рельефа местности

Форма рельефа	Время суток	Скорость ветра на ровном месте, м/с	
		от 3 до 5	от 6 до 10
Открытое ровное место		1,0	1,0
Вершины открытых возвышенностей:			
более 50 м	День	1,4—1,5	1,2—1,1
	Ночь	1,8—1,7	1,5—1,4
менее 50 м	День	1,3—1,4	1,1
	Ночь	1,7—1,6	1,3—1,4
Наветренные склоны крутизной 3...10°:			
верхняя часть	День	1,2—1,3	1,0—1,1
	Ночь	1,4—1,6	1,2—1,3
нижняя часть	День	1,0	0,9—1,0
	Ночь	0,8—0,9	1,0
Подветренные склоны крутизной 3...10°:			
верхняя часть	День	0,9—0,8	0,8—0,9
	Ночь	0,9—1,0	0,9—1,0
нижняя часть	День	0,8—0,7	0,7—0,6
Дно долин, продуваемых ветром	День	1,2—1,1	1,1—1,0
	Ночь	1,5—1,3	1,3—1,4
Дно долин, не продуваемых ветром	День	0,8—0,7	0,7—0,6
	Ночь	0,6 и менее	

На наветренном склоне, в его верхней части скорость ветра может превышать отмечаемую над равниной на 60%. Скорость ветра на вершинах на 10...80% больше, чем на открытом ровном месте. Причем это отношение растет с увеличением высоты горы, а кроме того, от дня к ночи. Ночью у подножья гор скорость ветра ослабевает на большую величину, чем на вершине. На подветренном склоне характерно уменьшение скорости ветра до 30...40%.

При интенсивном развитии барических образований на фоне сильных ветров в равнинных условиях указанные различия менее выражены.

Характеристика некоторых региональных ветров в горных районах

1. Юго-запад ЕТС

Наибольшие скорости ветра в регионе отмечаются в холодную часть года: с конца осени до начала весны. В этот период над югом Украины и Крымом характерными являются северо-восточные ветры, вызывающиеся влиянием юго-западной периферии континентального антициклона при сохранении низкого давления над Черным морем.

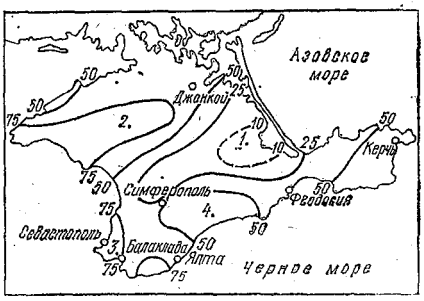

Рис. 1.12. Наибольшее число дней с сильным ветром ($V \geqslant 15$ м/с).

Сильные ветры ($V \geqslant 15$ м/с) на юго-западе ЕТС, и в частности в Крыму, хотя и редки, тем не менее, оказывают значительное влияние на ряд отраслей народного хозяйства. Сведения о них нужны и в курортной зоне Крыма. В силу особенностей орографии дадим краткую региональную характеристику ветра в Крыму.

Период с сильными ветрами в Крыму начинается во второй половине октября и продолжается до апреля. По числу дней с сильным ветром выделяются четыре зоны: 1) затишная, 2) продувная, 3) обдуваемая и 4) сравнительно защищенная (рис. 1.12).

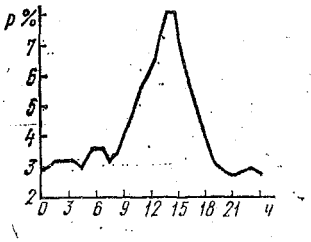

Рис. 1.13. Повторяемость p ветра скоростью 20 м/с и более в течение суток в Симферополе.

Характерным для Крыма является четко выраженный суточный ход повторяемости ветров более 20 м/с (рис. 1.13), что соответствует суточному ходу термической конвекции. Скорости ветра 25 м/с и более наблюдаются также при указанном выше синоптическом процессе. Циклоны, которые при этом выходят с территории Турции на восток Черного моря отличаются интенсивным развитием. При длительных северо-восточных штормах нередко отмечаются скорости ветра до 30 м/с и более.

В узкой полосе (5...7 км) прибрежного предгорья Крыма режим ветра существенно различается. Чаще других (27%) отмечается северо-западный — майстра и восточный — левант (24%), что связано с ориентацией долин и самого южного берега Крыма.

Восточные ветры зимой вызывают местные бури в виде обвала холодного воздуха с перевалов в сторону моря. Накопившийся на яйлах холодный воздух образует катабатический сток — бороподобный ветер. Пример тому бора с Ай-Петринского перевала в сторону Ялты, так называемый трамонтан.

В Крыму наблюдаются и южный и юго-восточный ветер — гарбий. Это редкий, но сильный прибойный ветер.*

2. Кавказ

На территории Кавказа выделяется несколько районов с сильными ветрами: 1) долина реки Риони (максимум в Кутаиси); 2) долина реки Куры (максимум в Тбилиси); 3) Апшеронский полуостров (максимум в Баку и на Нефтяных Камнях); 4) Ставропольская возвышенность. Наиболее часто сильные ветры наблюдаются на открытых перевалах (перевальные ветры) и на вершинах Большого и Малого Кавказа. Так на Мархотском перевале число дней в году с сильным ветром достигает 200 и более.

Увеличение барических градиентов и скорости ветра наблюдается преимущественно зимой. Летом сильный ветер связан, как правило, с прохождением атмосферных фронтов. Районы распространения сильных ветров зависят не только от охвата территории штормовой синоптической ситуацией, но и местных орографических условий. Влияние орографии на ветер сильно проявляется в долине реки Кубань между Кавказским хребтом и Ставропольским плато. У выхода из долины расположен Армавир, где скорость юго-восточного ветра может достигать 60 м/с.

Сильные, как восточные, так и западные ветры наблюдаются на Ставропольском плато (700...800 м на ур. м.). Скорость ветра здесь может достигать 50 м/с. При перемещении по ЕТС глубоких циклонов и ложбин в Ставрополе наблюдаются сильные западные ветры.

3. Средняя Азия

Для Средней Азии характерны преимущественно локальные штормы в предгорной и среднегорной зонах, в узких, открытых преобладающим направлением ветра, долинах, в ущельях и на перевалах.

---

* Именно с этим ветром была связана знаменитая Балаклавская буря 14 ноября 1854 г., причинившая большие потери англо-французскому флоту, осаждавшему берега Крыма у Балаклавы вблизи Севастополя.

Многие местные ветры, такие, как урсатьевский (бекабадский), ветры в Ахангорской и Гиссарской долинах, а также по среднему течению Амударьи возникают при выходе южных циклонов, сопровождающихся интенсивной адвекцией тепла. Другие местные ветры являются следствием прохождения холодного фронта нередко с грозами. Это, например, кокандец, афганец в верхнем течении Амударьи, казанджикские ветры в Туркмении, улан у Иссык-Куля и др.

При определенных синоптических условиях возможны редкие, внезапные штормы (варзобский шквал, южные штормы в Тамге).

Раз в 20 лет скорость ветра 30 м/с и более наблюдается на горных хребтах, в крупных долинах и впадинах, на высокогорных плато, в центральной части пустыни Кызылкум и вдоль среднего течения Амударьи.

4. Юго-восток Западной Сибири

На юго-востоке Сибири сильный ветер наблюдается часто в Кулундийской и Барабинской степях. В Томской и на севере Новосибирской области сильные ветры — явление сравнительно редкое, за исключением поймы р. Оби.

Частые сильные ветры отмечаются в горах Алтая: на плато северного отрога Катунского хребта, на высокогорной станции Кара-Тюрек (высота 2700 м) и в ряде других мест. Скорости ветра 20 м/с и более в значительной степени зависят от местных условий. Часты штормы на юге Новосибирской и в Кемеровской областях. Ветры с особо опасной скоростью ежегодно наблюдаются на станции Киселевск.

В различных физико-географических районах сильный ветер сопровождается различными сопутствующими явлениями: пыльными бурями, метелями, ливнями и грозами, гололедными отложениями и др. Значительное влияние оказывает сильный ветер на формирование гидрологических процессов суши и морей.

1.4. МЕСТНЫЕ ИСКАЖЕНИЯ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ

Рассмотрим лишь частный случай нарушения распределения поля давления под влиянием орографии. Расположение барических образований относительно горного хребта может быть таким, при котором часть фиксированных изобарических поверхностей «прерываются» этим хребтом. Вследствие чего некоторые отрезки изобар в пределах склона хребта становятся фиктивными. Образуются так называемые *орографические изобары.*

Изобарические поверхности $p=p(x, y, z)=\text{const}$ испытывают «разрыв» на одной из сторон горного хребта, что приводит к нарушению распределения горизонтального градиента давления. Если при отсутствии горного хребта (рис. 1.14) изобары

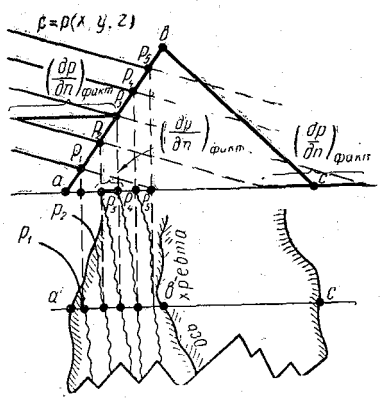

Рис. 1.14. Орографические изобары.

$p=p(x, y)$ распределяются так, что $\frac{\partial p}{\partial n}=\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_{\text{факт}}$, то наличие горного хребта приводит к образованию $\frac{\partial p}{\partial n}=\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_{\text{фикт}}$. Фиктивный барический градиент $\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_{\text{фикт}}$ создает ложное представление о большой густоте изобар и о возможных значительных скоростях ветра при таком их распределении. В действительности, скорости ветра на склоне горы в целом соответствуют $\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_{\text{факт}}$. Таким образом, слабые ветры являются показателем орографических изобар вдоль всей зоны сгущения изобар в горах.

В зависимости от конфигурации и сложности горного хребта или системы хребтов орографические изобары принимают различное очертание и «густоту».

1.5. ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

Под влиянием подстилающей поверхности значения метеорологических величин в зоне фронтов постоянно меняются. Это относится к ветру, температуре и влажности. Даже относительно ровная подстилающая поверхность оказывает влияние на свойства воздушной массы в зоне фронта и протекающие в нем метеорологические атмосферные процессы. Особенно заметная эволюция

фронта наблюдается при переходе им с одной подстилающей поверхности на другую, например, с суши на море или наоборот. Поверхность суши, обильная водоемами, способствует поступлению влаги в зону фронта, а над пустыней атмосферные фронты теряют влагу и нередко на карте погоды обнаруживаются в виде «сухих фронтов».

Деформация атмосферных фронтов за счет орографии

Наибольшее влияние на фронты оказывают горы. Под влиянием орографии атмосферные фронты изменяют направление и скорость движения. В предгорье они иногда надолго задерживаются. На одних участках фронты могут обостряться, на других — размываться, возможно образование фронтальной волны, что может явиться началом развития нового циклона.

Иначе атмосферные фронты в горах испытывают сложную деформацию и эволюцию (рис. 1.15, *а*). Перемещение фронтов через горы, а тем более через горные системы, сопровождается изменением физических характеристик воздушной массы в зоне фронта. Меняется горизонтальное и вертикальное распределение скоростей ветра как в предфронтальной зоне, так и непосредственно в зоне фронта. Изменяются и термогигрометрические характеристики воздушной массы.

Фронты приобретают сложную деформацию при встрече с системой хребтов, вытянутых навстречу движению фронта. Степень деформации фронта зависит от высоты и сложности орографии. Деформация фронта проявляется по-разному в зависимости от угла, под которым он перемещается к горному хребту. Если циклон проходит севернее горного хребта, то часто периферия теплого или холодного фронта прижимается к склонам хребта. Эта часть фронта подолгу держится вдоль хребта, обусловливая пасмурную с осадками погоду — «эффект прижимания» (рис. 1.15, *б*). Такой процесс нередко наблюдается на Карпатах, Северном Кавказе, Копетдаге, Тянь-Шане и в других горных районах при северных и северо-западных холодных вторжениях.

Приобретая конфигурацию гор, фронт смещается вверх по сложным склонам, подвергаясь влиянию не только подстилающей поверхности, но и воздействию местных горных ветров. Оконтуривая склоны гор, отдельные участки фронта могут иметь встречные движения. В результате чего они смываются, образуя *орографическую окклюзию* (рис. 1,15, *в*, *г*). Как правило, такой процесс связан с перемещением через горы холодных фронтов. Холодная воздушная масса, стекающая с перевалов, может быть в виде *фена переваливания* или, если за холодным фронтом масса воздуха очень холодная, то на некоторых перевалах возможна *бора*. На отдельных участках образуются феновые разрывы фронта.

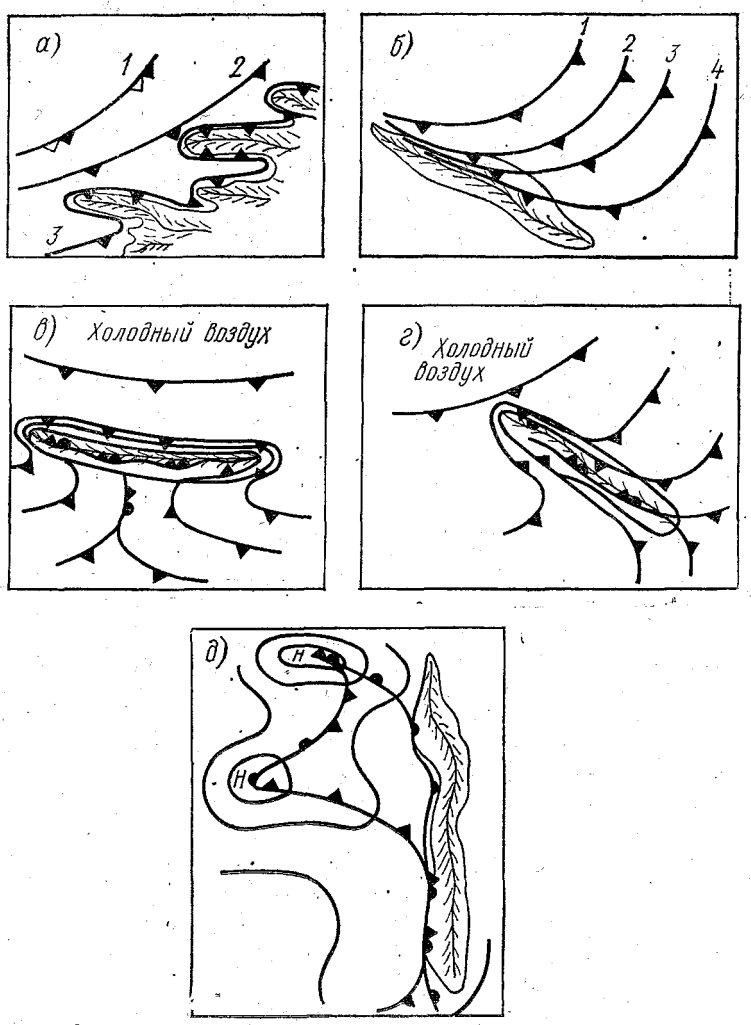

Рис. 1.15. Влияние орографии на атмосферные фронты: *а* — деформация холодного фронта вдоль хребтов горной системы; *б* — прижимание холодного фронта к склону горного хребта; *в* — образование орографической окклюзии (фронт расположен вдоль хребта); *г* — образование орографической окклюзии (фронт расположен поперек хребта); *д* — образование секклюзии.

Под влиянием орографии теплый фронт задерживается вдоль хребта, в результате чего образуется *секклюзия*. Секклюзия — это сложный фронт, образованный слиянием двух фронтов: теплого фронта, задержанного горами и связанного с основным циклоном, и холодного фронта, достигшего того же предгорья, но связанного с частным циклоном, находящимся в барической ложбине основного (рис. 1.15, *д*). Такие процессы иногда наблюдаются, например, вдоль Уральских гор.

Эволюция атмосферных фронтов за счет орографии

Фронты на наветренной стороне горного хребта, как правило, обостряются, а на подветренной — размываются. Обострение фронта связано с увеличением горизонтальных градиентов температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)$ непосредственно в предгорье и вертикальных движений $\frac{\partial w}{\partial x} > 0$, связанных с вынужденным подъемом воздушной массы вдоль склона горного хребта.

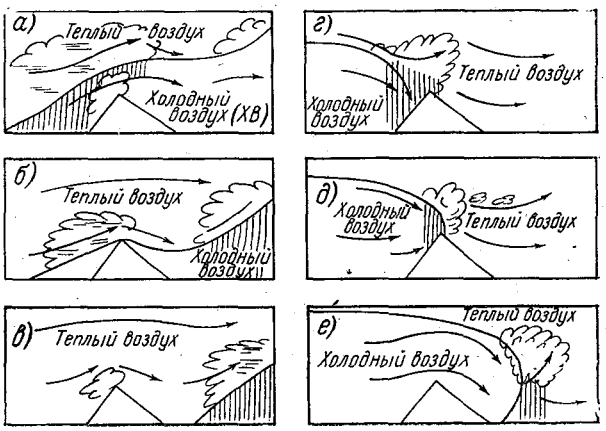

Рис. 1.16. Схема переваливания теплого (*а*, *б*, *в*) и холодного (*г*, *д*, *е*) фронтов через горы.

В зоне теплого фронта, ориентированного параллельно горному хребту, при подходе к горам увеличиваются восходящие движения и мощность облаков, расширяется зона осадков и усиливается их интенсивность (рис. 1.16, *а*, *б*, *в*). Такой процесс называется *топографическим, или орографическим фронтогенезом*. Основным фактором «обострения» фронта перед горами являются орографические восходящие движения. Однако поскольку зона орографических восходящих движений неподвижна, то процессы оро-

графического облакообразования и расширения зоны осадков будут зависеть от продолжительности пребывания частиц воздуха в этой зоне, а значит, от направления потока к хребту и скорости ветра вне орографического слоя воздуха. Благоприятные этому процессу условия: сочетание сильного ветра, направленного к хребту внизу, сменяющегося слабым параллельным оси хребта на уровнях горной свободной атмосферы. Примером может быть высотная депрессия над горами. Более часто этот процесс отмечается, когда фронт располагается под большим углом к горному хребту (рис. 1.17) и когда на наветренном склоне термический ветер направлен от хребта.

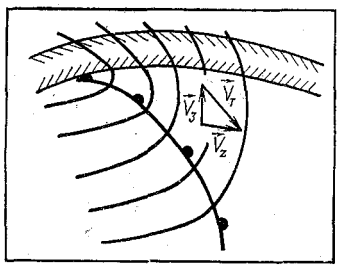

Рис. 1.17. Схема обострения теплого фронта у горного хребта.

Нисходящие движения на подветренных склонах приводят к размыванию облачности за хребтом. Осадки непосредственно за хребтом прекращаются вследствие фенового эффекта. На значительном расстоянии за хребтом в приземной барической ложбине фронт восстанавливается. Процесс восстановления тем заметнее, чем холоднее масса воздуха перед фронтом. Например, над Скандинавией теплые фронты быстро восстанавливаются зимой и слабо или вовсе не восстанавливаются (размываются) летом.

С приближением к горной цепи холодного фронта массы теплого воздуха начинают более интенсивно вытесняться вверх. Перед хребтом увеличивается ширина зоны осадков и усиливается их интенсивность (рис. 1.16, *г*, *д*, *е*). После переваливания, так же как и у теплого фронта, сказывается влияние фенового эффекта.

1.6. ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ПЕРЕМЕЩЕНИЕ БАРИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Чем больше макрошероховатость поверхности суши, тем больше она оказывает тормозящее влияние на скорость перемещения барических образований. Возвышенности с малыми высотами практически не меняют их скорость. С приближением к горным хребтам скорость перемещения этих образований убывает. Тормозящий эффект гор прямо пропорционален высоте гор. При высоте гор около 1 км низкие барические образования замедляют свое движение. Однако при больших скоростях потоков в тропосфере они не оказывают существенного влияния на перемещение и эволюцию циклонов и антициклонов. Перед горами высотой более 1 км средние и высокие барические образования испытывают тормозящий эффект и могут стационировать. Высокие горы задерживают низкие и холодные антициклоны.

Поскольку горные хребты играют роль гребней, то циклоны стремятся обогнуть меридианально ориентированные горные хребты по часовой стрелке. Этот эффект на фоне общего переноса, обусловленного термобарической структурой атмосферы, не всегда обнаруживается и циклоны часто пересекают горные хребты. Этот эффект отхода хребта с севера ярче выражен, когда циклоны медленно смещаются с запада. Компонента скорости потока c_x нормальная к хребту c (рис. 1.18). С подходом барического образования компонента c_y еще больше увеличивается. Если же циклон смещается с юго-запада, то огибание горного хребта по часовой стрелке более вероятно. Тем самым направление высотных потоков предопределяет в значительной мере направление движения барического образования относительно горного хребта.

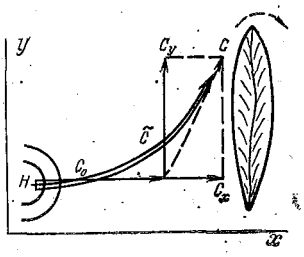

Рис. 1.18. Изменение направления движения циклона под влиянием горного хребта (c_0 — направление движения циклона на удаление от хребта; c — направление движения циклона перед хребтом; $\tilde{c}$ — усредненное движение циклона).

В некоторых случаях циклоны не огибают хребет, а переваливают через него почти вдоль параллели или под углом с северо-запада на юго-восток, или проходят южнее, то есть огибают хребет против часовой стрелки. Это может быть при интенсивной широтно ориентированной ВФЗ или в случае быстро развивающегося ныряющего циклона. Антициклоны подвергаются тому же влиянию, но в меньшей степени.

Согласно М. И. Юдину перемещение барических центров без учета влияния гор определяется осредненным пространственным ведущим потоком по формуле

$$M = 0{,}72 \sum_{r=660}^{6} H_{850} - 0{,}30 \sum_{r=330}^{6} H_{850} - 1{,}3\, H_{850} + H_{500} + \\ + 2{,}8\, H_{700} + n(\varphi), \qquad (1.24)$$

где M — функция пространственного распределения геопотенциальных высот изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа; $n(\varphi) = 0{,}67\ (\varphi - 55{,}5°)$ — величина, учитывающая изменение параметра Кориолиса с широтой. Индекс суммы означает суммирование по 6-и точкам в радиусе 660 и 330 км.

Дополнительные скорости за счет влияния рельефа согласно А. С. Дубову могут быть записаны в виде

$$c_x = -0{,}031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad c_y = 0{,}031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x}, \qquad (1.25)$$

где h — высота рельефа (в м), $\frac{\partial h}{\partial x}$ и $\frac{\partial h}{\partial y}$ — характеризуют кру-

тизну склона горного хребта. Если горный хребет ориентирован меридионально, то $\frac{\partial h}{\partial y}=0$ и вместо (1.24) запишем

$$M=f(H_{850},\ H_{700},\ H_{500})+n(\varphi)+0{,}031\,h, \qquad (1.26)$$

где $0{,}031\,h$ — поправка за счет орографии. Проверка показала, что с введением поправки по Дубову угловая ошибка в расчете траекторий циклонов уменьшается. Под влиянием рельефа центры циклонов приобретают дополнительную скорость («эффект Дубова»). Орографическая поправка к скорости составляет в среднем 5...10 км/ч. Максимальный орографический прирост скорости оказывается на участке траектории, где кривизна обтекания горного хребта наибольшая.

Заметное изменение траекторий циклонов вызывают такие горы, как Скандинавские, Кавказские, а также многие горные хребты Средней и Центральной Азии и Дальнего Востока.

1.7. ОРОГРАФИЧЕСКИЙ ЦИКЛОГЕНЕЗ

Влияние подстилающей поверхности на циклоны и антициклоны проявляется как через макрошероховатость поверхности суши, так и через ее термическое состояние.

У оконечностей горных хребтов, в долинах, окаймленных горами, и в других специфических условиях местности складываются внешние условия, нарушающие стационарный поток в нижней части тропосферы. Возникают крупномасштабные деформации. При этом возможна такая перестройка термобарического поля, которая приводит к образованию нового циклона. Наиболее часто в пределах АЕСП циклоны возникают в районе мыса Гаттерас (США), у южной оконечности Гренландии, у южной оконечности Скандинавских гор — в районе Скагеррракского пролива, у южной оконечности Альп — в районе Генуэзского залива, в пределах северной части Среднедунайской равнины, окаймленной горами, и в других районах.

Местные циклоны орографического происхождения, такие, как скагеррракские, генуэзские, венгерские, южно-карпатские и другие получили, таким образом, названия по месту их возникновения.

Возникновение и развитие скагеррракского циклона

Рассмотрим образование скагеррракского циклона на теплом фронте. Такие циклоны возникают на южном участке теплого фронта, движущегося с запада к побережью Скандинавии. Приближаясь к меридианально ориентированной горной цепи, фронт замедляет движение и становится квазистационарным. Южная часть фронта над Северным морем продолжает смещаться на восток в сторону Скагеррракского пролива (рис. 1.19).

К этому времени над Скандинавией располагается местный антициклон. Это низкий антициклон термического происхожде-

ния, образовавшийся под влиянием выхоложенного горного массива. Холодный воздух по южной периферии антициклона проникает на юг Скандинавии, способствует дальнейшей деформации фронта и образованию его холодного участка. Возникающая при этом перестройка термобарического поля, появление зоны с адвекцией холода способствуют зарождению нового циклона и окончательному его оформлению у поверхности земли (рис. 1.20).

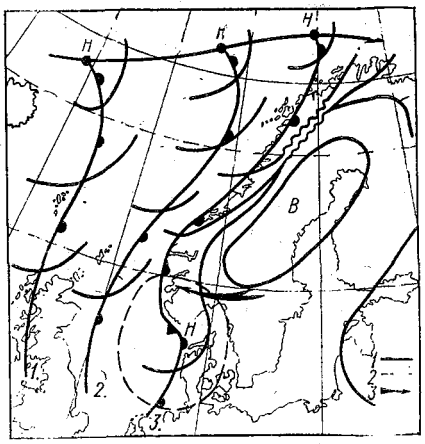

Рис. 1.19. Схема условий образования скагерракского циклона: *1* — изобары; *2* — изотенденции; *3* — траектория вторжения холодного воздуха в тыл образовавшейся волны.

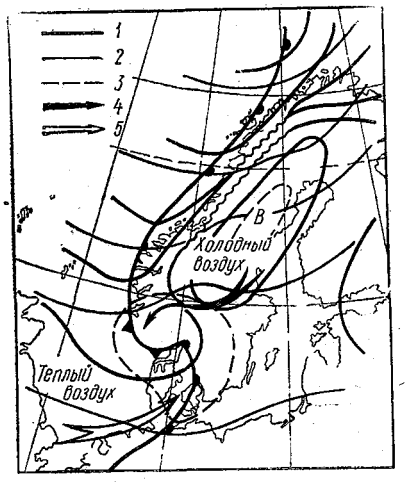

Рис. 1.20. Развитие скагерракского циклона: *1* — изобары; *2* — изогипсы H_{700}; *3* и *4* — то же, что и на рис. 1.19; *5* — траектория движения теплого воздуха.

В районе фронтальной волны появляется область падения давления, достигающая 1 . . . 2 гПа/3 ч и связанная с адвекцией тепла и положительной адвекцией вихря скорости. Благоприятным условием развития образовавшегося циклона является еще и то обстоятельство, что изогипсы в верхней тропосфере над хребтом приобретают изгиб в сторону пониженного давления. Появляется так называемый орографический гребень. Его появление приводит к усилению расходимости изогипс у южной оконечности хребта. Следовательно, понижению давления к югу и юго-востоку от оконечности горного хребта способствует и отрицательной дивергенцией скоростей ветра, наблюдаемая при расходимости изогипс. Углубление высотной ложбины, в свою очередь, будет способствовать более активному развитию скагерракского циклона.

Основной циклон, с которым связан деформированный теплый фронт, находится значительно севернее, над Норвежским морем, и в последующем огибает Скандинавию вдоль Арктического побережья. Термобарическая структура нового циклона принципи-

ально не отличается от других циклонов фронтального происхождения. Вся разница лишь в начальной стадии зарождения. Горные районы южной Скандинавии являются своего рода орографическими стимуляторами нарушения устойчивости фронтальной поверхности. С потерей устойчивости и образуется фронтальная волна.

Скагерракские циклоны возникают как на теплых, так и на холодных фронтах. Дальнейшее их смещение на восток может существенно изменить погодные условия над западными и северо-западными районами ЕТС. Однако такие циклоны редко развиваются интенсивно, так как область холода над Скандинавией часто ограничена по площади и высоте.

Возникновение и развитие генуэзского циклона

Генуэзский циклон возникает при аналогичных условиях орографического влияния, как правило, в холодную половину года. Зарождение циклона наблюдается у южной оконечности западных Альп, в районе Генуэзского залива. Этому предшествует синоптическая ситуация, которая предопределяет необходимые началь-

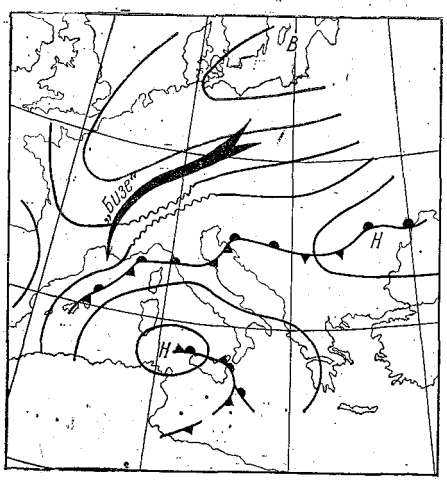

Рис. 1.21. Схема образования генуэзского циклона. (Обозначения те же, что и на рис. 1.19—1.20).

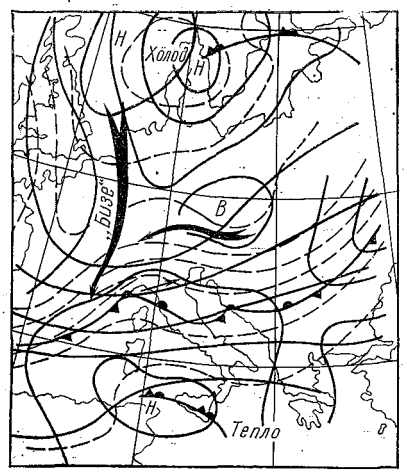

Рис. 1.22. Схема развития генуэзского циклона (квазистационарные волны).

ные условия (рис. 1.21). По периферии заполняющегося циклона над Данией холодный воздух проникает в центральные районы Западной Европы. Следуя конфигурации края Альп, массы воздуха устремляются вдоль реки Роны (ветер «бизе») в направлении к депрессии на Средиземном море.

Волна образуется над Лигурийским морем — Генуэзским заливом на холодном или стационарном фронте, расположенном вдоль северного побережья Средиземного моря. Образовавшаяся волна смещается через Генуэзский залив на север Италии и далее на северо-восток к западным районам ЕТС.

Аналогичные условия складываются при развивающемся холодном гребне высокого давления над Западной Европой (рис. 1.22). Возникшая на фронте волна будет развиваться, если к этому моменту в тропосфере сформировалось необходимое для этого термобарическое поле. Дополнительным фактором является контраст температур суша — море, достигающий наибольших значений в холодную половину.

Возникновение и развитие карпатского циклона

Орографический циклогенез возможен и при широтно ориентированных горных системах. Примером тому служит образование местного циклона в Восточном Прикарпатье. Это сравнительно неглубокие (давление в центре 1005—1010 гПа) и малые по размерам циклоны. Возникают карпатские циклоны в основном в холодное время года, что связано с обширным вторжением холодного воздуха в значительной толще тропосферы с севера Скандинавии на Центральную Европу и Среднедунайскую низменность (рис. 1.23).

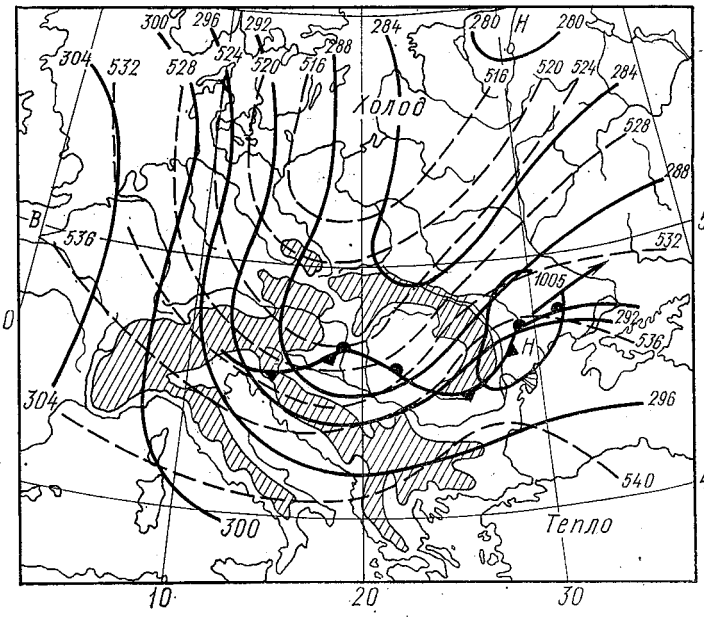

Рис. 1.23. Термобарическое поле при образовании орографического циклона над Восточным Прикарпатьем.

Холодный фронт, движущийся с севера, задерживается Карпатами и деформируется («прогибается») за пределами гор, к востоку от них. Условия образования такого «прогиба» с образованием участка холодного фронта создают холодные массы воздуха, прорывающиеся через Среднедунайскую низменность (Венгрию) в направлении к низовью Дуная. При этом, высотная ложбина ориентирована с северо-востока на эту низменность. Восточное Прикарпатье оказывается под передней частью высотной ложбины с хорошо выраженой расходимостью циклонически изогнутых изогипс и уменьшением циклонической кривизны по потоку. Над низменностью адвекция холода вызывает дальнейшее углубление высотной ложбины (H_{700}). Формирующаяся структура высотного поля потоков и температуры способствует понижению давления к востоку от Карпат. Дальнейшее развитие волны, при ее смещении к северо-востоку, определяется адвекцией холода вдоль северо-восточных склонов Карпат.

Образование карпатского орографического циклона сопровождается изменением погоды в западных районах Украины. Зона осадков усиливается и распространяется к северо-востоку. В тылу циклона в предгорье Карпат при северо-западных ветрах возникают метели. Летом в этом районе орографический циклогенез выражен слабо. Существенного развития такие циклоны не получают.

Генуэзские и карпатские циклоны относятся к типу «южные циклоны». Наряду с этим возможно образование циклонов над Среднедунайской низменностью — «венгерские циклоны». Нередко фронтальные волны получают развитие над Черным морем — «черноморские циклоны».

Следует заметить, что южные циклоны, перемещающиеся от Аппенин через Балканы в сторону ЕТС, как правило, малоактивны на этом участке траектории. На карте погоды фронтальные волны отмечаются в малоградиентных барических полях. Не выражена асимметрия распределения барических тенденций. Термические контрасты в зоне приземного фронта зачастую невелики. Это объясняется тем, что горные системы юга Европы не только задерживают свободное вторжение холодного воздуха с северо-запада в тыл циклона, но и «дробят» его, снижая эффект адвекции холода, необходимой для циклогенеза. Когда эти слабовыраженные волны оказываются восточнее Карпат и попадают на равнинные районы, а холодный воздух беспрепятственно проникает в тыл циклона, его развитие становится быстрым и непредвиденным. В ряде случаев оно приводит к значительным ошибкам в прогнозировании погоды по западным районам ЕТС.

Орографические циклоны образуются над горными регионами Средней и Центральной Азии, Сибири и Дальнего Востока. На орографический циклогенез иногда влияют даже относительно невысокие горные хребты, например Новой Земли, высота которого

до 800 м сказывается на образование местного циклона на холодном фронте над юго-западными районами Карского моря.

Особый случай циклогенеза наблюдается на южном берегу Крыма при западном или северо-западном потоке в предгорье над центральной частью Крыма. Вследствие накопления массы воздуха образуется орографический гребень. К югу от горной гряды Яйлы недостаток компенсирующего притока воздуха и других факторов динамического характера падения давления способствуют образованию орографического циклона. Этот небольшой элипсовидный нефронтальный циклон с размерами осей 80 : 40 км, располагается в 15 . . . 25 км от Алушты (рис. 1.24).

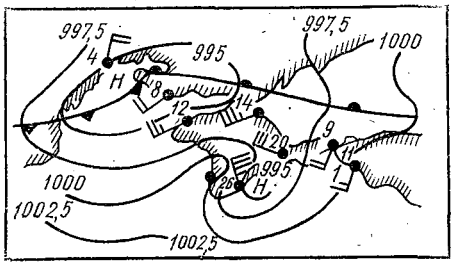

Рис. 1.24. Орографический циклон у южного берега Крыма.

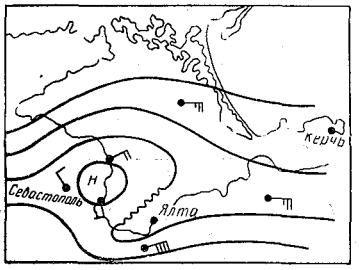

Рис. 1.25. Орографический цикло- и антициклогенез при восточном ветре над Крымом.

При восточных ветрах над Крымом на наветренной стороне гор образуется орографический гребень, а на подветренной, в районе Севастополя — орографический циклон — зона затишья. Схематически поле давления представлено на рис. 1.25.

1.8. СЕГМЕНТАЦИЯ ЦИКЛОНОВ

Сегментация циклона есть процесс раздвоения циклона под влиянием орографического препятствия, который проявляется в том, что на наветренной стороне горного хребта прежний циклон заполняется, а на подветренной возникает новый. Может образоваться два и более циклонов, однако это явление наблюдается сравнительно редко. Впервые влияние гор на локальные изменения давления было проанализировано И. А. Кибелем в 1943 г. В дальнейшем Н. В. Петренко провел детальный анализ переваливания циклонов через меридиональные хребты, а М. А. Петросянц исследовал влияние на барические системы широтно ориентированных горных хребтов.

В случае меридионально расположенного горного хребта новый циклонический центр за горами получает развитие, а старый перед горами быстро заполняется. В случае широтной ориентации хребта

возможно длительное сохранение обоих центров. В процессе переваливания циклона через хребет имеют место три характерные стадии.

Первая стадия. Циклон приближается к горному хребту. Изогипсы высотного барического поля приобретают над хребтом изгиб в сторону понижения давления. Образуется орографический барический гребень. В этой стадии заметных изменений в эволюции циклона не обнаруживается (рис. 1.26).

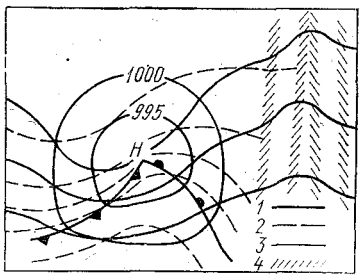

Рис. 1.26. Первая стадия сегментации циклона: *1* — изобары; *2* — изогипсы OT_{1000}^{500}; *3* — изогипсы H_{700}; *4* — горный хребет.

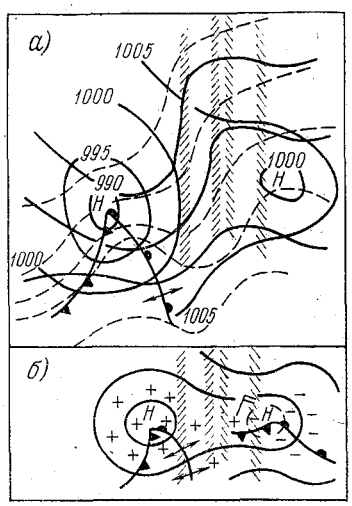

Рис. 1.27. Вторая стадия сегментации циклона: *а* — термобарическое поле, образование орографического гребня; *б* — изменения в структуре атмосферных фронтов у поверхности земли.

Вторая стадия. Перед горами циклон заполняется, а на их подветренной стороне появляется новый циклонический центр (рис. 1.27).

Росту давления у земли на наветренной стороне гор (заполнению циклона) способствуют следующие три фактора.

Первый — в предгорье усиливается конвергенция трения. Воздушный поток при встрече с хребтом сильно отклоняется в сторону центральной части циклона. Конвергенция ветра наблюдается в более мощном слое, чем над равниной. Верхняя граница слоя трения приподнимается пропорционально высоте хребта. Отклонение ветра от изобар особенно велико в той части циклона, в которой потоки воздуха испытывают препятствие в виде горного

хребта. Приземное трение способствует повышению давления в циклоне

$$\left(\frac{\partial p_0}{\partial t}\right)_{\text{тр}} = k_{\text{тр}} \nabla^2 p_0, \tag{1.27}$$

где $k_{\text{тр}}$ — коэффициент трения. Вклад слоя трения в изменение приземного давления, как показывают расчеты, составляет 5 . . . 7 гПа за сутки.

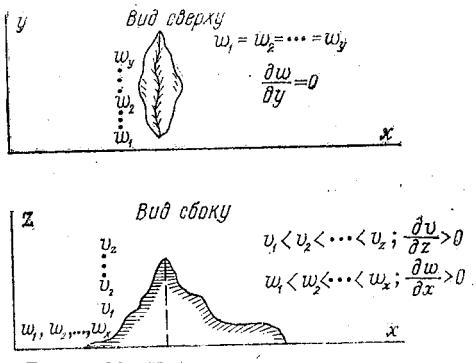

Рис. 1.28. Характер изменения компонент ветра w и v.

Второй — изменение вертикальных скоростей по горизонтали и горизонтальных по вертикали. Из уравнения тенденции вихря скорости выпишем вертикальную составляющую

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_w = -\left(\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z}\right). \tag{1.28}$$

Направим ось y вдоль хребта (рис. 1.28), а ось x нормально к хребту. Тогда $\frac{\partial w}{\partial y} = 0$. Для изменения H (или p_0) с учетом того, что $\frac{\partial H}{\partial t} = -k\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ можно записать

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_w = k\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z}. \tag{1.29}$$

Как следует из уравнения (1.29), перед хребтом $\frac{\partial w}{\partial x} > 0$ — вертикальные движения увеличиваются с приближением к хребту и $\frac{\partial v}{\partial z} > 0$, что соответствует передней части высотной ложбины.

Следовательно, на наветренной стороне хребта $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_w > 0$, а значит, и давление у поверхности земли будет расти.

Третий — развитие орографического барического гребня. Согласно гидродинамической теории этот гребень появляется под влиянием стоячих орографических волн в воздушном потоке (рис. 1.29). Определяется он величиной сдвига изогипс ΔH в сторону низкого давления, которая прямо пропорциональна высоте хребта и обратно пропорциональная скорости потока над хребтом (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Величина орографического гребня ΔH (гп·дам) в зависимости от высоты хреба и скорости ветра на высоте 3 км

Высота горы, м	Скорость ветра, км/ч		
	40	70	100
1000	230	115	80
1500	330	165	110
2500	470	235	160

Образование орографического гребня приводит к смещению оси высотной ложбины на наветренную сторону хребта, поэтому она располагается в непосредственной близости от него. Следовательно, приземный центр циклона уже оказывается под тыловой ее частью. Это положение и вызывает динамический рост давления над центральной частью циклона у земли, поскольку такая перестройка изогипс увеличивает их циклоническую кривизную по течению.

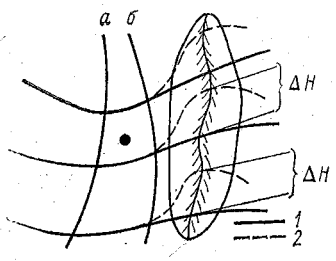

Рис. 1.29. Орографический гребень над горным хребтом: *1* — изогипсы Н при отсутствии горного хребта; *2* — изогипсы Н под влиянием горного хребта (орографический гребень); *а* — ось высотной ложбины при отсутствии горного хребта, *б* — ось высотной ложбины при наличии орографического гребня.

Иное положение во второй стадии складывается за хребтом.

1. С подветренной стороны конвергенция трения ослаблена или сравнительно мала по отношению к той, которая отмечается на наветренной стороне.

2. Анализ уравнения (1.29) показывает, что в этом случае

$$\frac{\partial w}{\partial x} < 0, \text{ а } \frac{\partial v}{\partial z} > 0, \text{ т. е. в итоге } \left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_w < 0.$$

Это приводит к понижению давления у поверхности земли.

3. Феновый эффект за хребтом вызывает адиабатическое нагревание воздуха. Кроме того, на подветренной части хребта отмечается адвекция тепла.

Итак, во второй стадии на наветренной стороне хребта циклон заполняется, а на подветренной стороне образуется новый.

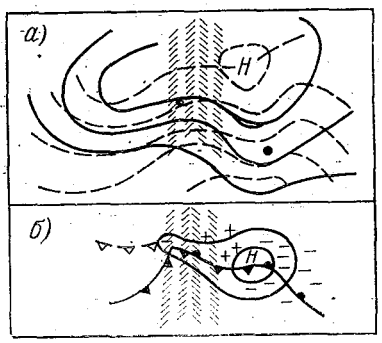

Рис. 1.30. Третья стадии сегментации циклона: *а* — термобарическое поле (AT_{700}, OT_{500}^{1000}); *б* — развитие циклона у поверхности земли.

Третья стадия. Высотная ложбина перед хребтом заполняется и приобретает более широтное положение. С подветренной стороны она проявляется более отчетливо. Циклон у земли, оформившийся вследствие указанных выше факторов, получает все большее развитие (рис. 1.30), чему способствует и уменьшение циклонической кривизны по потоку. На этой стадии завершается процесс «переваливания» циклона через горный хребет.

В процессе сегментации циклона фронтальная структура также подвергается изменениям. Теплый фронт размывается. В новом циклоне на подветренной стороне хребта формируется своя фронтальная система как следствие конвергенции трения.

Теплый фронт молодого циклона третьей стадии становится основным, а холодный участок фронта соединяется с основным холодным фронтом. Заполнение старого циклона идет сравнительно быстро — не более суток. Здесь рассмотрена сегментация циклона на относительно простой горной гряде, которая ориентирована меридионально.

В горных же системах сегментация циклона — процесс более сложный. При слабой метеорологической освещенности, как, например, в ряде горных районов Дальнего Востока, анализ такого процесса представляет большую трудность. Сегментация циклонов наблюдается над Динарскими Альпами, над Карпатами и над другими горными системами. Так, сегментация южных циклонов

над Карпатами наблюдается при юго-западном потоке воздуха на поверхности 850 гПа при скорости более 40 км/ч и сильной адвекции холода в тылу циклона над Среднедунайской низменностью. За 12...18 часов до образования нового циклона на подветренной стороне Карпат на поверхности 850 и 700 гПа температура растет, что указывает на наличие нисходящих движений.

Сегментации подвергаются в основном молодые низкие циклоны. Чем выше горный хребет, тем благоприятнее условия для сегментации. Однако очень высокие горы, такие, как Большой Кавказ, Альпы и др. циклоны не переваливают. Над хребтом высотой более 2500 м заполнение составляет 25 гПа, т. е. на столько на сколько углубился циклон с момента возникновения до максимального развития. Установлено, что полная сегментация над Скандинавским и Уральским хребтами явление редкое.

При приближении к широтно расположенному горному хребту циклон раздваивается. Оба циклона развиваются самостоятельно. Северный, имеющий более холодные массы воздуха, развивается более активно, быстрее перемещается и с ним связано более значительное ухудшение погоды.

Прогноз сложного циклогенеза, то есть прогноз развития таких процессов, как сегментация циклонов, образование орографических циклонов и других орографических воздействий, представляет наибольшую трудность в оперативной синоптической практике. Исследованию этих региональных процессов придается исключительно важное значение. Поскольку до сих пор не представляется возможным создание соответствующих математических моделей сложного циклогенеза, изучение их ведется посредством физически более объективных — синоптических моделей.

1.9. ОРОГРАФИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОГЕНЕЗ

Орографический антициклогенез — следствие двух причин: термической и динамической. Первая— выхолаживание подстилающей поверхности или накопление холодных масс воздуха в предгорье, вторая — нарушение в горах поля ветра. В том и другом случае рост давления у земли сопровождается образованием местных антициклонов. В некоторых регионах он может быть вызван преимущественно одной из указанных причин. В отличие от фронтальных антициклонов нефронтальные — следствие геометрических форм и термических особенностей рельефа. Практически во все сезоны года, чаще или реже, над Гренландией прослеживается область высокого давления. Это, главным образом, связано с выхолаживанием материка, покрытого толстым слоем льда. Аналогичные условия образования низких термических антициклонов наблюдаются зимой над Скандинавией и даже над относительно меньшим по площади регионом — Кольским полуостровом.

Известный зимний сибирский антициклон также обусловлен выхолаживанием подстилающей поверхности на обширной территории.

Термические антициклоны выхолаживания могут возникать над сушей и летом, но сравнительно редко и только в ночные часы.

Накопление холодных масс воздуха перед широтно ориентированными горами также приводит к образованию орографического антициклона. Ветры северных румбов прослеживаются до больших высот и направлены к оси горного хребта под большим

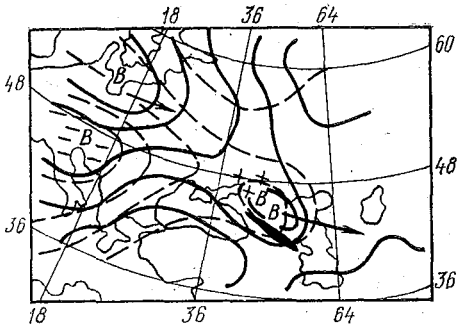

Рис. 1.31. Схема развития орографического антициклона на Северном Кавказе.

углом. В этом случае местный антициклон — следствие двух причин: термической и динамической. Характерным при указанных условиях является орографический антициклогенез на Северном Кавказе.

Образование антициклона или гребня высокого давления зависит от направления смещения основного антициклона, периферия которого может «касаться» предгорья Северного Кавказа. Если антициклон смещается с запада в вытянутом на Северный Кавказ гребне, формируется самостоятельный антициклон (рис. 1.31). Основной антициклон разрушается и превращается в гребень антициклона, возникшего на Северном Кавказе. При движении антициклона с северо-запада возникший орографический антициклон смещается затем к востоку или юго-востоку. В гребне антициклона, движущегося с северо-востока, орографический антициклон не формируется. Хорошо выраженный гребень в этом случае направлен на Украину. Орографический антициклогенез термической природы наблюдается и в других горных регионах нашей страны, а динамической природы связан с выраженными формами рельефа. Нарушение структуры воздушных течений на наветренной и подветренной сторонах гор является причиной изменения давления у земли. Общей закономерностью

является антициклогенез на наветренной стороне и циклогенез — на подветренной.

Анализ составляющей $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_w$ из уравнения тенденции вихря скорости (1.28) показывает, что на наветренной части горы при $\frac{\partial w}{\partial y}=0$, а значит, $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_w = -k\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_w > 0$ — давление у поверхности земли растет. На подветренной стороне $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_w < 0$ — давление у поверхности земли понижается.

Как видим, в каждом конкретном случае проявляются свои характерные особенности возникновения местных циклонов и антициклонов. Поэтому орографическая эволюция синоптических процессов должна изучаться применительно к конкретным характеристикам рельефа.

2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И УСЛОВИЯ ПОГОДЫ

2.1. ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Региональные синоптические процессы имеют следующие особенности.

1. Каждый из них в отдельности представляет собой *часть более общего синоптического процесса,* охватывающего территорию, значительно превосходящую данный регион. Региональный процесс имеет и свою «историю». Он является частью временной последовательности в развитии фонового процесса. Как частный процесс его нельзя рассматривать изолированно от предшествующей и окружающей синоптической обстановки.

2. Каждый такой процесс в отдельности имеет *вполне определенный физический механизм* развития, характерный для данного региона. Следует подчеркнуть, что рассматриваются преобладающие синоптические процессы. Многообразие некоторых из них, имеющих частный характер или содержащих черты ряда типовых процессов, или относящихся к переходным условиям, не рассматриваются, поскольку вес их в формировании типовой погоды невелик, хотя в ежедневной синоптической практике они безусловно учитываются.

3. Такие процессы не представляется возможным детально записать в аналитическом виде. *Влияние* сложной подстилающей поверхности *не поддается полному учету* и математической формализации. При изучении региональных синоптических процессов математический аппарат используется для анализа некоторых

частных атмосферных процессов и явлений погоды. Особенности подстилающей поверхности могут задаваться в виде упрощенных моделей, применительно к которым оказываются возможными некоторые математические решения.

Применительно к условиям орографии возникают определенные трудности в использовании выводов и положений гидродинамической теории цикло- и антициклогенеза. Действительно, невозможно математическое описание всего многообразия орографических воздействий на циклоны и антициклоны. Несмотря на известные успехи, гидродинамическая теория лишь частично и приближенно учитывает орографическую обусловленность атмосферных процессов.

4. Региональный синоптический процесс можно представить в виде *конечного числа последовательного развития* синоптических ситуаций, которые отражают главные черты процесса. Дискретность представления синоптических процессов во времени определяется выбором сроков наблюдения. Для некоторых задач последовательные синоптические процессы рассматриваются даже по одному сроку наблюдения за сутки. Допускается, при этом, описание закономерностей развития процесса в качественных и географических терминах.

2.2. ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

На фоне синоптических процессов формируются локальные условия погоды. Они называются местными, так как наблюдаются далеко не везде, а характерны для какого-то пункта, участка прибрежной зоны, острова и тому подобное. Местные метеорологические условия могут быть в виде сильного ветра, частых гроз, длительных туманов, ранних заморозков и т. д.

Особенности локальных условий погоды проявляются в следующем:

1. Процессы, вызывающие эти условия, являются маломасштабными.

2. Локальные погодные условия формируются при определенных синоптических процессах этого региона.

3. Интенсивность, а следовательно, и опасность местных явлений погоды прямо пропорциональна активности регионального синоптического процесса.

2.3. ФАКТОРЫ РЕГИОНАЛЬНОСТИ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Региональные синоптические процессы определяются следующими факторами: 1) радиационным балансом в различных условиях подстилающей поверхности; 2) степенью континентальности региона (или степенью океаничности); 3) общециркуляционными процессами, охватывающими данный регион; 4) физико-геогра-

фическими особенностями региона. Рассмотрим каждый фактор отдельно.

1. *Тепловое состояние подстилающей поверхности* зависит от радиационного баланса прилегающего к нему слоя воздуха, т. е. от фактического прихода — расхода лучистой энергии. Этим определяется формирование воздушных масс на обширных территориях и в местных условиях, а также развитие многих явлений в приземном слое.

Нагревание подстилающей поверхности зависит от теплоемкости и теплопроводности среды. Объемная теплоемкость воды при средних условиях почти в два раза больше теплоемкости почвы. Если объемная теплоемкость воды равна $4{,}187 \cdot 10^3$ Дж/см^3·град, то теплоемкость почвы равна $2{,}0934 \cdot 10^3$ Дж/см^3·град.

Теплоемкость воздуха очень мала и составляет 0,12 Дж/см^3·град. Поэтому рыхлая и сухая почва, обладая малой теплоемкостью, быстро нагревается и быстро охлаждается. Почва, насыщенная влагой, медленнее нагревается и медленее охлаждается. Большая теплоемкость воды постоянная причина того, что водоемы зимой являются «конденсаторами» тепла, а летом своего рода «холодильниками». Это особенно заметно для внутриматериковых глубоководных и обширных водоемов (Ладожское озеро, озеро Байкал, Каспийское море), что необходимо учитывать при анализе и прогнозе погоды в этих районах. Такие водоемы оказывают влияние на температуру и ветер в прибрежной зоне, на развитие облачности и осадков. Так, летом грозовые очаги, смещаясь к таким водоемам, начинают затухать или имеют тенденцию их «обходить».

Другой важной физической характеристикой является теплопроводность, то есть способность проводить тепло от более нагретого слоя к менее нагретому. Для характеристики теплопроводности используется коэффициент температурной проводимости. Он показывает, как быстро распространяется температура в среде и как быстро выравнивается разность температур. Температуропроводность воздуха значительно меньше температуропроводности воды. Поэтому сухие почвы обладают способностью медленнее отдавать тепло с глубин, а влажные — скорее.

В горных районах количество тепла, приходящее к подстилающей поверхности, будет зависеть от экспозиции склонов, а баланс тепла — от лесистости рельефа и физических свойств почвы.

2. Изменение *континентальности* влечет за собой изменение всех метеорологических элементов и явлений погоды. В районах, где велика удаленность от океана, отмечаются большие годовые амплитуды температур, пониженная относительная влажность, уменьшение осадков и скорости ветра.

Для определения степени континентальности предложены различные показатели. Еще в 1852 г. известный немецкий метеоролог Дове предложил рассчитывать отклонение ΔT_i средней месяч-

ной температуры воздуха в данном пункте $\overline{T}_i$ от средней температуры соответствующей широты $\overline{T}_\varphi$. Эти разности $\Delta T_i = \overline{T}_i - \overline{T}_\varphi$ он назвал изаномалами и рассматривал в качестве показателей континентальности.

Были предложения в качестве степени континентальности рассматривать соотношение повторяемости континентальных и морских воздушных масс (Дайнс, 1931 г.), годовую амплитуду температуры воздуха $A_т$, а также ее отношение в процентах к максимальной годовой амплитуде температуры в Верхоянске. Степень континентальности можно определить по формуле Горчинского

$$K = 1{,}7\,(A_т/\sin\varphi) - 20{,}4, \qquad (2.1)$$

где φ — широта места.

За 100% принимается максимальная амплитуда температуры воздуха в Верхоянске, равная 65,5° С, соответственно в июле 15,5° С, в январе — — 50,0° С.

Считается, что для морского и переходного климата K колеблется от 0 до 33%, для континентального — от 34 до 66% и для резко континентального — от 67 до 100%. С. П. Хромов предложил следующую формулу для определения степени континентальности:

$$K = (A_т - A_м)/A_т, \qquad (2.2)$$

где $A_м$ — годовая амплитуда температуры воздуха в наиболее удаленной от материка части океана — «чисто океаническая амплитуда», равная 5,4 $\sin\varphi$.

Согласно Н. Н. Иванову континентальность определяется по формуле вида

$$K = (A_т - A_t + 0{,}25\,D_0)/(0{,}36\,\varphi + 14), \qquad (2.3)$$

где A_t — средняя суточная амплитуда температуры воздуха, D_0 — средний месячный недостаток относительной влажности.

Степень континентальности отражает особенность региона относительно распределения суши и моря.

3. *Общециркуляционные процессы* обусловливают формирование воздушных масс, развитие барических образований и атмосферных фронтов. Синоптические объекты встречают на своем пути различную по форме и свойствам подстилающую поверхность. Это может быть ровная, холмистая или горная территория, покрытая лесами или оголенная, сильно пересеченная или относительно однородная на большой площади.

Наиболее сильное влияние оказывают сложные сочетания рядом расположенных, смежных различных форм подстилающей поверхности: горные массивы и внутриматериковые водные объекты, горные цепи со сложной конфигурацией, окаймляющие рав-

нины и т. п. Атмосферные процессы нижней половины тропосферы испытывают при этом наибольшее влияние физико-географической среды. Однако как только меняется крупномасштабный процесс, меняется направление общециркуляционного переноса.

Протекающие в нижнем слое тропосферы синоптико-метеорологические процессы, испытывают уже иное влияние той же подстилающей поверхности. Это проявляется в изменении эволюции барических образований, в деформации фронтальных разделов и, как следствие, в формировании иной погоды.

4. *Физико-географические особенности региона* оказывают воздействие на атмосферные процессы прямо пропорциональное степени неровности (орографичности).

Детально учесть все многообразие воздействий подстилающей поверхности на атмосферные процессы при диагнозе, а тем более при составлении прогноза погоды в данном регионе, не всегда представляется возможным.

2.4. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Синоптические процессы над Европейской территорией СССР (ЕТС) чрезвычайно разнообразны. Преимущественно с западной составляющей на различных широтах от Одессы до Мурманска смещаются циклоны и антициклоны, барические ложбины и гребни, перемычки пониженного и повышенного давления, формируются квазистационарные циклонические и антициклонические системы.

На атмосферные процессы ЕТС большое влияние оказывают орография Европы, изрезанность береговой черты европейского континента, наличие внутренних водоемов и т. п. В холодную половину года преобладающее влияние на погоду оказывают циклоны. Быстро развиваясь, они образуют серию обширных и глубоких циклонов, охватывающих значительную часть ЕТС. В теплую половину года циклоны развиты слабо, хотя их повторяемость больше, чем в холодную часть года. Согласно С. П. Хромову летом через ЕТС проходит около 29 циклонов.

По преобладающим направлениям движения циклонов над ЕТС можно выделить следующие типовые синоптические процессы: западные, южные и ныряющие циклоны. Наряду с развитием циклонов между циклоническими сериями возникают и развиваются смежные им барические образования — заключительные антициклоны. ЕТС нередко находится под влиянием отрогов восточного (сибирского) антициклона. Климатическая «ось Воейкова», которая проходит примерно по широте 50°, и является своеобразным «продолжением» с востока сибирского антициклона. Она разделяет ЕТС на северную и южную части с соответствующим преобладанием циклонических и антициклонических процессов.

Тип 1. Западные циклоны. Положение траекторий и активность западных циклонов заметно различаются по сезонам. Это обусловлено как изменениями широтных контрастов температуры над ЕТС от сезона к сезону, так и различиями температурного поля системы океан — материк. Увеличение градиентов температуры к зимним месяцам сопровождается ростом активности циклонов и смежных с ними антициклонов. Более теплый океан по сравнению с материком зимой вызывает увеличение северной составляющей в средней траектории западных циклонов, особенно в северной половине ЕТС. В летние месяцы в направлении перемещения может преобладать южная компонента.

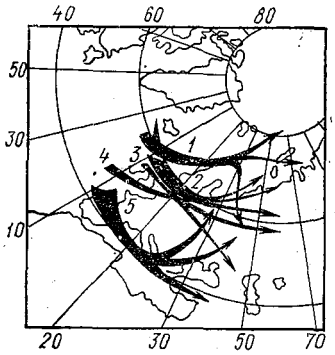

Рис. 2.1. Пути циклонов по Ван Бебберу.

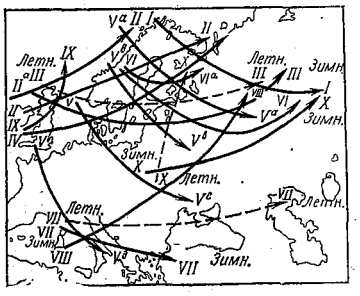

Рис. 2.2. Пути циклонов в Европе по М. А. Рыкачеву.

Повседневная практика показывает, что та или иная компонента западных циклонов в конкретных случаях зависит от степени развития высотных ложбин и гребней. В холодное полугодие при значительных контрастах температур между полярными и субтропическими широтами создаются благоприятные условия широтного (зонального) переноса массы воздуха в тропосфере. Циклоны, возникающие над относительно теплой океанической поверхностью Северной Атлантики, быстро развиваются, перемещаются на Европу и ЕТС и нередко доходят до Урала. Циклоны могут двигаться севернее Скандинавии, пересекать ее центральную часть, могут смещаться через Балтийское море. Центральные и южные районы ЕТС часто оказываются под влиянием обширных циклонов, проходящих в более северных широтах. Типовые траектории циклонов, полученные Ван Беббером, М. А. Рыкачевым и О. Г. Кричаком, приведены на рис. 2.1—2.3.

В одной из работ автора рассматривались типовые траектории циклонов над северо-западом ЕТС. Выделены три основные (преобладающие) траектории западных циклонов: северонорвежская, ботническая, центральнобалтийская и южнобалтийская

(рис. 2.4). Здесь же представлена кинематика термического поля. Сплошной стрелкой показано распространение гребня (или области тепла), а пунктирной — ложбины холода (или области холода). Наиболее холодные массы воздуха могут проникать на ЕТС с севера и даже с северо-востока при южнобалтийских циклонах.

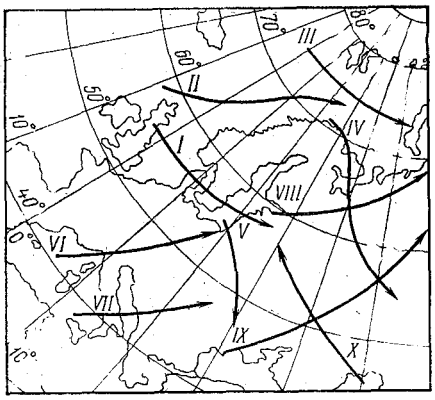

Рис. 2.3. Пути циклонов по О. Г. Кричаку. Траектории *II*, *IV*, *VIII* и *IX* — преимущественно в холодное полугодие; *III*, *VI*, *VII* и *X* — в теплое полугодие; *I* и *V* — в любое время года.

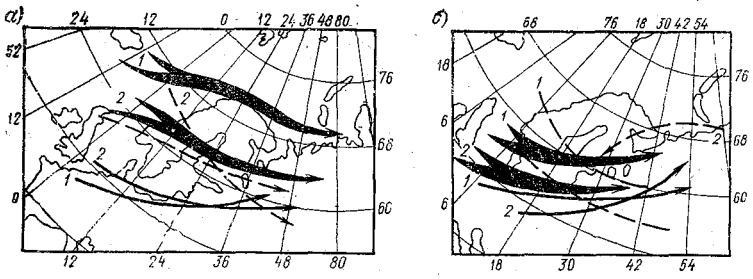

Рис. 2.4. Типовые траектории западных циклонов (по автору): *а* — северонорвежская (*1*) и ботническая (*2*); *б* — центрально-балтийская (*1*) и южнобалтийская (*2*).

На периферии обширных циклонов, расположенных над Баренцевым морем, осенью возникают быстро развивающиеся частные циклоны по двум южным траекториям. Нередко они вызывают наводнения в портах Советской Прибалтики и, в частности, Невские наводнения. Подъем уровня воды в устье реки Невы связан с тремя причинами: 1) ветровым нагоном в восточной

части Финского залива; 2) сейшеобразными колебаниями уровня моря; 3) длинной волной, входящей в Финский залив из Балтийского моря после растекания «вспученности» морской поверхности, образованной циклоном.

В холодную половину года западные циклоны приносят относительные теплые атлантические массы воздуха, вызывающие нередко длительные оттепели. Сильные ветры с метелями характерны для передней и тыловой частей циклонов. Особенно неустойчивой погодой отличается северо-западная часть ЕТС. Частое прохождение циклонов, атмосферных фронтов и воздушных масс при активных ВФЗ вызывает быстрое изменение погоды, резкие смены от тепла к холоду, от ясной погоды к дождю и т. п.

Летом циклоническая деятельность над ЕТС развита преимущественно слабо и выражена в виде малоактивных циклонов и фронтальных волн. Зоны осадков невелики. На малоподвижных холодных фронтах возникают грозы, ливни, град, а иногда и опасной силы шквалы. Особую опасность представляют смерчи, прогноз которых еще остается чрезвычайно трудным.

В малоградиентных барических депрессиях, в которых отмечается несколько центров — «барическое болото» — в дневные часы также наблюдаются массовые грозы.

Определенную сложность в летний период вызывает прогноз осадков. Часто фронты, движущиеся с запада и юго-запада слабо выражены: имеют малые контрасты температуры и редкие осадки. Иногда же фронты, пересекая Балтику, обостряются, расширяется зона осадков, а их интенсивность возрастает. Поэтому необходимо учитывать условия, при которых происходит обострение атмосферных фронтов.

Циклоны, огибающие с севера Европу, нередко образуют глубокие ложбины, далеко вытянутые на юг. При хорошо выраженных зональных потоках на высотах ложбины перемещаются на восток, обусловливая типовую погоду на фронтах. Если этому процессу предшествовала теплая сухая погода в летние месяцы, то теплый фронт, переваливая Скандинавию, испытывает не только феновый эффект, но и «иссушающее» влияние подстилающей поверхности. Восстановление фронта возможно после перемещения его над Балтикой. Вновь уплотняется облачность, появляется зона осадков.

В холодную половину года отмечается процесс стационирования барических ложбин над ЕТС. Это связано с усилением антициклона над восточной или южной частью ЕТС. Нередко фронты в течение суток и более остаются малоподвижными, а на некоторых участках могут приобретать характер *ретроградного* фронта, испытывающего движение вспять. В этих случаях прогнозы температуры и осадков для смежных территорий вызывают особую сложность (рис. 2.5, *а*). Аналогичная сложность прогнозирования погоды связана с квазистационарной полосой высокого давления (рис. 2.5, *б*).

Западные циклоны иногда стационируют на юге Скандинавии или над центральными районами ЕТС. Создаются условия для обширного затока холода в субтропические и более южные широты. Формируется ВФЗ южных циклонов. В зависимости от положения высотной ложбины и ориентации ВФЗ «прорывы» южных циклонов могут быть на ЕТС, на Кавказ или на Среднюю Азию.

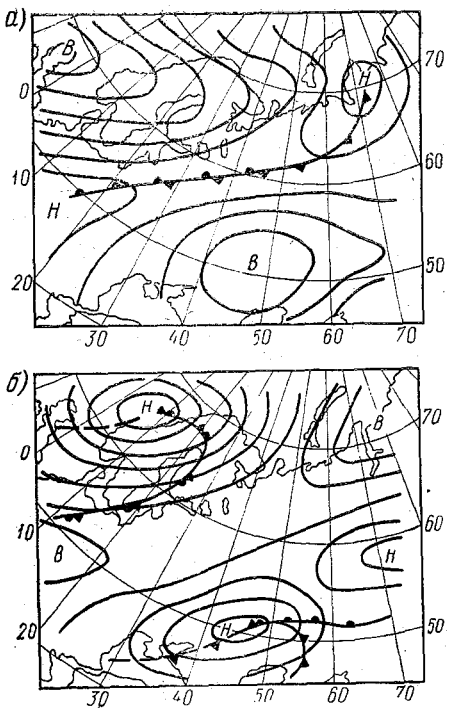

Рис. 2.5. Синоптическая ситуация квазистационарного фронта (*а*) и квазистационарной полосы (перемычки) высокого давления (*б*).

Тип 2. Южные циклоны. Циклоны, которые смещаются из более южных широт с большой южной составляющей, называются южными. Как частный процесс циклогенеза южные циклоны возникают после завершения меридионального макроциркуляционного преобразования и формирования благоприятного циклогенезу термобарического поля.

В западном потоке постоянно наблюдаются возмущения (орография, спонтанные процессы преобразования), которые приводят к колебательному волновому движению. Теория возникновения

таких волн связывается с условиями вихреобразования в атмосфере. Так, в баротропной атмосфере (где $\rho=\rho(p)$ или $\rho=\rho(T)$) при отсутствии вертикальных движений абсолютный вихрь скорости для индивидуальной массы воздуха есть величина постоянная

$$\Omega_a=\Omega+l=\text{const}. \tag{2.4}$$

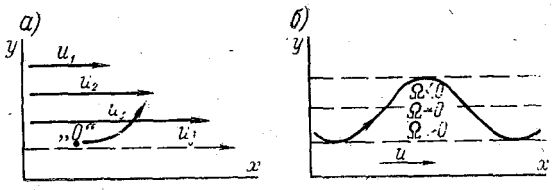

Рис. 2.6. Возникновение завихренности (*а*) и волновых колебаний (*б*) в зональном потоке.

В зональном потоке всегда имеются условия для циклонической или антициклонической завихренности, связанные с особенностями распределения скоростей ветра в потоке. Допустим, что имеется следующее распределение скоростей (рис. 2.6), при котором $u_1<u_2<\ldots<u_j$. В любой точке потока легко установить знак относительного вихря скорости $\Omega_z=\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}$. Направим ось x вдоль потока, тогда $\frac{\partial v}{\partial x}=0$. В точке «0» приращение $\frac{\partial u}{\partial y}<0$. Следовательно, $\Omega>0$, т. е. наблюдается циклоническая завихренность. Частицы воздуха в таком потоке приобретают со временем характерный циклонический изгиб, а массы воздуха — все более северную составляющую по циклонически изогнутой траектории (см. рис. 2.6). С увеличением широты растет величина $l=2\omega\sin\varphi$, что сопровождается убыванием относительного вихря скорости Ω, а значит, и уменьшением циклонической кривизны. Дальнейшее движение массы воздуха к северу приведет к переходу Ω через нуль и появлению отрицательного значения Ω — антициклонического изгиба в траектории потока воздуха. Возникает обратная, к югу, направленность потока. При этом, l убывает, а Ω возрастает — увеличивается циклонический изгиб. При дальнейшем переходе Ω через нуль возникает новый цикл движения.

Кроме указанной причины, возникновение волн в горизонтальном потоке находится в прямой зависимости от градиента скорости $\frac{\partial u}{\partial \varphi}$. Согласно Кочину, изменение скорости зонального потока на 11 м/с и больше на градус меридиана приводит к потере устойчивости зонального движения и возникновению волн в тропосфере. Итак, в реальной атмосфере возникают изгибы ВФЗ и

СТ и их меридиональные преобразования. Это влечет за собой перестройку термобарического поля, формирование благоприятных условий для возникновения и развития южных циклонов.

Синоптический процесс, предшествующий возникновению южного циклона, характеризуется стационированием западного циклона над югом Скандинавии или Западной Европой. Высотная

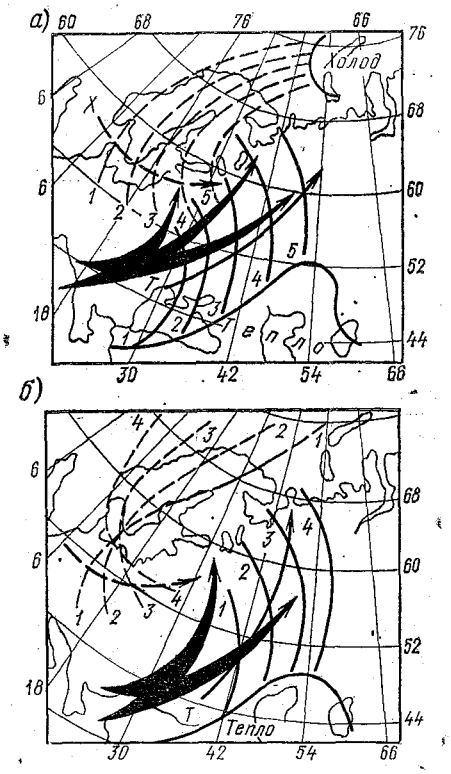

Рис. 2.7. Траектории южных циклонов (по автору): *а* — балканские; *б* — черноморские.

барическая ложбина ориентирована с северо-востока на юго-запад — чаще на западные районы средиземноморья. Место возникновения южного циклона и его дальнейшая траектория зависят от конкретной географической локализации высотной ложбины. Различают следующие, названные по месту их возникновения под ВФЗ, южные циклоны, движущиеся на ЕТС: генуэзские, балканские, венгерские и черноморские (рис. 2.7).

Южные циклоны возникают у основания высотной ложбины, под ее передней частью, где отмечаются большие горизонтальные

градиенты температуры $\frac{\partial T}{\partial n}$. Это хорошо прослеживается на карте OT_{1000}^{500}. В свою очередь термический ветер вызывает ветры на высотах. Действительно, с увеличением $V_т = \frac{g}{l} \frac{\Delta z}{T_m} \frac{\partial T}{\partial n}$ усиливается и ветер в средней и верхней тропосфере, так как $V = V_0 + V_т$. Чем больше скорость ветра, тем больше запасы кинетической энергии, расходуемые на процессы вихреобразования.

Выход южных циклонов сопровождается значительным увеличением барических градиентов в сопряженной зоне с антициклоном, расположенным над центральными или восточными районами ЕТС. Зимой обширные зоны метелей, распространяются вдоль траектории в более северные широты. Характерной особенностью всех южных циклонов является вынос теплых и влажных масс воздуха из субтропических районов. Весной южные циклоны вызывают быстрый сход снежного покрова и раннее половодье. Летом такие циклоны нередко сопровождаются обильными облажными осадками, а на холодных фронтах и фронтах окклюзии возникают грозы, ливни и шквалы.

Обилие продолжительных осадков серии южных циклонов может привести к катастрофическим разрушениям, как это было 7—8 июня 1969 г. Наводнение причинило значительные убытки народному хозяйству на западе Украины. Были разрушены мосты на реках, горными обвалами повреждены дороги, закрыто 30 перегонов на 3...5 часов. Общий убыток на Львовской железной дороге составил около 100 млн. рублей.

Исследования синоптических и термодинамических условий развития южных циклонов проводились С. Н. Чехович, В. М. Курганской, В. А. Бескровным, Н. Н. Бельской, Л. Ф. Богатырь, В. И. Бущуком, О. А. Бущук и многими другими.

Тип 3. Ныряющие циклоны. Циклоны, которые смещаются к югу из высоких широт, называются ныряющими. Как по условиям формирования, так и по характеру погоды они существенно отличаются от южных. Аналогично южным циклонам, ныряющие формируются при меридиональном преобразовании зонального потока. В отличие от южных, которые возникают у подошвы высотной барической ложбины и смещаются по восходящей ветви ВФЗ, ныряющие циклоны возникают у вершины барического гребня и смещаются по нисходящей ветви ВФЗ.

Несмотря на хорошо выраженную меридиональность высотных полей, степень проникновения их к югу различна. Это прежде всего зависит от ориентировки ВФЗ и интенсивности развития циклона. Большое значение в формировании высотной фронтальной зоны имеют температурные различия между теплой подстилающей поверхностью Северной Атлантики и выхоложенной, покрытой льдом, частью полярного бассейна.

Установлено, что смещение ныряющих циклонов на ЕТС через Скандинавию или Баренцево море наблюдается в тех случаях, когда теплый барический гребень направлен с запада Африки на Испанию, Англию и далее на Норвежское море. От высотного циклона, расположенного над Баренцевым или Карским морем, высотная ложбина вытянута через центр ЕТС на Черное море. Возможны отклонения в ориентировке высотного гребня и высотной ложбины, что обусловливает различные перемещения ныряющих циклонов.

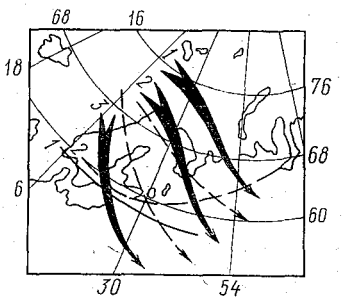

Рис. 2.8. Траектории ныряющих циклонов (по автору): *1* — медвежьеостровская; *2* — северонорвежская; *3* — центральнонорвежская

Выделяются три траектории ныряющих циклонов (рис. 2.8). Наиболее глубокие из них центральнонорвежские. Изаллобарическая пара их может достигать 20 гПа за последние 3 часа. Наблюдаются они чаще всего в холодную половину года.

Циркуляция масс воздуха в тропосфере над Северной Атлантикой такова, что теплые массы воздуха прорываются далеко на север. Иногда термический гребень огибает Скандинавию до Карского моря. К моменту образования фронтальной волны и ее развития складываются определенные термобарические условия.

Анализ уравнения тенденции вихря скорости применим к ныряющим циклонам в равной мере, как и к южным. При этом вихревая и дивергентная составляющие могут иметь тот или иной знак, что будет способствовать углублению или заполнению циклона.

Однако меридиональная составляющая $-V\dfrac{\partial l}{\partial y}$ имеет всегда знак, противоположный тому, что наблюдается для южных циклонов. Если потоки на высотах направлены с севера на юг или под некоторым углом к широте, то $\dfrac{\partial l}{\partial y}<0$, следовательно, $\left(\dfrac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_м>0$. Отсюда $\left(\dfrac{\partial H}{\partial t}\right)_м<0$ и $\left(\dfrac{\partial p_0}{\partial t}\right)_м<0$. Таким образом, меридиональная составляющая всегда способствует углублению ныряющих циклонов.

Ныряющие циклоны возникают в холодную половину года, в основном с сентября по апрель, когда в высотной фронтальной зоне создаются большие контрасты температуры. Согласно А. Н. Новохатько они получают развитие, если градиенты геопо-

тенциальных высот на карте AT_{500} достигают 32...26 дам на 1000 км. Траектория такого циклона в большинстве случаев имеет вид параболы, открытой с северной стороны. Чем интенсивнее развивается циклон, тем более четко выражена парабола его траектории. Нисходящая ветвь траектории — траектория углубления ныряющего циклона, а восходящая ветвь — траектория заполнения. Циклоны, смещающиеся по более крутой траектории, заполняются быстрее, а по более пологой — медленнее.

Дальность проникновения ныряющего циклона на юг зависит от направления и интенсивности ВФЗ, а также от места возникновения фронтальной волны. При благоприятном направлении потоков и активной ВФЗ циклон, возникший в районе о. Медвежий или на севере Скандинавии, может достигать центральной части ЕТС. Если же циклон возник в средней или южной части Скандинавии, то он достигает южных районов ЕТС. Продолжительность ныряния циклонов (продолжительность смещения) в среднем 2...3 суток. Скорость их перемещения от 10 до 100 км/ч, средняя скорость 45 км/ч, что больше средней скорости южных циклонов. На нисходящей ветви скорость циклонов достигает 80...100 км/ч.

Исследования, выполненные В. Ф. Черновой, А. П. Колесниковой, Н. Д. Бишкиной, А. Н. Новохатько, Н. А. Самковой и другими, показывают, что после выхода на сушу около 60% ныряющих циклонов вначале углубляются, затем заполняются, около 30% медленно заполняются, примерно по 5% остаются без изменения и регенерируют.

Ныряющие циклоны сопровождаются «обвалом» холода в их тылу, прорывом холодных масс воздуха далеко на юг, вплоть до субтропических районов страны. Сильные ветры охватывают практически всю зону смещения циклона. Скорость ветра в тылу циклона может достигать особо опасных значений, которые в основном наблюдаются в северных районах ЕТС.

В переходные сезоны года холодные массы воздуха, проникающие в субтропики, совместно с обильными снегопадами наносят значительный ущерб народному хозяйству и в первую очередь сельскохозяйственному производству.

Синоптические процессы над ЕТС не ограничиваются возникновением и развитием циклонов. Над континентом зимой и летом имеются тенденции к образованию антициклонов. Частный антициклогенез отмечается над Скандинавией. Иногда распространяется к западу периферии сибирского антициклона. Из района Таймыра они нередко смещаются на юго-запад по ультраполярной траектории. Развитие антициклонов приносит морозную погоду зимой и жаркую, сухую (засушливую) летом. Серия западных циклонов иногда прерывается быстро развивающимся *заключительным антициклоном* с морозами, туманами, а на северной его периферии с гололедными явлениями.

Синоптическое положение, предшествующее возникновению заключительного антициклона, характеризуется следующими, согласно В. И. Бущуку, необходимыми условиями:

— наличием двух центральных циклонов: исландского и таймырского. Названия приняты несколько условно, поскольку их центры далеко не всегда расположены над Исландией и Таймыром;

— ориентированным с юга на северо-восток через Скандинавию высотным барическим гребнем;

— активной высотной фронтальной зоной, огибающей Скандинавию и проходящей через центральные районы ЕТС на юг Урала и далее на северо-восток.

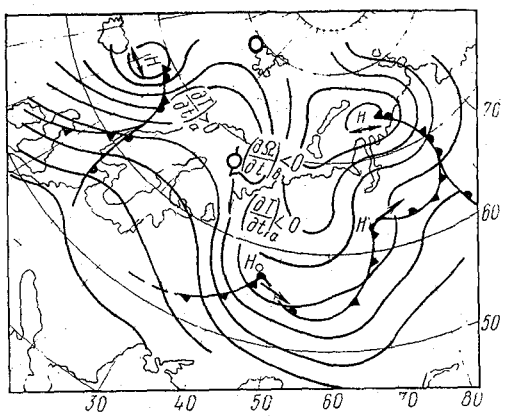

Рис. 2.9. Типовое барическое поле формирования заключительного антициклона (AT_{700})

У поверхности земли гребень высотного давления ориентирован на север ЕТС со стороны полярных морей. На рис. 2.9 положение антициклона отмечено в районе Шпицбергена. К этому времени на высотах (на карте AT_{700}, AT_{500}) складывается характерная для этого процесса структура барического поля.

Динамический рост давления за счет отрицательного переноса вихря скорости и термический рост давления за счет адвекции холода в тылу последнего циклона (H_0) циклонической серии способствует усилению гребня высокого давления над Скандинавией — севером ЕТС.

Образовавшееся на северо-востоке ЕТС ядро высокого давления в холодной массе воздуха быстро превращается в самостоятельную область высокого давления и смещается на юго-восток. В этом же направлении распространяется обширная область холода, проникающая далеко в ее южные районы. Характерными

синоптическими процессами, оказывающими влияние на погоду в этой части, являются стационирование антициклона на юго-востоке ЕТС и образование циклонической депрессии над Черным морем. Оба синоптических процесса непосредственно сказываются и на погодные условия части Кавказа. Однако эти процессы целесообразно рассмотреть здесь, так как они преимущественно развиваются над ЕТС.

Погодные условия юга ЕТС в значительной мере находятся под влиянием местных циклонов и антициклонов. Это, как правило, слаборазвитые барические образования. Однако повторяемость их велика, чем и определяется их влияние на погоду (табл. 2.1). Эти процессы достаточно локализованы.

Таблица 2.1

Местные циклоны и антициклоны над югом ЕТС (по И. Н. Пономаренко)

Барические образования и районы их возникновения	Время года	Повторяемость в районе возникновения
Циклоны юго-восточных районов Северного Кавказа	Круглый год	19
Циклоны западной части Черного моря	Преимущественно холодное полугодие	6
Циклоны восточной части Черного моря	То же	4
Циклоны южных районов Украины	Теплое полугодие	8—9
Мигрирующие антициклоны юго-востока ЕТС	Холодное полугодие	12
Антициклоны восточной части Черного моря	Апрель — сентябрь	6
Карпатские и Среднедунайские антициклоны	Преимущественно весна и осень	4

Интенсивные и устойчивые во времени антициклоны стационируют над юго-востоком ЕТС при ультраполярных и северо-западных вторжениях. В заключительной фазе этого процесса гребень высотного давления усиливается над Украиной и сохраняется в течение 5...6 дней, а с октября по март до 8...9 дней в среднем. Нередко оформляется перемычка высокого давления между антициклоном над юго-востоком ЕТС и антициклоном над Западной Европой.

Установлен следующий признак стационирования антициклона над юго-востоком ЕТС и образования гребня над Украиной.

За 18...24 часа до начала активного развития наблюдается распространение высотного гребня к западу, а ложбины высотного циклона, расположенного над югом Европы к востоку, — в сторону Черного моря. Над Украиной формируется область положительных изаллогипс, а над Черным морем — отрицательных.

Стационирование антициклона над юго-востоком ЕТС происходит как в теплую, так и в холодную половину года. В летний период на южной периферии гребня отмечается большой суточный

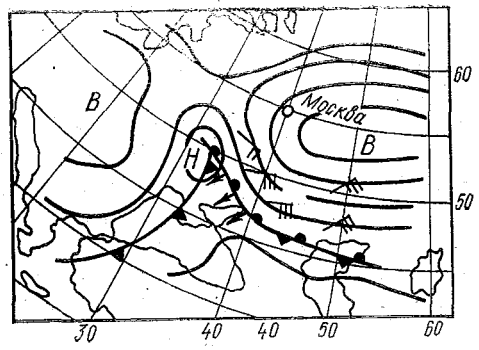

Рис. 2.10. Типовое барическое поле у земли при образовании ретроградного фронта.

ход температуры и ветра, наблюдаются суховеи и пыльные бури, зимой — метели, снегопады, гололедные явления. Сильные ветры, а весной нередко и «черные бури», наблюдаются на Северном Кавказе.

В холодное время года этот процесс сопровождается усилением циклонической деятельности над Черным морем. Развивается преимущественно в холодную половину года и характеризуется формированием глубокой депрессии над акваторией моря. Циклоны поступают сюда с востока Средиземного моря через Малую Азию. Они следуют друг за другом, поддерживая циклоническую циркуляцию в течение 4...5 и более дней.

Одновременно над юго-востоком ЕТС развивается антициклон. Циклоническая депрессия над Черным морем прослеживается до больших высот. На юге Украины, в западных районах Северного Кавказа, на Черноморском побережье Кавказа этот синоптический процесс вызывает сильные ветры, метели, значительные осадки и гололед. В Новороссийске возможна бора.

К разряду редких синоптических процессов, вызывающих трудность анализа, относится образование так называемых *ретро-*

градных атмосферных фронтов — фронтов, движущихся вспять. Это процесс наблюдается при выходе малоактивного южного циклона на южные районы ЕТС и мощном усилении антициклона на востоке ЕТС. Южный циклон не только замедляет свое движение, но и заполняется. Теплый фронт оказывается под сильным влиянием периферии антициклона и направленных в его сторону потоков холодных масс воздуха (рис. 2.10).

2.5. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАВКАЗА

Для Кавказа и Закавказья характерны следующие основные синоптические процессы:

1) развитие гребней высокого давления, периферии которых оказывают влияние на погодные условия Кавказа;
2) циклогенез над Черным морем;
3) орографический антициклогенез над Северным Кавказом;
4) орографический циклогенез над восточной частью Предкавказья;
5) частный циклогенез над восточной частью Черного моря и Краснодарским краем;
6) выход южных циклонов;
7) холодные вторжения.

Формирование гребней высокого давления, оказывающих влияние на погоду Кавказа, возможно при антициклонах, движущихся с севера или северо-запада, и при гребнях восточных антициклонов. Завершающим процессом является стационирование антициклона на юго-востоке ЕТС. Примерно 50% антициклонических процессов — это отроги антициклонов, расположенных над Казахстаном и Западной Сибирью, 46% — антициклоны, перемещающиеся с севера, северо-запада и запада, и 4% — с юго-запада и юга. Последний синоптический процесс, оказывающий влияние на юг ЕТС, мы уже рассматривали. На территории Северного Кавказа, Нижнего Дона и Нижней Волги погода обусловлена антициклонами на протяжении 40% годового времени.

Антициклонические воздействия с севера и с северо-запада в холодную половину года вызывают на Кавказе малооблачную погоду с морозами, иногда до — 20° С.

Наиболее опасными явлениями погоды в холодную половину года являются сильные восточные ветры. Они возникают под влиянием развивающегося антициклона и циклона над Черным морем. Усиление ветра обусловлено не только возрастающими барическими градиентами, но и орографией. Сильные восточные ветры иногда продолжаются до 20 суток (рис. 2.11).

Особенно отличается сильными восточными ветрами долина р. Кубань, ориентированная в основном с востока на запад. В связи с этим сильные ветры возникают в Армавире, в Ставрополе. Скорость ветра здесь на 25% больше, чем в соседних северных районах. Процессы антициклогенеза часто сопровождаются силь-

ным ветром в Новороссийске. Ранее мы уже отмечали особенности Новороссийской боры.

Опасным явлением в этих районах являются пыльные бури. Они наиболее интенсивны и продолжительны весной. Иногда пыльные бури в этих районах достигают катастрофических масштабов.

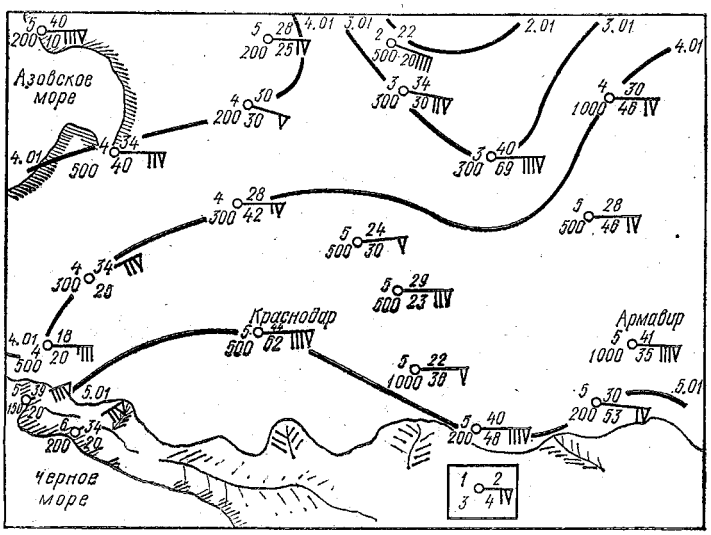

Рис. 2.11. Максимальная скорость ветра и ее изохроны и продолжительность скорости ветра, равной и более 25 м/с, при пыльной буре 2—7 января 1969 г. на Северном Кавказе: *1* — дата максимального усиления ветра; *2* — максимальная скорость ветра, м/с; *3* — минимальная видимость при пыльной буре, м; *4* — продолжительность (в часах) скорости ветра, равной 25 м/с и более.

Характерной особенностью для Северного Кавказа является то, что периоды с сильными восточными ветрами в большинстве случаев заканчиваются выпадением осадков. Причем вероятность осадков возрастает с увеличением продолжительности предшествующего им сильного ветра (более 12 м/с). Если сильный восточный ветер длится сутки, то осадки выпадают с ослаблением ветра в 66% случаев, после трех дней сильного ветра — в 79% случаев, а если более четырех дней, то практически во всех случаях. Эти осадки вызываются циклонами, которые перемещаются с юго-запада после того, как антициклон с ЕТС уходит на юго-восток.

Циклогенез над Черным морем — процесс, как правило, сопутствующий развитию периферии антициклона и оказывающий влияние на погоду Кавказа.

Орографический антициклогенез связан с задерживающим влиянием Кавказского хребта. Подход антициклона к хребту сопровождается тем, что впереди него до больших высот северные ветры направлены под большим углом к оси хребта. Накопление холодного воздуха в предгорье вызывает термический рост давления. В гребне высокого давления, ориентированного на Кавказ, формируется самостоятельное ядро высокого давления. Иногда самостоятельный антициклон формируется в гребне, ориентированном с запада. Аналогичный процесс отмечается, если гребень вытянут на Северный Кавказ с северо-запада.

Если антициклон смещается с северо-востока, то он, как правило, задерживается над юго-востоком ЕТС. Рост давления в Предкавказье приводит к образованию гребня, ориентированного на Украину. Самостоятельного антициклона в Предкавказье в этом случае не образуется (этот процесс нами уже рассматривался).

Как правило, образованию гребня и орографического антициклона предшествует появление за 12 . . . 18 часов над этим районом отрицательных суточных изаллотерм на поверхностях 500 и 300 гПа ($\Delta T = T_{0+24} - T_0$).

Орографический циклогенез над восточной частью Предкавказья — это такой синоптический процесс, когда образование частного циклона обусловлено влиянием Большого Кавказа на южные потоки воздуха в средней тропосфере. Циклон образуется на подветренной стороне хребта при наличии, в целом над Кавказом, термобарического поля, вызывающего общее падение давления у поверхности земли. Как правило, это передняя часть высотной ложбины. Немаловажную роль, по-видимому, играет и обширный феновый эффект. Дальнейшее развитие частного циклона возможно, если в его тыловой части появляется адвекция холода.

Частные циклоны образуются, главным образом, в холодную половину года (с октября по март). Половина из них заполняется на месте, остальные перемещаются к юго-востоку, востоку или северо-востоку. В образовавшихся циклонах устанавливается пасмурная погода с моросящими осадками. Ветры неустойчивые, слабые и умеренные.

Частный циклогенез формируется над восточной частью Черного моря, если на высотах над Балканами или Черным морем находится высотный циклон или ложбина, вытянутая с севера. ВФЗ будет ориентирована с юго-запада на северо-восток. Образованию частного циклона предшествует падение давления на Черноморском побережье Турции.

Над Краснодарским краем этот циклон образуется при переваливании низких циклонов через западную часть Кавказа. Над краем появляются барические тенденции — 2, — 3 гПа/3 часа при сильной адвекции тепла и расходящихся изогипсах. Орографический циклогенез здесь исключается, если наблюдаются на

AT_{700}, AT_{500} западные и северо-западные потоки, сходимость изогипс над Северным Кавказом, большие барические градиенты и сильный восточный ветер у поверхности земли.

Выход южных циклонов на указанные районы осуществляется в тех случаях, когда над Европой устанавливается меридиональная циркуляция.

Циклоны, вышедшие на юго-восток Черного моря, развиваются лишь в тех случаях, когда горизонтальные градиенты температуры в тылу циклона больше, чем в его передней части. Критическими значениями барических градиентов являются 3 гПа/1° меридиан зимой и 2 гПа/1° меридиан летом. Если барический градиент достигает 5 гПа/1° меридиан, то ветер усиливается до 25 м/с и более, то есть становится уже опасным и особо опасным.

Холодные вторжения. Сильные западные ветры и метели наблюдаются при ныряющих циклонах со Скандинавии или Балтийского моря. Предфронтальные ветры при этом сильнее зафронтальных. При меридиональной ориентации ВФЗ (например, от Петрозаводска на Харьков), если в зоне ее скорость ветра достигает 60...70 км/час, то с момента появления циклона сильный ветер (более 15 м/с) следует ожидать через сутки, а если скорость ветра в ВФЗ 80...100 км/час, то — через 16...20 часов.

Для всего района Кавказа можно выделить три процесса, которые приводят к понижению температуры, иногда значительному, а весной и осенью к заморозкам.

Тип 1. Полярный — вторжение холодных масс воздуха в тылу малоподвижного циклона, который формируется над восточными районами ЕТС. Резкое похолодание связано с прохождением холодного фронта и последующим усилением северо-западного и северного ветра.

Тип 2. Ультраполярный — вторжение холодных масс воздуха за холодным фронтом на периферии антициклона.

Тип 3. Восточный — представляет собой зимнее похолодание, связанное с распространением холодных масс воздуха на запад по южной периферии гребня сибирского антициклона.

Погода в Закавказье, в первую очередь, связана с холодными вторжениями. Под влиянием Главного Кавказского хребта циркуляция воздушных масс претерпевает значительные изменения. В пределах горного слоя воздушные массы обтекают хребет и нередко холодный воздух вторгается в Закавказье с запада или востока. Соответственно установлены два типа таких вторжений: *западный и восточный.*

Западный тип вторжения связан с общим западно-восточным переносом воздуха над Европой. Холодный воздух в Закавказье проникает с запада и северо-запада, когда проходит тыл глубокого циклона или ложбины.

Восточный тип вторжения холода связан с развитием и перемещением к Кавказу антициклона. Холодный воздух огибает Кав-

каз с востока, проникая вначале на юг Каспийского моря, а затем в Закавказье. Тот и другой процессы вторжения холода завершаются местным антициклогенезом над Закавказьем.

Холодные вторжения вызывают в Закавказье значительные понижения температуры, а в переходные сезоны года при западных вторжениях — снегопады.

Горная система Малого Кавказа оказывает задерживающее влияние на южные потоки. На его наветренных склонах теряется значительная часть влаги. Под влиянием феновых эффектов эти потоки приносят в Закавказье сухой воздух с высокими температурами. В Закавказье отмечается большая повторяемость циклонических процессов и связанная с ними изменчивость погоды. В районах со сложной орографией, а также вдоль побережья Черного и Каспийского морей возникают местные циркуляции и характерные локальные условия погоды.

Согласно Е. А. Напетваридзе синоптические процессы над Закавказьем делятся на четыре типа: *западный, восточный, антициклональное состояние и волновая деятельность южнее Закавказья.*

1. Западный. Над территорией Закавказья устанавливается западный перенос — смещение холодных фронтов, связанных с циклонами, развивающимися над ЕТС. Высотная ложбина при этом направлена на Кавказ. Вторжение холодных масс сопровождается понижением температуры (весной и осенью на 10 . . . 15° С).

2. Восточный. Продвижение к Кавказу мощного антициклона способствует тому, что холодные воздушные массы, огибая Северный Кавказ, проникают в Закавказье с востока. Преобладает пасмурная погода с небольшими осадками. Понижение температуры нередко вызывает образование туманов. Процессы восточного типа развиваются в холодную половину года.

3. Антициклональное состояние. Область высокого давления, сформировавшаяся непосредственно над горными районами Кавказа. Такие местные антициклоны следствие процессов западного или восточного типов и наиболее устойчивы в холодную половину года. Летом эти процессы могут приводить к длительной засушливой погоде в Грузии.

4. Волновые возмущения южнее Закавказья. Проникновение холодного воздуха в Закавказье вызывает обострение ВФЗ. Возрастают контрасты температур между массами воздуха: прежней теплой на юге и поступившей холодной. Образующиеся циклоны вызывают быструю смену погодных условий. Пасмурная погода чередуется с кратковременными прояснениями.

Основными синоптическими процессами, вызывающими затяжные дожди в Закавказье, в частности в Тбилиси, являются волновые возмущения на полярном фронте, расположенном к югу от Закавказья; прохождение холодного фронта с запада; прохождение холодного фронта с востока; одновременное прохождение

холодного фронта с запада и востока и образование при этом орографической окклюзии; прохождение фронта окклюзии с запада; прохождение холодного фронта с востока и одновременное приближение с запада или юго-запада теплого фронта или фронта окклюзии. При прохождении холодных фронтов в Закавказье во все сезоны года выпадают обильные осадки (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Распределение (в %) обильных осадков по сезонам в зависимости от характера атмосферного фронта (по К. И. Папинашвили)

Атмосферный фронт	Зима	Весна	Лето	Осень
Холодный фронт с запада	20	25	30	25
Холодный фронт с востока	37	18	10	35
Холодный фронт одновременно с запада и востока	30	26	9	35
Теплый фронт	27	31	23	19
Фронт окклюзии с запада	32	44	6	18
Местное окклюдирование	17	35	32	16
Волновые процессы на юге	14	25	38	23

Во вторую половину лета, частично осенью и зимой наблюдаются соответственно засушливые периоды и длительные периоды без осадков. Они формируются при трех основных типах синоптических процессов: *азорском, полярном и смешанном.*

1. Азорский — обширный пологий высотный гребень с адвекцией тепла простирается от Средиземного моря на Кавказ. Гребни азорского антициклона и отдельные области высокого давления у поверхности земли через Западную Европу распространяются на восток.

2. Полярный — высотный гребень через Кавказ простирается до Баренцева моря. Сильно развита меридиональность потоков над ЕТС. У поверхности земли полярные антициклоны перемещаются на юго-восточные районы ЕТС. Они приносят холодные и сухие массы воздуха. Над Кавказом формируется устойчивый гребень высокого давления.

3. Смешанный — высотный гребень ориентирован через Кавказ на Новую Землю и хорошо выраженная ложбина с севера на Казахстан и Среднюю Азию. У поверхности земли полярный антициклон смещается на Западный Казахстан. Над Кавказом — малоградиентная область высокого давления.

Особенности циркуляционных процессов, орографические условия и близость больших водных бассейнов обусловливают боль-

шую повторяемость сильных ветров. Основными направлениями сильных ветров на Кавказе являются западные и восточные, а в районе Апшеронского полуострова — северные (бакинский норд). Часто сильные восточные ветры наблюдаются в Колхидской низменности. Восточные ветры здесь следствие развития южных циклонов при антициклогенезе над Северным Кавказом.

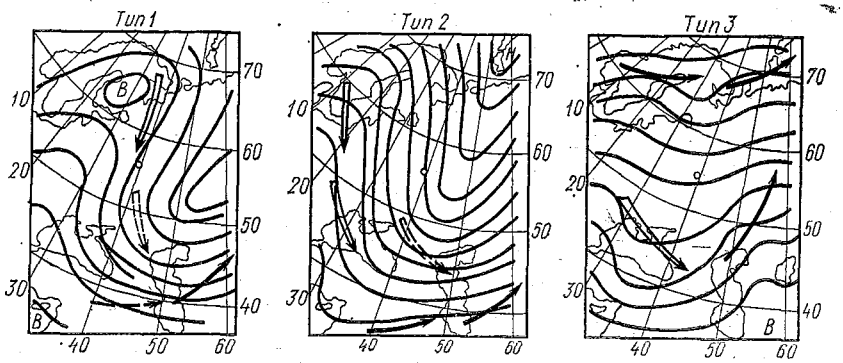

Рис. 2.12. Типовые положения H_{500} при бакинском норде и траектории барических образований: *1* — антициклоны; *2* — ядра или гребни; *3* — циклоны; *4* — частные циклоны или ложбины.

Сильные западные ветры наблюдаются в тыловых частях циклонов, которые проходят или по югу ЕТС, или через Черное море и Кавказ на северо-восток. Скорость ветра нередко достигает значений ООЯ, что наносит значительный ущерб народному хозяйству, особенно морским организациям.

Е. А. Напетваридзе и К. И. Папинашвили выделяют три типичных высотных барических поля (по AT_{500}) как характерные условия возникновения сильных ветров в районе Апшерона (рис. 2.12).

На Черноморском побережье Кавказа с приближением западного или юго-западного циклона орография суши также способствует усилению ветра. На холодных фронтах и фронтах окклюзии при этом отмечаются шквалы.

В Закавказье горно-долинная циркуляция развита в основном в теплое время года. Так, в районе Еревана скорость горного ветра может достигать 15 м/с и более. Наиболее интенсивные осадки связаны с холодными фронтами. Особенно сильные ливневые осадки наблюдаются в Западной Грузии. В Поти, например, зарегистрирован ливень интенсивностью 11 мм/мин. Внутримассовые грозы и осадки сильно зависят от экспозиции гор основному потоку. Грозы, ливни и шквалы в этом районе наблюдаются с апреля по октябрь. Наиболее часты — до 45 случаев в год — в предгорных и горных районах Северного Кавказа.

2.6. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Урал

Урал является естественной климатической границей между равнинами ЕТС и Западной Сибири. Меридионально вытянутый горный хребет оказывает влияние на синоптические процессы двух крупнейших регионов страны. В то же время его погодные условия находятся под влиянием атмосферных процессов ЕТС и Западной Сибири.

Вдоль узкой гряды Уральских гор и смежных с ней по обе стороны территорий (Предуралье и Зауралье) можно выделить следующие основные синоптические процессы: западные, южные, ныряющие циклоны и сибирский антициклон.

Западные циклоны смещаются над Уралом во всех его широтных зонах. Наиболее активны они зимой на арктическом фронте, обусловливая погоду северной половины Урала. Осенью и в первую половину зимы циклоны с Атлантики достигают Урала, принося сюда морские массы воздуха. Изменение погоды связано с кратковременными поступлениями холодного и теплого воздуха. Регенерация циклонов на арктическом фронте может привести к образованию глубокого циклона, который в основном располагается в северных районах Западной Сибири. Это, в свою очередь, сопровождается меридиональной перестройкой барического поля на высотах.

Южные циклоны перемещаютоя преимущественно с Черного, Каспийского и Аральского морей. Приносят теплый и влажный воздух. Нередко циклоны, возникающие в более отдаленных регионах, скажем, в центральном Средиземноморье, смещаются на Урал и Западную Сибирь.

Ныряющие циклоны, развивающиеся на арктическом фронте, смещаются с Баренцева моря и оказывают влияние на погоду практически всех районов Урала. Изменение погоды, вторжение холодных масс воздуха наиболее ощутимо на западных наветренных склонах. В холодную половину года над Уралом нередко формируются устойчивые высотные барические гребни — процесс блокирующий западно-восточный перенос. Образование такого рода атмосферных «блоков» обусловлено адвекцией тепла в средней и верхней тропосфере со стороны Средиземного и Черного морей и орографическим антициклогенезом.

Сибирский антициклон развивается в холодную половину года. Это синоптический процесс, уникальный по своей природе, охватывает значительную территорию Азиатского континента. Его периферия на западе в виде отдельных отрогов или областей высокого давления охватывает Урал, особенно центральную часть. Влияние циклона ощущается зимой в течение длительных периодов. В этих случаях удерживается сухая погода с сильными мо-

розами. Повторяемость и интенсивность синоптических процессов меняется от сезона к сезону.

По характеру погоды Урал отчетливо разделяется на две части: Предуралье и Зауралье. Основное влияние на погодные условия здесь оказывает преобладание западно-восточного переноса как циклонических, так и антициклонических барических преобразований.

В Предуралье осенью и зимой преобладает низкая облачность. Продолжительность облаков высотой до 200 м почти в два раза больше, чем в Зауралье. Низкая облачность чаще всего наблюдается при южном и юго-западном ветре. В основном это фронтальная облачность (до 70%), связанная с циклоном. На наветренных склонах Предуралья отмечается максимум осадков.

Исследования Л. Д. Пряхиной показали, что летом на Урале сильные дожди связаны в основном с фронтами (84%), главным образом, южных циклонов, а также малоподвижных и частных циклонов. В тех случаях, когда Каспийские циклоны перемещаются за Уралом, на восточных склонах гор отмечаются северо-восточные ветры, создающие орографический подъем теплого воздуха. Осадки могут охватывать большую территорию и продолжаться до двух суток. Здесь довольно заметно влияние орографического фактора в механизме образования осадков. Расчеты показывают, что орографические осадки могут достигать за сутки 15...20 мм. Не более 10% значительнзых осадков приходится на западные и северо-западные циклоны. В табл. 2.3 приведена повторяемость различных синоптических ситуаций при сильных дождях на Среднем и Южном Урале.

Таблица 2.3

Повторяемость различных синоптических ситуаций при сильных дождях на Среднем и Южном Урале (1951—1965 гг.) (по Л. Д. Пряхиной)

Статистическая характеристика	Атмосферный фронт					Кривизна изобар		
	Холодный	Теплый	Вторичный	Окклюзия	Стационарный	Циклоническая	Антициклоническая	Размытое барическое поле
Число случаев	47	39	16	12	40	10	6	15
В процентах	26	21	9	6	22	5	3	8

В районах Зауралья низкая облачность отмечается в основном при юго-восточном ветре. Здесь также сказывается влияние орографических вертикальных движений. Так, в районе Свердловска они могут достигать 160 гПа/12 ч.

В Предуралье и Зауралье наблюдаются туманы преимущественно радиационные и адвективно-радиационные. Фронтальные

и адвективные туманы образуются редко. В промышленных центрах южной части Урала, например, в Челябинске и Магнитогорске, ухудшение видимости связано с накоплением промышленного дыма в приземном слое.

Распространение холодной воздушной массы с севера приводит к образованию заморозков. Весенние заморозки возникают преимущественно в холодном воздухе, поступающем в тыл циклонов, а осенние — связаны в основном с радиационным выхолаживанием при антициклонической погоде. Поскольку рельеф Урала весьма разнообразен (горные и равнинные районы, лесные, степные и заболоченные места, наличие водных бассейнов), то повторяемость заморозков в тех или иных районах различна. Рельеф сказывается также и на времени начала, продолжительности и интенсивности заморозков.

С апреля по сентябрь для Урала характерны грозы. Первые грозы появляются на юге Урала. В среднем в году от 32 гроз на Южном Урале до 13 на его крайнем севере. Нередко грозы сопровождаются выпадением града. Так, в июне 1948 г. в Башкирской АССР зафиксированы градины весом до 400 г. Преобладают фронтальные грозы при западных и юго-западных циклонах. Внутримассовые — в основном в размытых барических полях.

Западная Сибирь

Западная Сибирь расположена между Уралом и р. Енисеем. На севере огромные пространства тундровой зоны, а на юге — горы Алтая, Кузнецкого Алатау и Салаирский кряж. Выделяются четыре ее региональные особенности: 1) количество солнечной радиации, характерное для умеренных широт; 2) удаленность от океанов, особенно южной части; 3) равнинность — открытость с севера и юга соответственно для холодного арктического и теплого воздуха, поступающего из Казахстана и Средней Азии; 4) горы на периферии: Урал преграждает путь для влажных атлантических масс воздуха, а Алтай, Саяны, а за ними Памир и Тянь-Шань — от сухих масс воздуха Центральной Азии.

Погодные условия на площади 2,8 км^2, естественно, чрезвычайно разнообразны и в целом формируются под влиянием аналогичных с Уралом синоптических процессов. Через Западную Сибирь на различных широтах смещаются западные циклоны, подвергающиеся влиянию Урала.

Огромная протяженность с севера на юг вызывает большие контрасты особенностей погоды и климата. В теплый период года погода Западной Сибири в основном определяется циклоническими процессами. В северных районах циклоны развиваются на арктическом фронте, вызывая образование низкой облачности, осадков и понижение температуры. Ныряющие циклоны, в свою очередь, выносят «порции» холодного воздуха далеко в южные районы Западной Сибири. Южные районы больше подвержены циклони-

ческим процессам, развивающимся на полярном фронте, хотя повторяемость циклонов здесь в два раза меньше, чем на севере. Погода на юге Западной Сибири обусловлена не только западными, но и южными циклонами, которые приносят сюда значительные осадки.

Распределение осадков в горных районах Западной Сибири, в частности, в горах Алтая носит пестрый характер, большое количество осадков (до 1000 мм в год) выпадает на западных склонах Тигирецкого хребта, а в окрестностях Телецкого озера на Западных склонах Атаканского хребта, а также в южных районах Кузнецкого Алатау до 1000—1600 мм. На восточных склонах годовое количество осадков уменьшается до 150 мм. Этим объясняется и наличие высокогорных степей, относящихся к полупустыням (Чуйская и Курайская степи).

Антициклональные процессы летом сопровождаются суховеями, а нередко и засухами. В холодную половину года под влиянием «уральского блока» (блокирование Уралом западных переносов) создаются наиболее благоприятные условия формирования антициклона практически над всей Западной Сибирью. В приземном слое при интенсивном выхолаживании образуются глубокие инверсии, генерируются низкая облачность и туманы.

Сибирский антициклон — это наиболее длительный и устойчивый синоптический процесс холодного полугодия. Процесс уральского высотного блокирования обусловливает, в конечном итоге, выход ныряющих циклонов на Западную Сибирь с Баренцева и Карского морей. Сильные морозы и затишья прерываются сильными метелями. Повторяемость их довольно велика, а скорость ветра при них может достигать 40 м/с.

2.7. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАЗАХСТАНА

Территория Казахстана простирается от низовьев Волги на западе до Алтая на востоке, от Западно-Сибирской равнины на севере до Тянь-Шаня на юге. Рельеф Казахстана чрезвычайно разнообразен. Он включает Прикаспийскую низменность, обширные пустыни, платообразные возвышенности и далее на востоке и юго-востоке — горные системы.

К Казахстану непосредственно примыкают открытая юго-восточная часть ЕТС, Южный Урал, Западная Сибирь и на юге Средняя Азия. Синоптические процессы этих регионов в той или иной мере непосредственно распространяются и на Казахстан. Это относится к западно-восточному переносу, формирующемуся над ЕТС, к ныряющим циклонам и заключительным антициклонам, к циклонам переваливающим Урал с большой южной составляющей, наконец, к южным циклонам: южнокаспийским, мургабским и возникающим на севере Каспийского моря. Большое влияние на погоду Казахстана оказывает сибирский антициклон.

Применительно к территории Казахстана выделено пять основных типов синоптических процессов (рис. 2.13). В основу типизации положено направление перемещения антициклонов у поверхности земли.

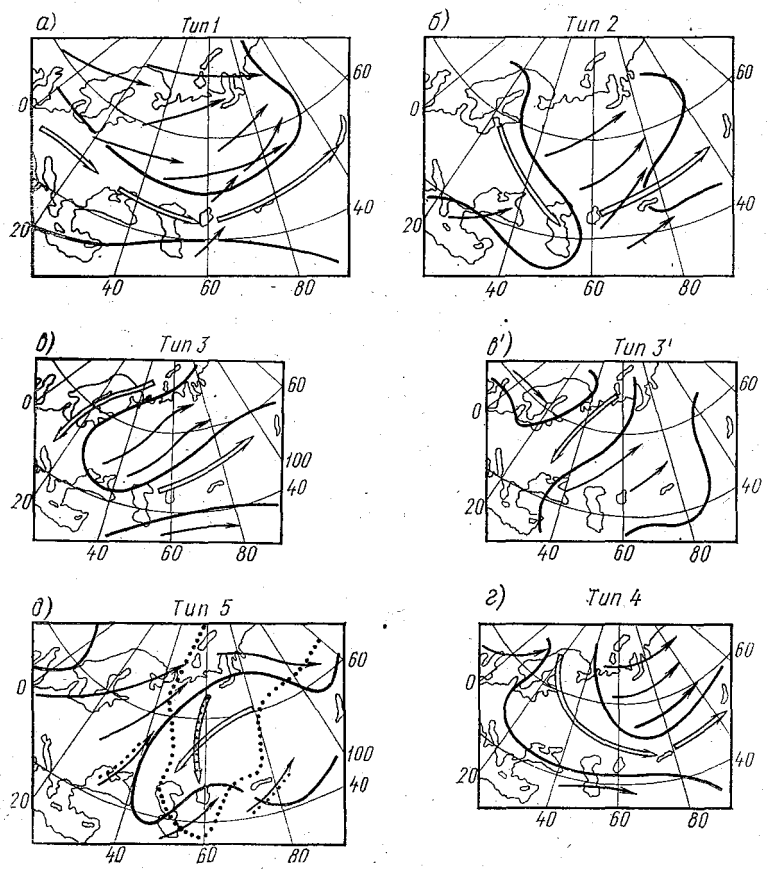

Рис. 2.13. Схемы типовых синоптических процессов Казахстана.

Тип 1. Широтный перенос — характеризуется наличием циклонических процессов над севером ЕТС, Уралом и Западной Сибирью. На большей части Казахстана и Средней Азии наблюдаются антициклоны, которые перемещаются к востоку в сторону Байкала. Это наиболее часто повторяющийся процесс — 35% (рис. 2.13, *а*).

Тип 2. Северо-западные европейские вторжения — перемещение циклонических и антициклонических барических образований

с северо-западных районов ЕТС на районы нижней Волги и Каспийского моря. Казахстан находится под влиянием как циклонов, так и в завершающей стадии антициклонов — 33% (рис. 2.13, *б*).

Тип 3. Ультраполярные европейские вторжения способствуют развитию областей высокого давления от Новой Земли на Западную Европу — над Казахстаном формируются антициклонические поля и от Новой Земли на ЕТС — над Казахстаном образуются циклоны, смещающиеся от Черного и Аральского морей (рис. 2.13, *в*, *в'*).

Тип 4. Северо-западные азиатские вторжения — антициклоны смещаются со Скандинавии на Центральный Казахстан — 8% (рис. 2.13, *г*).

Тип 5. Ультраполярные азиатские вторжения — антициклон распространяется на Казахстан с северо-востока, преимущественно от Центральных или северных районов Западной Сибири. На юге и востоке Казахстана сохраняются циклонические поля (рис. 2.13, *д*).

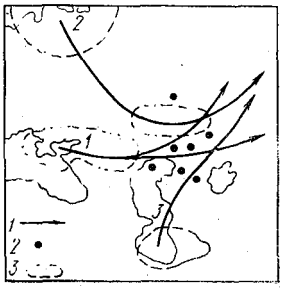

Рис. 2.14. Типовые траектории циклонов на западе Казахстана: *1* — траектории типов 1, 2 и *3*; *2* — возникновение циклонов (тип 4); *3* — области возникновения циклонов в каждом типе.

Казахстан вытянут с запада на восток более чем на 3 тыс. км. Естественно, что синоптические процессы над удаленными друг от друга регионами могут существенно различаться. Это особенно заметно в западной и восточной частях Казахстана. Так, на западе выделяются четыре типа циклонических процессов, характерные траектории которых и место их возникновения представлены на рис. 2.14. Все эти процессы наблюдаются в холодное полугодие.

В холодную половину года формируется такой синоптический процесс, когда практически весь Казахстан может оказаться под влиянием сибирского антициклона. Над восточной частью Казахстана в этом случае погода определяется южной, а над западной — юго-западной периферией антициклона. Это может быть или самостоятельная область высокого давления, охватывающая обширную территорию, или вытянутый с востока гребень высокого давления. Типичная синоптическая ситуация приведена на рис. 2.15.

На полярном фронте в это время, в предгорной части Средней Азии и восточной части Казахстана, отмечается развитие волновых возмущений, ориентированных в целом на северо-восток.

На значительной части территории Казахстана наблюдается устойчивая ясная погода. В предгорных районах, в зоне, смешанной с волновыми процессами отмечаются большие градиенты давле-

ния. Отсюда — сильные восточные ветры и нередко общие метели, достигающие интенсивности опасного давления. При температуре воздуха — 10, — 15° С и ниже сильные метели охватывают не только равнинные, но и горные районы и представляют весной и осенью большую опасность для отгонного животноводства.

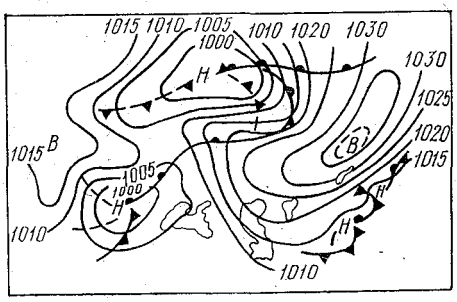

Рис. 2.15. Типовая синоптическая ситуация при развитии ожога сибирского антициклона над Казахстаном.

2.8. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

К основным синоптическим процессам, наблюдающимся в Средней Азии, относятся: южнокаспийский циклон, мургабский циклон, широкий вынос теплого воздуха, западное вторжение, северо-западное холодное вторжение, северное холодное вторжение, волновая деятельность, юго-западная периферия антициклона и летняя термическая депрессия. Эти типы синоптических процессов рассматриваются в монографии «Синоптические процессы Средней Азии». Ташкент, изд-во АН Уз. ССР, 1957. Предварительно обратим внимание на обобщение синоптических процессов, представленное в виде типовых траекторий и их повторяемости (рис. 2.16). Далее приведем лишь краткое изложение основных условий формирования каждого из перечисленных типов процессов.

Тип 1. Южнокаспийский циклон. Как правило, южнокаспийские циклоны зарождаются над восточной частью Средиземного моря или Месопотамией. Дальнейшее их перемещение на северо-восток связано с особенностями термобарического поля AT_{700} и OT_{1000}^{500} и орографии региона (рис. 2.17). Цепь горных хребтов Кавказа, Армянского нагорья и Загросы, ориентированных в основном с северо-запада на юго-восток, оказывают задерживающее влияние на перемещающиеся с юго-запада циклоны и вызывают их сегментацию. Армянское нагорье как средняя часть вытянутой системы хребтов является более пониженной. Рост давления здесь перед горами менее выражен, и заполняющийся циклон сохраняется именно на этом участке горной системы, близкой к юж-

ной части Каспийского моря. Образовавшийся после переваливания новый циклон быстро углубляется вследствие сохраняющейся по всему региону адвекции тепла и уменьшению циклонической кривизны изогипс по потоку при их расходимости. Теплый

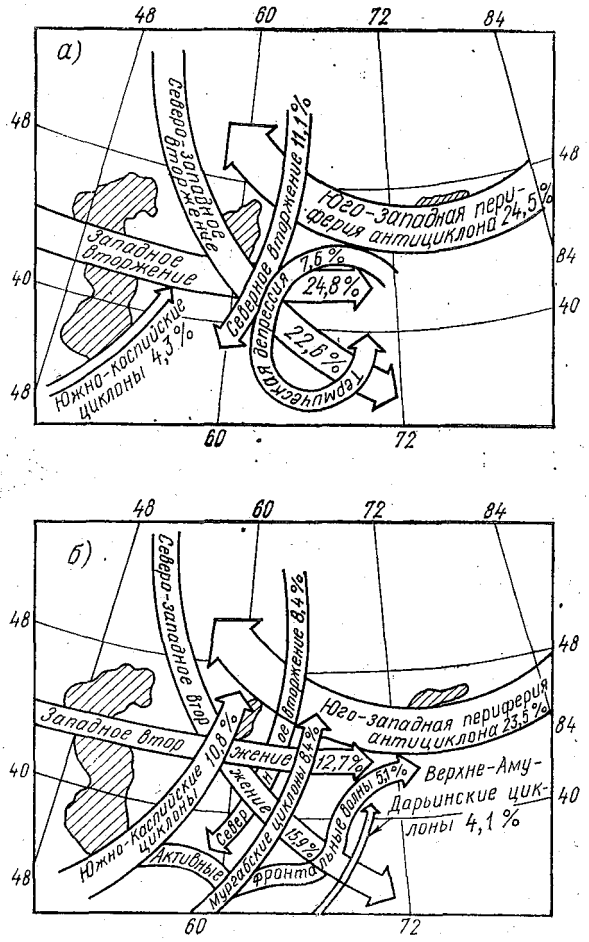

Рис. 2.16. Повторяемость (в %) типов синоптических процессов Средней Азии: *а* — теплое полугодие; *б* — холодное полугодие (по В. А. Бугаеву и др.).

фронт восстанавливается лишь над Западной Туркменией, а холодный образуется вследствие северо-западного вторжения холодных масс вдоль северных склонов горных хребтов на равнинные районы западных пределов Средней Азии.

Смещение высотного циклона с ЕТС на Урал способствует тому, что «прорыв» южнокаспийского циклона в Среднюю Азию заканчивается, в свою очередь, северо-западным вторжением холодных масс.

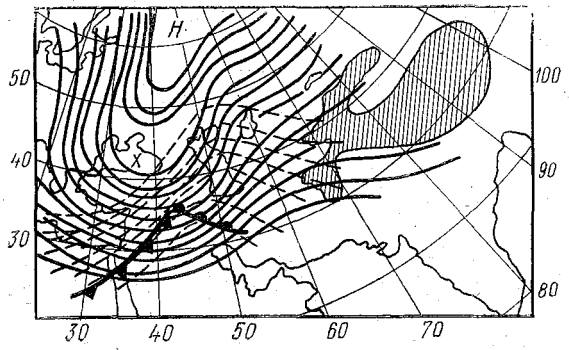

Рис. 2.17. Типичное термобарическое поле за 12 часов до появления южнокаспийского циклона в Средней Азии.

Южнокаспийские циклоны преимущественно отмечаются в холодную половину года. Осадки на теплых фронтах наблюдаются редко. Это связано с малой относительной влажностью тропической массы воздуха в теплом секторе, а также феновым процессом на обширной территории, на подветренной части горной системы Кавказ — Загрос. В дальнейшем осадки формируются в основном перед горами Средней Азии. Холодные фронты, как правило, повсеместно сопровождаются осадками и усилением ветра.

Прогноз «прорыва» южнокаспийского циклона дается, если выполняются следующие условия: 1) термобарическое поле меридионально преобразуется, и над ЕТС формируется высотный циклон с ложбиной, ориентированной на юг в сторону Месопотамии; 2) осуществляется вторжение холодного воздуха на Восточное Средиземноморье; 3) юго-западная периферия антициклона над Средней Азией быстро разрушается; 4) наибольшее падение давления у поверхности земли с одновременным появлением перистых и перисто-слоистых облаков наблюдается над юго-западной частью Туркмении.

При прохождении теплого фронта осадки над равнинной частью Средней Азии отмечаются редко, в горах они более значительны. Нередко возникают пыльные бури. В горной части появляются фены, а на выходе Ферганской долины начинается урсатьевский ветер. Прохождение холодного фронта, как правило, сопровождается осадками и усилением ветра, часто до штормового,

Тип 2. Мургабский циклон. Наряду с южнокаспийским этот циклон представляет разновидность южных циклонов Средней Азии. Образуется над территорией Ирана или Афганистана на полярном фронте. При дальнейшем движении на северо-восток появляется на юге Туркмении над бассейнами рек Мургаб и Теджен. Мургабские циклоны наблюдаются преимущественно в холодное полугодие.

Образование и развитие мургабского циклона следует ожидать в том случае, если: 1) произошло вторжение холодных масс воздуха на Переднюю Азию с хорошо выраженной ПВФЗ, ориентированной над Месопотамией к северо-востоку; 2) отмечается увеличение горизонтальных градиентов температуры и геопотенциала вдоль ПВФЗ над Месопотамией и Средней Азией; 3) «перевалиранию» циклона через горы и его появлению мене чем за сутки предшествует падение давления на ряде станций над бассейнами рек Мургаб и Теджен.

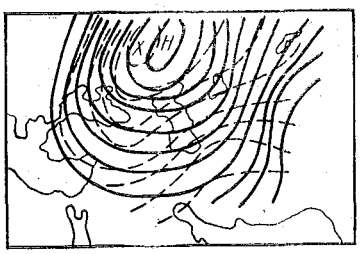

Рис. 2.18. Схематическая карта термобарического поля перед появлением циклона над Мургабом.

Высотное термобарическое поле характеризуется обширной холодной ложбиной, ориентированной с Урала на Кавказ. Ядро холода при этом расположено над низовьем Волги и югом Урала. Структура термобарического поля над Месопотамией благоприятствует возникновению циклона и в целом схожа с аналогичной при возникновении южнокаспийских циклонов, однако поле в целом сдвинуто к востоку (рис. 2.18).

В теплом секторе мургабского циклона, как и южнокаспийского, находится тропический воздух. Вынос тропического воздуха в Среднюю Азию сопровождается значительным потеплением. Повышение средних суточных температур может достигать 10 . . . 12° С. Снежный покров, если имеется, быстро тает, а обнаженная почва при ветреной погоде иссушается, что в итоге благоприятствует возникновению пыльных бурь.

Осадки выпадают преимущественно на холодном фронте и по мере приближения его к горам усиливаются. Обильные осадки могут наблюдаться в случае регенерации циклона на прежнем арктическом фронте.

Тип 3. Широкий вынос теплового воздуха. Приведем определение, которое дано в работах Т. А. Сарымсакова, В. А. Джорджио и В. А. Бугаева. «Широким выносом теплого воздуха называется синоптический процесс, при котором на южные районы СССР (юго-восток ЕТС, Западный Казахстан и Среднюю Азию) поступает с юго-западным и южным течениями тропосферы теп-

лый воздух. Этот воздух может быть как тропическим, так и воздухом умеренных широт».

При таком синоптическом процессе активная циклоническая деятельность наблюдается в умеренных и северных широтах. Циклонические прорывы на Среднюю Азию отсутствуют. «Плоские» ложбины холода не проникают южнее Черного моря. Теплый воздух как у поверхности земли, так и в свободной атмосфере широким потоком охватывает указанную территорию (рис. 2.19). Характерная для процесса погода: теплая, ясная, сухая и маловетреная.

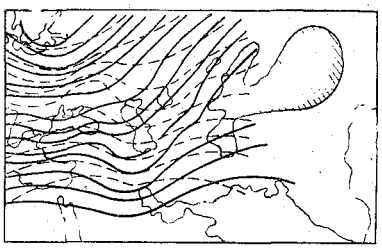

Рис. 2.19. Схематическое термобарическое поле, типичное для широкого выноса теплого воздуха на Среднюю Азию.

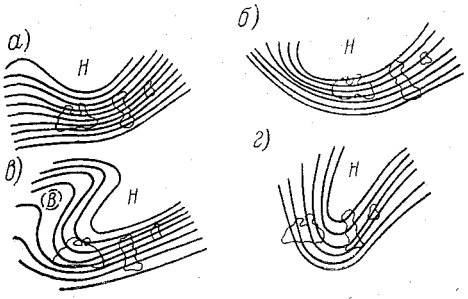

Рис. 2.20. Четыре основные разновидности западных вторжений: *а* — влажное западное вторжение; *б* — холодное и влажное западное вторжение; *в* — холодное западное вторжение; *г* — очень влажное западное вторжение (юго-западное).

Широкий вынос теплого воздуха отмечается в основном в переходные сезоны и вовсе не наблюдается в июле и августе. Этот процесс обычно заканчивается западным (75% случаев), реже северо-западным (25% случаев) вторжением в Среднюю Азию.

При рассматриваемом синоптическом процессе наблюдается преимущественно ясная, маловетреная, теплая погода. Лишь в горных долинах усиливаются восточные ветры. Характерным является возникновение урсатьевского ветра.

Тип 4. Западное вторжение. Такой процесс, при котором воздух умеренных широт, или реже арктический воздух, вторгается в Среднюю Азию с запада — через Кавказ и Каспийское море. Обширный циклон на высотах располагается над ЕТС или над Свердловской областью. Степень меридиональности процесса, как правило, невелика (рис. 2.20). Вторгающаяся воздушная масса имеет повышенную влажность и ее приход сопровождается увеличением облачности и осадков. Различают следующие разновидности западных вторжений (см. рис. 2.20): влажное западное, холодное и влажное западное, холодное западное, очень влажное западное (юго-западное). Из них главные две: влажное

и холодное. Синоптические процессы обеих разновидностей вызывают похолодания, но при втором более значительные, вследствие меньшего количества облачности и более холодных масс воздуха.

Западное вторжение чаще (25% случаев) наблюдается в холодную половину года, в теплую примерно в два раза реже (13% случаев). Наиболее часто западные влажные вторжения осуществляются после появления обширного центрального циклона на севере ЕТС. Центры таких циклонов, способствующих вторжениям, ограничиваются некоторой эллиптической зоной. Западное вторжение осуществляется, если разность геопотенциальных высот на AT_{500} между центром центрального циклона и южным берегом Каспийского моря находится от 2,0 до 2,5 дам на 1° широты.

Западное холодное вторжение развивается при обширной ультраполярной ложбине, ориентированной по линии Свердловск — Одесса. Прогностическим признаком возникновения циклона в этой ложбине является образование обычно за 12 часов области (ядра) холода на карте OT_{1000}^{500}. Похолодания невелики, за исключением случаев вторжения серии отдельных порций холодного воздуха. При развивающемся западном вторжении даже следы осадков над Западной Туркменией указывают на усиление осадков в горах до 3 . . . 5 мм и более.

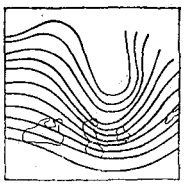

Рис. 2.21. Северо-западное холодное вторжение.

Тип 5. Северо-западное холодное вторжение. Арктические или умеренные воздушные массы проникают на территорию Средней Азии с северо-запада через восточную часть ЕТС и Западный Казахстан. Синоптическая ситуация характеризуется следующим. На Центральную Европу и Скандинавию простирается хорошо выраженный высотный гребень. В то же время от Западной Сибири, где располагается центр высотного циклона, на юг или юго-запад распространяется ложбина (рис. 2.21). Эти два регулирующих центра являются основными. Их частные модификации не меняют существа процесса. Главное — географическая локализация.

Северо-западному вторжению может предшествовать, а может и не предшествовать циклонический «прорыв» с юга. Во вторгающейся холодной воздушной массе иногда образуется антициклон («антициклон вторжение»), иногда же антициклогенез выражен слабо. Вторжение различается и по числу вторгающихся порций воздуха: однократное вторжение, вторжение со вторичными фронтами и многократное вторжение (серия вторжений), а также вторжение охватывающее всю Среднюю Азию, северную или северо-западную ее часть.

Выделяют четыре фазы развития этого вторжения: подготовительная, угроза, развитие и заключительная.

Подготовительная — характеризуется меридиональным преобразованием течений. Угроза (длительностью 2—3 суток) — сопро-

вождается усилением меридиональности и началом холодного вторжения над ЕТС. Холодный фронт при этом смещается на Западный Казахстан. Развитие — холодный фронт перемещается непосредственно по Средней Азии. Эта фаза длится до двух суток. Заключительная фаза характеризуется затоком холода по всей территории Средней Азии и антициклогенезом в распространившейся воздушной массе.

Северо-западные вторжения наблюдаются как в теплое (май — октябрь — 22,6%), так и в холодное (ноябрь — апрель — 15,9%) полугодие. Прохождение холодного фронта сопровождается усилением зафронтального ветра и возникновением пыльных бурь. За холодным фронтом выпадают осадки, а в горной части они заметно усиливаются.

Тип 6. Северное холодное вторжение. Арктический воздух или холодный воздух умеренных широт проникает в Среднюю Азию с севера через Урал, Западную Сибирь и Казахстан. Макроциркуляционные условия при этом очень схожи с таковыми при северо-западных вторжениях. Различие лишь в том, что основные элементы высотного барического поля несколько смещены к востоку. Высотная фронтальная зона при северном вторжении ориентирована более меридионально.

Угроза вторжения холодных масс воздуха с севера характеризуется следующим: 1) в Западной Сибири активно развивается циклон; 2) в холодном воздухе на севере ЕТС формируется антициклон вторжения; 3) смещение холодного воздуха в смежной зоне циклон — антициклон приобретает все большую меридиональность. В процессе вторжения холодный фронт пересекает Среднюю Азию и доходит до ее южных и восточных границ. Заток холода происходит по восточной и юго-восточной периферии антициклона вторжения.

Погодные условия при северных вторжениях имеют довольно широкий диапазон проявлений. Вторжение, как правило, сопровождается похолоданием, достигающим 10 . . . 15° С за сутки. Иногда выпадают небольшие осадки. Ветер усиливается. Однако в большинстве случаев погода характеризуется отсутствием резких фронтальных явлений. Вторжение происходит при малооблачной погоде сравнительно спокойно. Редко встречаются четко выраженные холодные фронты и изменение погодных условий протекает активно с характерными для них чертами.

В холодное полугодие, особенно в декабре — январе, нередко возникают зафронтальные туманы, охватывающие значительные пространства. Летом они почти отсутствуют. Туманы наблюдаются при различных синоптических процессах, которые вызывают вторжение холодного воздуха. Главная причина их возникновения — медленное натекание холодного воздуха на теплую почву, увлажненную предшествующими дождями. С теплой почвы происходит интенсивное испарение. Поступающий в холодный воздух водяной пар его пересыщает. При этом образуются устойчивые интен-

сивные туманы. В горных районах Средней Азии туманы наблюдаются в застойном холодном воздухе, в долинах, котловинах и предгорных впадинах. Появление долинного ветра приводит к разрушению тумана.

Летом северное вторжение — причина гроз и ливневых дождей в горах. Как северо-западное, так и северное вторжение иногда заканчивается стационированием циклона на севере Средней Азии, что вызывает более длительное поступление холодного воздуха.

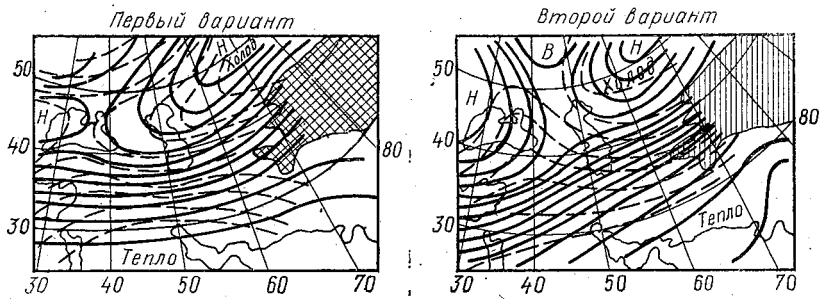

Рис. 2.22. Два варианта схематического термобарического поля типичного для развития волновой деятельности.

Тип 7. Волновая деятельность на юге и юго-востоке Средней Азии. Синоптический процесс, при котором в предгорных районах Средней Азии на фронте вторжения развивается ряд циклонических волн, смещающихся в западных районах на восток, а в восточных — на северо-восток. Соответствующим образом ориентирована и ПВФЗ. При этом выделяют два варианта развития волновой деятельности: первый — циклонические волны образуются на холодном фронте, вытянутом от Северного Ирана к восточным районам Средней Азии и Казахстана (рис. 2.22), второй — когда холодный фронт с волнами находится в пределах Средней Азии. Основной окклюдированный циклон, холодный фронт которого служит фронтом волновой деятельности, уходит к этому времени на Западную Сибирь. В обоих вариантах синоптических процессов. система волн на холодном фронте постепенно проникает в глубь горных районов Средней Азии, где и затухает.

В предгорных и горных районах устанавливается пасмурная погода с частыми перемещающимися осадками. Прохождение волны сопровождается усилением ветра. Иногда фронтальные волны над Средней Азией развиваются менее активно. Долгое время может удерживаться квазистационарный фронт, так называемая шлейфзона (по терминологии В. А. Джорджио).

Тип 8. Юго-западная периферия антициклона над Средней Азией. Синоптическое положение, при котором над Средней Азией

господствует периферия отрога сибирского антициклона, наблюдается при устойчивой, ясной погоде со слабыми ветрами. В предгорных и горных районах могут наблюдаться радиационные туманы и облачность слоистых форм.

На рис. 2.23 приведено характерное приземное поле давления. В редких случаях, при мощном развитии сибирского антициклона, с давлением в центре 1050 . . . 1060 гПа, при ясной погоде возникают сильные северо-восточные и восточные ветры.

Тип 9. Летняя термическая депрессия. Синоптическое положение характеризуется возникновением на юго-востоке Средней Азии бесфронтальной области низкого давления с хорошо выраженной циклонической циркуляцией в нижней тропосфере. Необходимым условием развития является наличие теплого высотного гребня над западной частью Средней Азии, ориентированного с юго-запада на северо-восток и глубокой ложбины справа от гребня, вытянутой с Западной Сибири на Памир. ПВФЗ расположены далеко от Средней Азии. В тропосфере до больших высот наблюдается слабовыраженное течение.

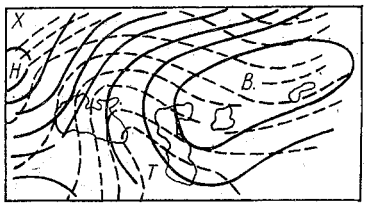

Рис. 2.23. Схематичное типичное термобарическое поле при юго-западной периферии антициклона.

Термическая депрессия — типичный летний синоптический процесс — возникает преимущественно в июле — августе. Его характерные черты: отсутствие фронтов и стадийности развития, малоподвижность, хорошо выраженный суточный ход — углубление днем, заполнение (ослабление) ночью, средняя продолжительность существования 2—3 дня. Согласно В. А. Бугаеву основными причинами возникновения термической депрессии являются сильный нагрев воздуха над пустынями и орографическое влияние горной системы Западного Тянь-Шаня и Памиро-Алая, которая выполняет роль мощного барьера северо-восточным потоком и создает недостаток массы воздуха на подветренной стороне, то есть в Таджикистане. Положение Гиссарского хребта, при этом, создает дополнительно циклоническую циркуляцию, обтекающей его массы воздуха.

При дальнейшем развитии термической депрессии углубление ее в определенной мере зависит от вертикального переноса вихря скорости

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_{\text{верт}} = -\tau \frac{\partial \Omega_z}{\partial p}, \qquad (2.5)$$

где $\tau = \frac{dp}{dt} = -\rho g w$ — вертикальная скорость.

С возникновением циклонической циркуляции

$$\left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_{\text{верт}} > 0 \quad \left(\text{в (2.5) } \tau < 0, \text{ а } \frac{\partial \Omega_z}{\partial p} > 0\right),$$

а следовательно, давление у поверхности земли понижается, поскольку

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = -\alpha \left(\frac{\partial \Omega_z}{\partial t}\right)_{\text{верт}}, \tag{2.6}$$

где α — коэффициент пропорциональности.

Локальное изменение давления у поверхности земли, как и геопотенциальных высот, вызванное вертикальным переносом вихря скорости, можно представить иначе

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{верт}} = -\frac{R}{pm} \tau \Delta T, \tag{2.7}$$

где R — газовая постоянная для воздуха, m — коэффициент пропорциональности, ΔT — лапласиан от средней температуры, например, в слое от $p_1 = 1000$ гПа до $p_2 = 500$ гПа.

Очевидно, что при восходящих движениях ($\tau < 0$) и термическом гребне ($\Delta T < 0$), а также при нисходящих движениях ($\tau > 0$) и термической ложбине ($\Delta T > 0$) изобарические поверхности понижаются, т. е. $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{верт}} < 0$.

Прогноз погодных условий в термической депрессии сводится в основном к прогнозу максимальной температуры, которая может достигать 50° над пустынями, локальных пыльных бурь и мглы.

2.9. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Восточная Сибирь и Дальний Восток — обширные природные регионы со сложной орографией и большим разнообразием синоптических и метеорологических процессов и условий погоды.

Восточная Сибирь простирается от долины р. Енисей до восточной границы Якутии. Дальний Восток охватывает широкую полосу территории со сложной орографией от Приморского края до Чукотки. Сюда же включается о. Сахалин и п-ов Камчатка.

Над восточными районами СССР тропосферный зональный поток в среднем возмущен больше, чем над западными районами.

Основная причина — сезонные термические различия между Азиатским континентом и Тихим океаном. Существенное влияние на воздушные течения оказывает сложный рельеф Центральной и Восточной Азии. Все это находит отражение в сезонном различии синоптических процессов.

Характерной особенностью крупномасштабных процессов на территории Восточная Сибирь — Дальний Восток является формирование зимой *дальневосточной высотной ложбины* (на карте средних значений H_{500}), а летом — *дальневосточного высотного гребня.*

Дальневосточная высотная ложбина ориентирована через Якутию на Охотское и Японское моря. Она образуется под влиянием выхоложенного Азиатского материка. Изобарические поверхности здесь сильно понижены. Перемещающиеся с запада на восток высотные ложбины по мере приближения к побережью углубляются, причем скорость их постепенно замедляется.

Районы Дальнего Востока находятся под передней и центральной частями этой сезонной ложбины, а Забайкалье и бассейн Амура — под тыловой. При таком положении дальневосточной высотной ложбины создаются благоприятные условия формирования *сибирского (азиатского) антициклона* и к северо-востоку от Японского моря — *алеутской депрессии.* Над Восточной Сибирью преобладают антициклоны, а над морскими районами Дальнего Востока развиваются активные циклонические процессы. Сопутствуют этому процессу сезонные синоптические объекты: *сибирский высотный и тихоокеанский высотный гребни.*

В течение весны происходит ослабление дальневосточной высотной ложбины, а также уменьшение интенсивности ПВФЗ над Японией. В летний период над тем же районом формируется дальневосточный высотный гребень. Термическое воздействие материка и океана на синоптические процессы оказывается противоположным зимнему. Зональный процесс восстанавливается над Восточной Сибирью, а над Дальним Востоком он в определенной мере блокируется. Таковы общие сезонные особенности синоптических процессов. В каждом конкретном случае характер их может существенно отличаться от среднесезонного.

Исследования, выполненные В. Л. Архангельским, показали, что в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке можно выделить пять групп (типов) циклонов (рис. 2.24,*а*) и четыре группы (типа) антициклонов (рис. 2.24, *б*). Обстоятельная типизация зимних синоптических процессов дальневосточных морей дана Л. Р. Сонькиным.

Циклоны и антициклоны имеют не только типовые траектории, но и сезонные особенности. В весенний период, с началом ослабления сибирского антициклона, увеличивается частота циклонов второго и третьего типов (см. рис. 2.24). Из районов Западной Сибири по средним широтам все чаще перемещаются циклоны. Преобладают факторы зональной циркуляции, однако заметно проявляется и меридиональность процессов. В это время циклоническая деятельность над дальневосточными морями ослабевает.

Летом также преобладают циклоны второго и третьего типов, частично четвертого. Циклоническая деятельность в целом усиливается. Это связано с обострением ВФЗ, разделяющей морской

полярный и континентальный тропический воздух. Западные циклоны от весны к лету все чаще проникают на Забайкалье, Якутию и Дальний Восток. Циклоны, движущиеся по траектории 3-го типа с некоторой южной составляющей, обусловливают значительное количество осадков в районе рек Уссури и Амура. Причем на Забайкальском участке они выражены слабо, а при выходе на Японское и Охотское моря — быстро развиваются. От тыловой части высотной ложбины они попадают под ее переднюю часть.

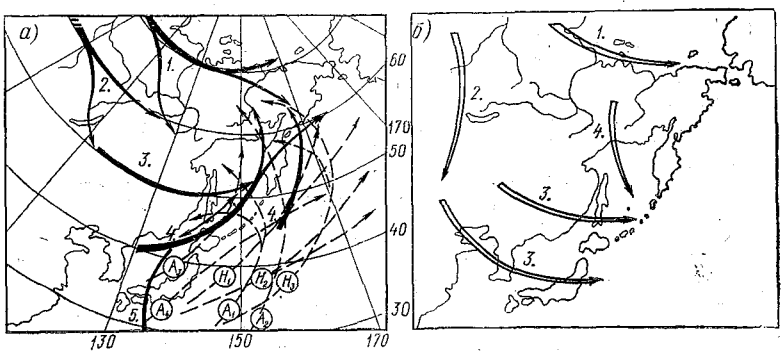

Рис. 2.24. Траектории циклонов (*а*) и антициклонов (*б*) в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке (по В. Л. Архангельскому), а в зимний период над дальневосточными морями (по Л. Р. Сонькину).

Летом над Сибирью развиваются и антициклоны. Причем преобладает второй тип антициклонов. Воздух в приземном слое быстро прогревается, особенно над континентальной частью материка. Температура воздуха может подниматься до 35 . . . 40° С. Возможны даже засушливые периоды.

Осенью траектории циклонов становятся менее упорядоченными. Не обнаруживается преобладание по какой-то из траекторий и антициклонов.

Зимой циклоническая деятельность над континентом ослабевает. Лишь в приполярной зоне активно развиваются циклоны на арктическом фронте первого типа (см. рис. 2.24). Преобладающим синоптическим процессом над Восточной Сибирью зимой становится частое развитие обширных стационарных антициклонов с центрами преимущественно в районе Забайкалья и Монголии. Аналогичные антициклоны отмечаются на Алдане и на северо-востоке Азии. В целом над континентом формируется сезонное барическое образование — сибирский антициклон с отрогами, направленными на Чукотку и Западную Сибирь.

Сибирский антициклон (азиатский максимум) в январе достигает максимального развития. Суровость зимы определяется исключительно низкими температурами, особенно в низинах и котловинах. На обширных территориях устанавливается малооб-

лачная погода с явлениями «застоя» холодных масс воздуха в вогнутых формах рельефа. В этом отношении особенно выделяется Оймяконское плоскогорье. При сильных морозах и затишье в поселках, на автомагистралях и аэродромах нередко возникают «морозные» туманы.

В зимний период циклоны отмечаются по всем траекториям. Большинство их приходит на Японское и Охотское моря из районов, прилегающих к Байкалу. Это западная ветвь — третий тип циклонов (см. рис. 2.24). Из ныряющих циклонов, перемещающихся со среднего течения Енисея через Байкал, половина заполняется над Витимским плоскогорьем, а другая половина выходит на Дальний Восток: при северо-западных потоках от Забайкалья — на Японию, а при западных — на бассейн Амура и Охотское море. Аналогичная траектория прослеживается вдоль бассейна р. Лены.

Скорости перемещения циклонов имеют свои особенности (табл. 2.4). В среднем скорости циклонов в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке несколько больше, чем в Северной Атлантике или над ЕТС.

Таблица 2.4

Скорости перемещения циклонов, км/ч (по В. Л. Архангельскому)

Сезоны	Северная Атлантика	Восточная Европа	Восточная Сибирь и Дальний Восток		
			Материк	Береговая черта	Море
Весна	30	33	40	41	38
Лето	27	29	33	37	37
Осень	30	35	35	38	34
Зима	29	39	35	38	31
За год	29	34	36	38	35

Кроме того, летом на материке циклоны перемещаются с меньшими скоростями, чем на море, а зимой — наоборот. Это связано с развитием менее подвижных депрессий и центральных циклонов над более теплой морской поверхностью. Перед выходом на северную часть Японского моря и Татарский пролив континентальные циклоны третьего типа пересекают хребет Сихотэ-Алинь. Общая меридиональная протяженность хребта около 1000 км. Но существенное влияние на эволюцию циклонов оказывает только его центральная часть (45 . . . 50° с. ш.), где ширина хребта составляет около 300 км, а отдельные высоты достигают 1500 . . . 2000 м.

Установлено, что низкие циклоны переваливают центральную часть хребта, как правило, без сегментации и только в 6% случаев сегментируют. Перед хребтом скорость движения их несколько замедляется, они незначительно заполняются, а после переваливания вновь углубляются и скорость их увеличивается.

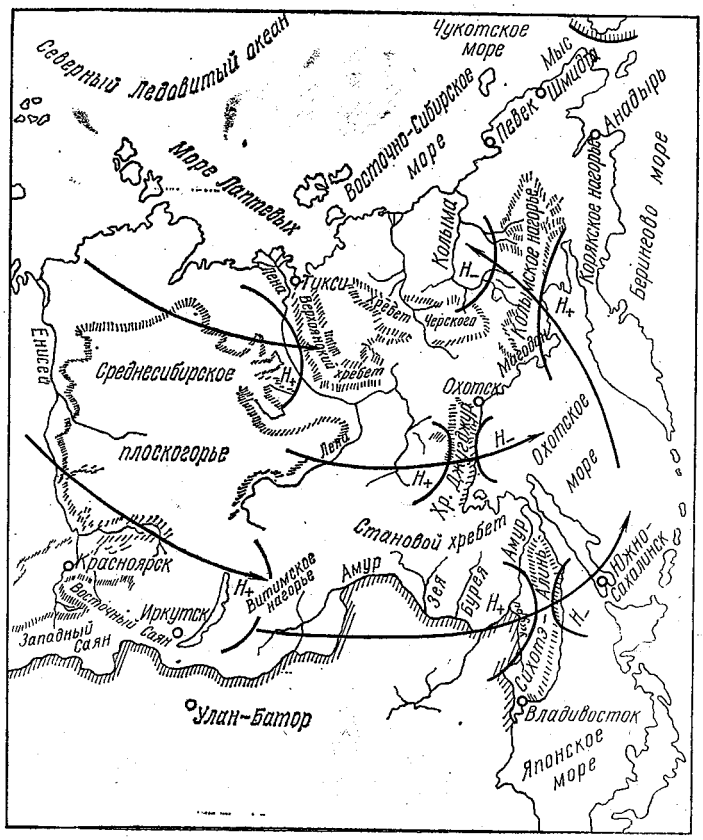

Рис. 2.25. Траектории циклонов. Районы их заполнения (H_+) и сегментации (H_+, H_-).

Существенную деформацию испытывают высокие циклоны; 41% из них подвергается сегментации (рис. 2.25). В зимний период сегментации подвергаются, как правило, все высокие циклоны.

После выхода на южную теплую часть Охотского моря за первые сутки циклоны углубляются в среднем на 6 гПа, а иногда до 25 гПа. Циклоны, перемещающиеся через горный хребет Джугджур из Якутии, также подвергаются сегментации. Однако, перемещаясь далее на северную часть Охотского моря, покрытую

льдом, они не углубляются, а скорость их даже замедляется с 40...50 км/ч над континентом до 20...30 км/ч над морем. Как видим, большие контрасты температуры в первом случае способствуют циклогенезу. Углубляющиеся циклоны с Охотского моря меняют направление на северо-восток, а иногда и на север и, пересекая Магаданскую область, достигают Восточно-Сибирского моря. Пересекая Колымское нагорье, они подвергаются сегментации (см. рис. 2.25). Новые циклоны возникают над Колымской низменностью.

Кроме перечисленных отмечаются и южные циклоны. Выход их из Средней Азии и Казахстана к р. Обь с последующим перемещением на Среднесибирское плоскогорье вызывает резкое потепление. Смещаются они и с Казахстана в сторону Монголии, но уже над Западной Монголией часто заполняются.

Циклоны арктического фронта наблюдаются практически в течение всего года вдоль береговой полосы полярного бассейна. Вместе с ныряющими циклонами арктический воздух вторгается в южные широты, но обычно южнее 40-й параллели не проникает. Эти циклоны преимущественно смещаются на восток, но редко переваливают Верхоянские цепи. Фронты их активизируются в горах. Значительные осадки выпадают на склонах, обращенных к западу и северо-западу.

Районы северного побережья и летом, и зимой характеризуются не только относительно низкими температурами, но и сильными ветрами, достигающими 40 м/с, что создает большую «жесткость» или «суровость» погоды. В наибольшей мере это проявляется в горных сужениях: долинах, проходах или ущельях.

В Восточной Сибири, как и в любой горной стране, большое разнообразие местных ветров. Они возникают в условиях сложной орографии в сочетании с резкими изменениями термических свойств подстилающей поверхности. Местные ветры наблюдаются на крупнейших озерах (Байкал, Таймыр, Чаны, Телецкое), в прибрежной полосе суша — море, на выступающих мысах, вдоль долин рек, на перевалах и т. п. Наиболее известные из них: сарма и баргузин на Байкале, южак в Певеке, харахаиха и ангара — в долине и вдоль реки с одинаковым названием и другие.

На южных склонах Охотско-Колымского нагорья, прилегающих к Охотскому морю, наблюдается феновый эффект, а при сильных северных ветрах зимой «падают» холодные ветры ураганной силы — бора.

В холодную половину года проявляется следующая особенность синоптических процессов. На Дальнем Востоке формируется основной район циклогенеза, включающий Восточно-Китайское и Желтое моря, большую часть Японского моря и прилегающую к Японии часть Тихого океана. Здесь с ноября по март на полярном фронте ежемесячно возникает 8...9, а иногда 13 циклонов. Это *южные циклоны* Дальнего Востока. Здесь же происходит и регенерация слабых циклонов, переместившихся с континента.

Образующиеся циклоны смещаются на северо-восток в район Сахалина, Приморского края, Охотского моря или Камчатки. Это очень глубокие циклоны, вызывающие резкие и значительные изменения погодных условий.

На юге Дальнего Востока происходит развитие не одного, а нескольких циклонов. В зимние месяцы их число значительно превышает число западных. Циклогенетичность данного района обусловлена следующими причинами:

1. Располагается южная часть дальневосточной высотной ложбины с максимальными температурными контрастами в тропосфере.

2. Район находится между охлажденным Азиатским континентом и теплым океаном.

3. В зимние месяцы в этих широтах проходит граница между отрицательными (на севере) и положительными (на юге) значениями радиационного баланса.

За сутки до возникновения южного циклона в этом районе появляется область высокого давления. В свою очередь, высотная ложбина распространяется на Восточный Китай и Желтое море. Установлены прогностические положения, которые следует рассматривать не только как признаки появления отдельного южного циклона, но и как признаки начала периода развития циклонической деятельности на юге Дальнего Востока.

1. Циклоническая деятельность в южных районах Дальнего Востока начинается примерно за сутки после того, как в районе Желтого и Японского морей появляется ядро высокого давления. Оно должно быть четко отделено от основного азиатского антициклона.

2. Циклон в районе Японии появляется в среднем через 1,5 суток, после того, как ядро высокого давления, смещающееся от Байкала, выйдет к северной границе Кореи.

3. Если ядро высокого давления вышло на Приморье, циклон в районе Японии появляется через сутки. Оно формируется под областью сходящихся изогипс в тыловой части высотной ложбины через сутки после того, как высотное поле AT_{500} представляет сочетание: нулевая изаллогипса (суточная) расположена под сходящимися изогипсами.

Южные циклоны холодной половины года представляют наибольшую опасность. Большая часть их выходит на северо-восток в район Берингова моря и северо-западную часть Тихого океана, где они формируют алеутскую депрессию (45%). На Охотское море их выходит около 10%, из общего числа случаев. Районы, куда перемещаются южные циклоны, подвергаются штормовым и ураганным ветрам. Обильные снегопады, метели, вызывающие тяжелые снегозаносы — вот метеорологические условия, характерные для южных циклонов. Особую опасность несут они для судов морского и рыбопромышленного флота, так как вызывают обледенение судов.

С июля по сентябрь усиливается влияние тропического фронта на Дальнем Востоке. Увеличивается число тайфунов. Из 25...30 тропических циклонов в году только 1...4 выходят на Японское море и Приморье. С ноября по апрель их здесь совсем не бывает. Регенерация их на полярном фронте в районе Японских островов вызывает быстрое углубление циклонов. С этого момента происходит смена направления их движения — с северо-западной ветви на северо-восточную и тайфуны становятся полярно-фронтовыми барическими образованиями. Такие циклоны приносят в районы Дальнего Востока, преимущественно на о. Сахалин Приморский и Хабаровский края, катастрофическое обилие осадков и вызывают ураганные ветры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии дано обобщенное изложение некоторых региональных синоптических и мезометеорологических процессов по территории нашей страны. Показано, что атмосферные процессы более малого масштаба являются соподчиненными процессами, элементами более крупномасштабных атмосферных возмущений. Эта природная взаимосвязь разномасштабных состояний атмосферы, объективная иерархия масштабности движений и соответственно погодных проявлений еще недостаточно изучены. В пособии отражена лишь часть этих закономерностей в том виде и с теми результатами, что уже известно и что более доступно для изучения *основ региональной синоптики.*

Пока что в большей мере изучены мезомасштабные характеристики атмосферы. Процессы синоптического масштаба исследованы преимущественно в качественных признаках в виде типовых траекторий синоптических объектов, описания их эволюции и т. п. Это позволяет установить общие черты влияния на них особенностей того или иного региона. И все же синоптические процессы по *характерным регионам* изучены недостаточно, даже их качественные объяснения во многом еще спорны.

К сожалению, в последние годы синоптическое направление исследований атмосферных процессов заметно сдало свои позиции. В то же время известно, что оперативное прогнозирование погоды, как и отдельных составляющих ее, требует знания эволюции погодных условий в конкретной области барического образования как результат сложного комплекса протекающих в нем физических процессов. Математическая стилизация реальной подстилающей поверхности особенно в горных районах не дает пока желаемых результатов даже в области численного прогноза поля давления, не говоря уже о прогнозе других метеорологических величин и явлений погоды.

Привлечение к синоптическому анализу современных знаний физики атмосферы, в особенности динамики поля давления, и статистики региональных проявлений позволяет более глубоко иссле

довать крупномасштабные атмосферные процессы в целях их прогнозирования.

Еще недостаточно изучены в целях прогноза синоптические и мезометеорологические процессы в приполярной области страны. Видимо, известное уже следует обобщить в рамках *полярной метеорологии.*

Дальнейшее освоение природных ресурсов страны, развитие промышленных зон, территориально-промышленных комплексов, тяготеющих к горным и малоосвоенным восточным районам, потребуют более конкретного изучения региональных синоптических процессов и соответствующей разработки методов (способов) прогнозирования погоды. Со временем все большее значение приобретает прогноз опасных и особо опасных (стихийных) гидрометеорологических условий в конкретном пункте, районе, регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 200 с.

2. Бурман Э. Я. Местные ветры. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 341 с.

3. Воробьев В. И. Долгосрочные прогнозы погоды. — Л., Изд. ВИКИ им. А. Ф. Можайского, 1977. — 252 с.

4. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 711 с.

5. Климат полярных районов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 443 с.

6. Микроклимат СССР. / Под ред. И. А. Гольцберг. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 286 с.

7. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 336 с.

8. Опасные гидрометеорологические явления на территории Сибири и Урала. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 383 с.

9. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 288 с.

10. Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 184 с.

11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — 519 с.

12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть III, вып. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 138 с.

13. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть III, вып. 2. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 234 с.

14. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть III, вып. 3. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 275 с.

15. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 702 с.

16. Сонькин Л. Р. Зимние синоптические процессы района дальневосточных морей и прогнозы погоды на 3—7 дней. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 107 с.

17. Чанышева С. Г. Местные ветры Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 87 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Введение. **Предмет и основные понятия региональной синоптики** . . 6

1. Основные определения . . . . . —
2. Предмет и метод региональной синоптики 9
3. Содержание региональной синоптики . . . . . —
4. Задачи региональной синоптики 10

1. Орографическое влияние на воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны 12

1.1. Общая характеристика орографического влияния . . . . . —
1.2. Влияние орографии на температуру и влажность воздуха . . 15
1.3. Влияние орографии на ветер. Региональная характеристика ветра 19
1.4. Местные искажения поля давления 35
1.5. Влияние орографии на атмосферные фронты 36
1.6. Влияние орографии на перемещение барических образований . . 40
1.7. Орографический циклогенез 42
1.8. Сегментация циклонов 47
1.9. Орографический антициклогенез 52

2. Региональные синоптические процессы и условия погоды 54

2.1. Характерные особенности региональных синоптических процессов —
2.2. Особенности локальных метеорологических условий 55
2.3. Факторы региональности синоптических процессов . . . . . —
2.4. Синоптические процессы Европейской территории СССР . . . 58
2.5. Синоптические процессы Кавказа 74
2.6. Синоптические процессы Урала и Западной Сибири 78
2.7. Синоптические процессы Казахстана 81
2.8. Синоптические процессы Средней Азии 84
2.9. Синоптические процессы Восточной Сибири и Дальнего Востока 93

Заключение 100

Список литературы 101

Леонид Андреевич Хандожко

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Учебное пособие

Темплан 1988 г., поз. 260

Редактор *И. Г. Максимова*

Сдано в набор 28.01.88. Подписано в печать 12.10.88. М-27189.
Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 7,0. Тираж 1000. Цена 55 коп. Зак. 112.

ЛГМИ, 195196, Ленинград, Малоохтинский пр., 98.

Типография ВСОК ВМФ