

ӘЛ-ФАРАБИ АТЫНДАҒЫ ҚАЗАҚ ҰЛТТЫҚ
УНИВЕРСИТЕТІ

Г.О. Оракова
А.Н. Мунайтпасова

СИНОПТИКАЛЫҚ
МЕТЕОРОЛОГИЯ

1-бөлім

Оқу құралы

Алматы

«Қазақ университеті»

2021

ӘОЖ 551.5 (075.8)

Баспаға әл-Фараби атындағы Қазақ ұлттық университеті
география және табиғатты пайдалану факультетінің
Ғылыми кеңесі мен Редакциялық-баспа кеңесі
шешімімен ұсынылған жариялауға ұсынылған

Пікір жазғандар:

география ғылымдарының кандидаты А.С. Нысанбаева
география ғылымдарының кандидаты А.С. Мадібеков

Оракова Г.О.

Синоптикалық метеорология 1-бөлім. Оқу құралы / Г.О.
Оракова, А.Н. Мунайпасова. – Алматы: Қазақ университеті

Оқу құралында синоптикалық талдаудың техникасы, метеорологиялық ақпаратты синоптикалық талдау мен болжауға ыңғайлы түрде ұсыну әдістері, синоптикалық карталарды өңдеу мен талдау, синоптикалық масштабтағы метеорологиялық алқаптардың негізгі сипаттамалары туралы сұрақтар қарастырылған. Оқу құралы синоптикалық метеорология курсының толық теориялық мәліметтерін қамтиды.

Оқу құралы метеорология мамандығы бойынша білім алатын жоғары оқу орындарының студенттеріне арналған.

МАЗМҰНЫ

АЛҒЫ СӨЗ	
1 КІРІСПЕ	
1.1 Синоптикалық метеорологияның даму тарихы	
1.2 Дүниежүзілік метеорологиялық ұйым	
1.3 Қазақстан Республикасының ауа райы қызметі	
2 СИНОПТИКАЛЫҚ МЕТЕОРОЛОГИЯ ПӘНІ МЕН ӘДІСІ	
2.1 Синоптикалық талдаудың әдістері	
2.2 Синоптикалық талдауда қолданылатын метеорологиялық ақпарат	
2.3 Метеорологиялық ақпараттардың тұтынушылары	
2.4 Метеорологиялық ақпараттарды кодтау	
3 СИНОПТИКАЛЫҚ ТАЛДАУДЫҢ ТЕХНИКАСЫ	
3.1 Синоптикалық Жер карталарын талдау	
3.2 Барикалық топография карталарын құрастыру	
3.3 Барикалық топография карталарын талдау	
3.3.1 Абсолюттік топография карталарын талдау	
3.3.2 Салыстырмалы топография карталарын талдау	
3.4 Аэрологиялық диаграмма	
3.4.1 Аэрологиялық диаграмманы өңдеу	
3.4.2 Аэрологиялық диаграмманы талдау	
3.4.3 Аэрологиялық диаграмма көмегімен графикалық есептеулер жүргізу	

3.5 Ауа райының қосымша карталарын талдау	
3.6 Ауа райы карталарындағы қателер	
4 МЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ ШАМАЛАР АЛАБЫНЫҢ НЕГІЗГІ СИПАТТАМАЛАРЫ	
4.1 Метеорологиялық шамалардың уақыт және кеңістік бойынша өзгеруі	
4.1.1 Метеорологиялық шаманың градиенті	
4.1.2 Метеорологиялық шамалардың адвективті және трансформациялық өзгерулері	
5 АТМОСФЕРАЛЫҚ ҚЫСЫМ АЛАБЫ	
5.1 Атмосфералық қысымның кеңістіктік өзгеруінің сипаттамалары	
5.2 Атмосфералық қысымның локальді өзгерулері	
5.3 Атмосфералық қысымның динамикалық өзгерулері	
5.4 Жер шары бойынша атмосфералық қысымның таралуы	
6 ЖЕЛ АЛАБЫ	
6.1 Координат жүйесі	
6.2 Атмосферадағы әрекет ететін күштер	
6.3 Қозғалыс тендеуі	
6.4 Геострофикалық жел	
6.5 Градиентті жел	
6.6 Нақты жел	
6.7 Атмосфералық қысым мен желдің байланыс моделі	
6.8 Барикалық жүйелердің жел алабы	
7 АТМОСФЕРАДАҒЫ ВЕРТИКАЛЬДЫ ҚОЗҒАЛЫСТАР АЛАБЫ	
7.1 Атмосферадағы вертикальды қозғалыстардың классификациясы	

7.2 Атмосферадағы реттелген вертикальды қозғалыстар	
7.3 Атмосферадағы реттелген вертикальды қозғалыстарды есептеу	
8 АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫ АЛАБЫ	
8.1 Температуралық градиенттер	
8.2 Ауа температурасының адиабатты өзгерулері	
8.3 Термикалық жел	
8.4 Ауа температурасының жергілікті өзгерулері	
8.5 Жер шары бойынша ауа температурасының таралуы	
9 ЫЛҒАЛДЫЛЫҚ АЛАБЫ	
9.1 Ауа ылғалдылығының уақыт бойынша өзгеруі	
9.2 Жауын-шашын алабы	
10 АУА МАССАЛАРЫ	
10.1 Ауа массаларының құрылу ошақтары	
10.2 Ауа массаларының географиялық классификациясы	
10.3 Ауа массаларының трансформациясы	
10.4 Ауа массаларының термодинамикалық классификациясы	
10.5 Тұрақты ауа массаларының сипаттамалары	
10.6 Тұрақсыз ауа массаларының сипаттамалары	
11 БИІКТІК ҚЫСЫМ АЛҚАПТАРЫ	
11.1 Жоғары деформацияланған алқап	
11.2 Жоғары фронтальды аумақ	
11.3 Планетарлы жоғары фронтальды аумақ	
12 АТМОСФЕРАДАҒЫ ЖЫЛҒАЛЫ АҒЫСТАР	
12.1 Жылғалы ағыстардың классификациясы	
12.2 Төменгі деңгейдегі жылғалы ағыстар	
Пайдаланылған әдебиеттер тізімі	

Алғы сөз

«Синоптикалық метеорология» курсы бойынша оқу құралы гидрометеорологиялық институттар мен университеттердің метеоролог студенттеріне арналған оқу бағдарламасындағы синоптикалық метеорология курсы бойынша дайындалды. Оқу құралы синоптикалық метеорология курсының толық теориялық мәліметтерін қамтиды. Синоптикалық талдаудың техникасы, синоптикалық карталарды өңдеу мен талдау, синоптикалық масштабтағы метеорологиялық шамалардың негізгі сипаттамалары, синоптикалық объекттердің құрылуы, жылжуы мен эволюциясын қарастырады.

Метеорология мамандығы бойынша білім алатын жоғары оқу орындарының студенттеріне арналған.

1 КІРІСПЕ

Атмосфера климаттық жүйенің өзгермелі құрама бөлігі болып табылады. Сонымен қатар, атмосфера төселме беткей, өсімдіктер мен жануарлар әлемімен үнемі алмасып отырады.

Атмосфера – үнемі қозғалыста болатын Жердің ауа қабаты. Атмосфера Жердің тәуліктік және жылдық айналуына қатысады және онда әр түрлі масштабты ауытқулар орын алады.

Жер шарындағы ауа ағыстарының ірі масштабты жүйесі атмосфераның жалпы циркуляциясы деп аталады. Атмосфераның жалпы циркуляциясы полярлы және экваторлы аудандардағы ауа температурасының айырмашылығы әсерінен пайда болып, Жер шарының әр түрлі ендіктеріндегі ауаның алмасуын қамтамасыз етеді.

Метеорология атмосфераның құрамын, құрылымын және ондағы өтіп жатқан процесстерді зерттейтін ғылым. Метеорология ғылымы дами келе, бірнеше салаларға бөлінді:

- Климатология;
- Синоптикалық метеорология;
- Атмосфералық оптика;
- Динамикалық метеорология;
- Аэрология;
- Авиациялық метеорология;
- Радиометеорология;
- Медициналық метеорология;
- Космостық метеорология және т.б.

Жоғарыда көрсетілген метеорология ғылымы салаларының әрқайсысының маңызы зор, барлығы бірігіп, метеорология деп аталатын үлкен ғылым саласын қалыптастырады.

Синоптикалық метеорология дегеніміз ауа райын болжау мақсатында ірі өлшемді атмосфералық процесстердің даму заңдылықтарын зерттейтін ғылым.

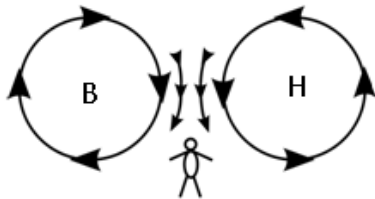
Ауа райы дегеніміз атмосфераның белгілі бір уақыт ішіндегі физикалық жағдайы және осы жағдайдың біраз уақыт аралығындағы өзгеруі.

1.1 Синоптикалық метеорологияның даму тарихы

Метеорологиялық станциялардың алғашқы желісі Италияда сынапты барометрді ойлап тапқаннан кейін (1654 ж.) құрылды. Ресейде алғашқы инструменталды метеорологиялық бақылаулар Петербургта 1725 жылы I Петрдің үкімі бойынша жүргізіле бастады. Алғашқы бақылауларды академик Майер жүргізді. 1725 жылы I Петрдің тапсырмасымен Витус Беринг басқарған Ұлы Солтүстік экспедициясы шамамен 20-ға жуық метеорологиялық станция ұйымдастырды. Ресейде алғашқы метеорологиялық желі 1733-1744 жылдары пайда болып, 24 метеорологиялық станцияны қамтыды.

19-ғасырдың 20-жылдары ғылым үшін маңызды оқиға орын алды. Германияда Брандес Европа үшін алғашқы синоптикалық картаны құрастырды. 1686 жылы ағылшын астрономы Эдмунд Галлей қолында бар мәліметпен үлкен уақыт кезеңі үшін 30° с.е пен 30° о.е аралығындағы орташа жел картасын

құрастырғанын айта кету керек. Алайда, Брандес Европадағы 36 метеорологиялық станцияның мәліметі бойынша карта құрастырды. Брандес төменгі және жоғарғы қысым аймақтары жер бетінің үлкен территорияларын алып жататынын және бір ауданнан екінші ауданға жылжитынын байқады. Төменгі қысым аймағына жан-жағынан ауа ағып келеді. Бұл ауаның ағып келуі изобараларға қатысты нормаль бойынша емес, белгілі бұрышпен, яғни желдің бағытына теріс қарап тұрғанда (сурет 1), желге қатысты төменгі қысым сол жағында, жоғарғы қысым оң жағында қалатындай жүреді. Осылай Брандес желдің қысым заңын анықтап берді, қазірде бұл заң Бейс-Бало (кейіннен бұл заңды эмпирикалық түрде дәлелдеген норвеж ғалымы құрметіне) деген атпен белгілі.



Сурет 1.

Алдыңғы ғасырдың танымал метеорологі Генрих Вильгельм Дове Брандестің мәліметтерімен танысқаннан кейін қоңыржай ендіктің атмосфералық қозғалыстары құйынды сипатты болып келетінін анықтады.

Синоптикалық метеорологияның дамуында маңызды кезең әр түрлі мемлекеттерде ауа райы қызметтерін ұйымдастыру болып табылады.

Алғашқы ресми түрдегі ауа райының қызметі 1854 жылы бастау алды. Қырым соғысында

ағылшындар мен француздар Севастопольдегі орыс портын алу барысында 1854 жылы 14 қарашада Қара теңізде дауыл соғып, ағылшын-француз флотын әлсіретті. Жеңіліс тапқан ағылшын-француз флоты Париж астрономиялық обсерваториясының директоры Леверьеден бұл дауылды алдын ала болжауға болатыны немесе болмайтыны туралы мәлімет сұрады. Леверье үлкен жұмыс жасап, дауылдың траекториясы синоптикалық карталарда жақсы байқалғанын және алдын ала болжауға болатынын анықтады.

Бұл жаңалық Европада ауа райы қызметінің пайда болуына алып келді. Бастапқы уақытта мұндай қызметтердің негізгі мақсаты штормды хабарламаларды анықтау болды. Англияда 1854 жылы адмирал Роберт Фицройдың басқаруымен метеорологиялық департамент құрылды.

Алғашқылардың бірі болып ауа райы қызметі Францияда (1857 ж.), АҚШта (1858 ж.), Голландияда (1860 ж.), Италияда (1865 ж.), Норвегияда (1866 ж.), Данияда (1872 ж.), Ресейде (1872 ж.) және Германияда (1876 ж.) құрылды.

Ресейде 19-ғасырдың ортасында 50 метеорологиялық станция болды, ал 19-ғасырдың соңына қарай әлемдегі ең мықты желі болып табылды. 1856 жылы мәліметтерді телеграф арқылы жинау басталды. Алайда, Ресейдегі ауа райы қызметінің басталу уақыты, Санкт-Петербургтегі Басты Геофизикалық обсерваторияның күнделікті ауа райы бюллетеньдерін шығара бастаған уақыты, яғни 1 қаңтар 1872 жыл деп саналады. Сол уақыттан бері қазіргі күнге дейін өзекті болып табылатын көптеген

синоптикалық метеорологияның негіздері құрастырылды.

Осылай синоптикалық метеорология деп аталатын болашақ ғылымның негізі қалана бастады. «Синоптика» грекше «барлығын көре алатын» деген мағына береді.

Ауа райын зерттеудің жаңа әдісі - синоптикалық әдіс пайда болды.

Синоптикалық әдіс – синоптикалық карталар мен оған қосымша құралдар (аэрологиялық диаграмма, атмосфераның вертикальды кескіні) арқылы үлкен кеңістіктердегі атмосфералық процесстер мен ауа райы жағдайларын сараптау мен болжау әдісі.

19-ғасырда телеграфтың ойлап табылуы ауа райы туралы ғылымдағы үлкен жаңалық болды. Енді мәліметтерді тек өлшеу мен жинау ғана емес, олармен алмасу мүмкіндігі туды, үлкен территориялардағы бір уақыттағы ауа райына шолу жасалды.

Синоптикалық әдіске дейін кейбір пункттер үшін метеорологиялық шамалардың жүрісі мен бір пункттегі ауа райы күйі негізінде ауа райы болжамы жасалынды. Мысалы, неміс метеорологы Генрих Вильгельм Дове синоптикалық әдіске қарсы болып, локальді әдіс негізінде ауа райын зерттеу мен болжауды ұсынды. Дове 1879 жылға дейін Пруссия метеорологиялық институтының директоры болғандықтан, Германиядағы ауа райы қызметінің дамуы тоқтап қалды.

1875 жылы неміс физигі Герман Людвиг Фердинанд фон Гельмгольц ауа райын болжаудың қиындығы туралы былай деді: «Табиғаттың өзгермейтін заңдылығының символы ретінде аспанда

мәңгілік жұлдыздар қалықтайды, сонымен бұлттар түзіліп, жауын жауып, желдер ауысады; табиғаттың барлық құбылыстарының ішінде тез өзгертіндері белгілі заңға бағынудан қашады».

18-ғасырда француз физигі-астрономы Пьер-Симон маркиз де Лаплас әлемдегі барлық құбылыстарды нақты математикалық ережелер арқылы ауырлық күшімен байланыстырды («Аспан механикасы», 1799 ж.): «Ғаламның қазіргі жағдайын оның алдыңғы жағдайының нәтижесі мен кейінгі жағдайының себебі ретінде қарастыруға болады. Табиғаттағы әсер ететін барлық күштер мен денелердің орналасуын білгенде, ғаламдағы ең үлкен денелер мен жеңіл атомдарды қозғалыстың бір формуласына біріктіргенде, болашақ - өткен шақ сияқты анық болар еді» («Ықтималдық теориясының философиясы», 1904 жыл)

1904 жылы В. Бьеркнес Лапластың бұл тұжырымдамасын келесідей жеткізді: «Кез-келген механикалық міндет қазіргі уақытта берілген бөлшектердің массасына кіретін жағдайға сәйкес келеді, ал бұл бөлшектердің белгілі уақыт ішіндегі болашақ жағдайы мен жылжуын болжау, шешімін табатын міндет болып табылады».

Ағылшын метеорологы О.Г. Сеттон ауа райын тәжірибелік түрде болжауға болмайтындығын айтты. Атмосферадағы тұрақсыз жүйелерде кездейсоқ әрекеттесулердің маңызы өте аз болғандықтан ауа райын болжау мүмкін емес деген көзқараста болды (1951 ж.).

П. Ретьеннің пікірі бойынша (1953 ж.) «атмосфера үнемі өзгермелі жағдайда болады, кез-

келген әрекет атмосфераны тұрақты жағдайдан тұрақсызға ауыстыра алады, оның күйінің параметрлері критикалық мәндерге жеткенде фундаменталды қорытындылар ауа райын болжауда шешілмейтін кедергі болуы мүмкін».

Синоптикалық метеорологияның үнемі дамып отыруына қарамастан, көптеген шешілмеген мәселелері болды. Тур Бержерон синоптикалық метеорологияның дамуына теоретиктердің метеорология туралы білімдерінің аздығы және синоптик мамандардың математикалық дайындығының әлсіздігі әсер етеді деген пікірде болды. 1878 жылы неміс ғалымдары Ли және В.П. Кёппен «дауыл сызығы» деп аталған маңызды синоптикалық объектіні ашты, қазірде бұл феномен Дюран-Гревильдің (1892 ж.) еңбектері нәтижесінде анықталған суық фронт ретінде белгілі.

Жылы фронт көп уақыт бойы анықталмай, тек 1918-1920 жылдары Берг мектебінің ғалымдарымен анықталып, фронталды жүйе туралы түсінік қалыптасты.

1875 жылы Хильдебрандсон циклонның статистикалық моделін ұсынып, 1878 жылы Ли фронтальды циклонның үшөлшемді құрылымын қарастырды, бұл құрылым қазіргі күнге дейін актуальді. 1919 жылы Бержерон окклюзия процессін ашқандықтан, циклонның моделі статикалық маңызды болмай қалды.

Орыс ғалымдары Әлемдік метеорологияның дамуына үлкен үлес қосты. М.В. Ломоносов метеорология және геофизика бойынша көптеген

мақалалар жазды, бірқатар метеорологиялық аспаптарды жасады.

П.И. Броунов (1882 ж.) циклон мен антициклондардың жылжуының негізгі ережелерін құрастырды. Б.И. Срезневский дауыл, борасын мен найзағайдың пайда болуына әсер ететін суықтың ошақтарын зерттеді. М.А. Рыкачевтің есімімен Ресейдегі ауа райы қызметін ұйымдастыру байланысты.

Климатолог ғалым А.И. Воейков (1842 ж.) барлық құрлық бойынша саяхаттап, адамның табиғатқа әсері мәселесін алғашқылардың бірі болып анықтады. Оның оқушылары - метеорологияның әр түрлі салаларында қызмет еткен, талантты ғалымдар Б.П. Мультановский, А.В. Вознесенский, Б.И. Срезневский және т.б. А.В. Клоссовский (1846-1917 жж.) Воейковпен бірге тығыз ғылыми байланыс орнатып, оның атмосфералық процесстерді физика тұрғысынан зерттеудегі жұмыстары кеңінен танымал болды.

Г.И. Вильд Ресейде 19-ғасырдың соңы мен 20-ғасырдың басындағы әлем бойынша ең жақсы метеорологиялық станциялар желісін құрды. Ол бірқатар метеорологиялық аспаптардың авторы болды.

Орыстың әскери теңізшілері ұзақ сапарларға шығып, өте бай ғылыми мәліметтер жинады. М.П. Лазарев пен Ф.Ф. Беллинсгаузен «Восток» және «Мирный» кемелерінде Антарктиданың жағалауларын алғаш болып көрді. Тәжірибелі теңіз қолбасшысы, ғалым, адмирал С.О. Макаров Тынық мұхитында алғаш болып «Витязь» корветінде мұхиттық зерттеулер жасады.

1910 жылдардан кейін синоптикалық тәжірибеге метеорологиялық барлау ұшақтары енді. 1919 жылдың мамыр айынан бастап Дат Патшалық метеорологиялық институты ұшақпен метеорологиялық барлауды күнделікті жүргізді. 1920 жылы ұшудың орташа биіктігі 4,4 км болды.

Октябрь Социалистік революциясынан кейін Ресейдегі синоптикалық метеорологияның дамуын 4 кезеңге бөліп қарастыруға болады:

Бірінші кезең - шамамен 1929-1930 жылдарға дейінгі кезең – гидрометқызметтің ұйымдастырушылық құрылымы орнығып, теориялық метеорология мен ауа райын ұзақ мерзімге болжау жұмыстары кеңінен белең алды.

Ұзақ мерзімді болжау әдісін Б.П. Мультановский ұсынып, бұл әдіс өзінің «Әрекеттесу орталықтарының әсері» атты еңбегінде түсіндірілді. Бұл еңбекте алғаш рет нағыз синоптикалық кезең (3-7 күн), яғни салыстырмалы түрде бір типті синоптикалық процесстер сақталатын кезең туралы түсінік берілді. Б.П. Мультановскийдің кейінгі еңбектері ауа райын ұзақ мерзімді болжау саласының негізгі теориясын қалыптастырды.

1920 жылы Б.П. Мультановский антициклондардың жылжу осі туралы ұғымды енгізіп, оның талдауы маусымдық ауа райының болжамын құру идеясына алып келді. 1924 жылы атмосфераның екінші ретгі әрекетті орталықтары, нағыз синоптикалық аудан, нағыз синоптикалық маусым, процесстердің даму фазалары мен ырғағы туралы ұғымдар пайда болды. Сол жылы жинақы карталар құрастырылып, оның әдісі енгізілді. 1922 жылы алғаш

рет нағыз синоптикалық ауданға, 1923 жылы нағыз синоптикалық маусымға болжам жасалды.

Осы кезеңде динамикалық метеорология бойынша зерттеулер басталды. Бұл салада 1920 жылы Геофизикалық обсерватория жанынан теориялық метеорология бөлімін ашқан А.А. Фридманның еңбегі зор. Бұл бөлімде кейіннен Н.Е. Кочин, И.А. Кибель, Е.Н. Блинова жұмыс жасады.

30-жылдардан бастап атмосфералық фронттар, циклондардың теориялары пайда болып, ауа массаларының трансформациясы туралы зерттеулер жүргізілді. 1930 жылы Ресейде бірыңғай метеорологиялық қызмет жұмыс жасады.

1930 жылы П.А. Молчановтың радиозондты ойлап табуы атмосфераның вертикальды құрылымын тікелей барлауға мүмкіндік берді. Аэрологиялық желі пайда болып, алғашқы аэрологиялық карталар құрыла бастады, 1937 жылдан бастап биіктік карталары күнделікті құрылатын болды. 1930 жылы Мәскеуде ауа райы бюросы ашылып, кейіннен ауа райының Орталық институты болып қайта құрылды. Қазірде бұл Ресей Федерациясындағы гидрометеорологиялық ғылыми-зерттеу орталығы. 1930 жылы Мәскеу гидрометеорологиялық институты (қазірде Санкт-Петербургтегі Ресей мемлекеттік гидрометеорологиялық университеті) құрылды. Бұл метеоролог мамандарды дайындайтын әлемдегі алғашқы жоғары оқу орны болды. 1930 жылы Тур Бержерон Ресейдегі ауа райы қызметінің қызметкерлеріне дәріс оқыды.

Ресейдегі синоптикалық метеорологияның жетістіктері 30-жылдардың басында А.И. Аскназий

(1887-1937 жж.) және оның оқушысы С.П. Хромовтың еңбектерімен байланысты, бұл ғалымдар қысқа мерзімді болжаудың жаңа әдістерін енгізді.

Екінші кезең – шамамен 1931 – 1938 жылдар аралығын қамтиды.

П.А. Молчановтың радиозондты ойлап табуымен, күнделікті еркін атмосферада ауа температурасы, ылғалдылық, атмосфералық қысым мен желге тұрақты түрде бақылаулар жасала бастады.

Аэрологиялық мәліметтерді тәжірибеде қолдану үшін Х.П. Погосян мен Н.Л. Таборовский барикалық топография карталарын құрастыру әдісін ойлап тапты. Бұл әдіс кез-келген биіктіктегі ауа температурасы, ылғалдылығы, атмосфералық қысым мен желге бір мезгілде талдау жасауға мүмкіндік берді.

Бұл кезеңде Х.П. Погосян мен Н.А. Таборовскийдің атмосфералық процесстердің үшөлшемді құрылымын зерттеу, сонымен қатар Н.П. Бызов пен В.А. Бугаевтың барикалық топография карталарын қолдану бойынша еңбектерінің маңызы зор. Сонымен қатар динамикалық климатология мен аймақтық синоптика бойынша зерттеулер жүргізіле бастады. Теориялық метеорология бағытындағы алғашқы еңбек Б.И. Извеков пен Н.Е. Кочиннің «Динамикалық метеорология» кітабы (1935 ж.) болды. М.И. Юдин мен Е.Н. Блинованың бароклинді сұйықтықта фронтальды беткейлердің тұрақтылығы, Н.Е. Кочин мен И.А. Кибель ауа массалары мен фронтальды беткейлердің қозғалысы туралы еңбектері шықты.

1933 жылы Б.П. Мультановскийдің «Ауа райын ұзақ мерзімді болжаудағы синоптикалық әдістің негізгі

жағдайлары» атты кітабы жарық көрді. Осы кезеңде С.Т. Пагаваның атмосфераның ырғақты әрекеті, Г.Я. Вангенгеймнің ауа райын маусымдық болжау, Т.А. Дулетованың ұзақ мерзімді болжаудың синоптикалық әдістері туралы еңбектері жазылды.

Ғылыми зерттеулердің ауа райының Орталық бюросында (Мәскеу) және Басты Геофизикалық обсерваторияда (бұрынғы Ленинград) ғана емес, бірнеше қалаларда да (Ташкент, Владивосток, Свердловск) жүргізіле бастауы екінші кезеңнің ерекшелігі болып табылады.

Осы кезеңде В.А. Джорджио мен В.А. Бугаевтың бастауымен синоптиктердің ташкенттік мектебі өзінің жұмысын бастады. 1935 жылы В.А. Джорджионың «Орта Азиядағы ауа райы типтері» атты еңбегі, 1936 жылы В.А. Бугаев пен В.А. Джорджионың «Орта Азиядағы ауа массаларының классификациясы» атты еңбектері шықты. Кейіннен Ташкент метеорологияның барлық салаларын қамтитын ірі ғылыми орталыққа айналды.

1936-1938 жылдары Б.Л. Дзердзеевский мен Г.Я. Вангенгейм алғаш рет Арктика аймағының атмосфералық процесстеріне зерттеулер жүргізді.

Үшінші кезең – 1939 – 1950 жылдар аралығын қамтитын кезең. Бұл кезең атмосфералық процесстердің үшөлшемді құрылымын зерттеумен ерекшеленді.

40-жылдарға қарай синоптикалық метеорологияның мықты теориялық негізі қалыптасты. Циклондар мен антициклондардың дамуын болжау бойынша эмпирикалық критерийлердің қатары,

олардың даму кезеңдері, жылғалы ағыстар мен жоғары фронтальды аймақтар ұғымдары анықталды.

Бұл кезеңде С.И. Троицкий, В.М. Михель, А.Ф. Дюбюк, Х.П. Погосян, Н.Л. Таборовский, С.П. Хромов, А.С. Зверев, Б.Л. Дзердзеевский, В.А. Джорджио, В.А. Бугаев, Б.Д. Успенский және т.б. ғалымдардың үлесі зор. 40-жылдары Н.Е. Кочин, А.М. Обухов, И.А. Кибель, А.С. Монин және т.б. ғалымдардың еңбектерінде ауа райын сараптау мен болжаудың сандық әдістері бастау алып, соғыс аяқталған соң жалғасын тапты. Ұлы Отан соғысы жылдарында да метеорология ғылымы дамып отырды. Соғыс жылдарында әскери метеоролог мамандар қажет болып, гидрометеорологиялық қызметтің негізінде Қызыл Әскердің Жоғарғы әскери гидрометеорологиялық академиясы құрылды. Мұнда Д.А. Педь, А.Л. Кац, Л.Т. Матвеев сынды әлемге танымал метеоролог ғалымдар білім алды. Академия мен институттардың студенттері, соның ішінде курсанттар алғашында Мәскеуде, 1941 жылдың желтоқсанынан бастап Сталиннің бұйрығы бойынша тылда білім алды. 1941 жылдың желтоқсаны мен 1943 жылдың жаз мезгіліне дейін академия курсанттары Ленинабадта білім алып, 1944 жылы Мәскеуде аяқтады. Л.И. Мамонтова (Жалпы метеорология), С.П. Хромов, Г.М. Таубер және А.Х. Хргиан (Синоптикалық метеорология), В.А. Бугаев (Барикалық топография карталарын талдау), Белорусь Ғылым Академиясының академигі А.И. Кайгородский (Климатология), А.Б. Калиновский және И.В. Ханевская (Аэрология), В.А. Белинский (Динамикалық метеорология) және т.б. дәріс оқыды. Кейіннен

өкіметтің тапсырмасымен гидрометеорология саласындағы ғылыми-зерттеу жұмыстарына дарынды студенттер таңдалды, 15 студенттің қатарында Д.А. Педь, А.Л. Кац, Л.Т. Матвеев, Г.И. Морской және т.б. болды, оларға әлемдік деңгейдегі ғалым И.А. Кибель дәріс оқыды.

Биіктік карталарын қолданумен қатар, ауа райы құбылыстарын жан-жақты теориялық зерттеу басталды. Бұл зерттеулердің негізін И.А. Кибель (1940 ж.) қалады. Қозғалыс теңдеуі, үздіксіздік теңдеуі, жылудың ағыны және т.б. теңдеулерді аяқтап, И.А. Кибель алғаш рет қысымды, температураны және желді сандық болжау әдісін ұсынды. Бірқатар кемшіліктеріне қарамастан, И.А. Кибельдің еңбегі сандық болжаудың негізін қалады. 1940 жылы А.А. Дородницын, кейіннен М.Е. Швец температураның тәуліктің жүрісінің теориясын ұсынды, соның негізінде ауа температурасын бір тәулікке болжау әдісі құрастырылды. 1941 жылы жауын-шашынның болжамы жасалатын вертикальды ағынды болжаудың сандық әдісі құрастырылды. 1949 жылы М.Е. Швец пен А.М. Обухов орта деңгейдегі қысымның болжамына 1922 жылы А.А. Фридман есептеп шығарған жылдамдық құйынның теңдеуін қолданды.

1940 жылы Т.А. Дулетова, С.Т. Пагава, А.А. Рождественский мен Н.А. Ширкинаның «Ауа райын ұзақ мерзімге болжаудың синоптикалық әдісінің негіздері» атты кітабы шықты.

Бұл кезеңнің ерекшелігі циркуляциялық процесстермен қатар, Арктика аймағында және бүкіл солтүстік жарты шарында ірі масштабты процесстерді зерттеу жүргізілді. Осы орайда Б.Л. Дзердзеевскийдің

«Орталық Арктикада атмосфералық қысымның таралуы», «Солтүстік жарты шарда циркуляциялық механизмдерді типтерге бөлу» атты, сонымен қатар Г.Я. Вангенгеймнің «Солтүстік жарты шардағы атмосфералық циркуляцияның тербелістері» атты еңбектері шықты.

Төртінші кезең – 1951-1952 жылдардан басталады.

Бұл кезеңде солтүстік жарты шар мен бүкіл жер шарындағы синоптикалық процесстер зерттеле бастады. Бүкіл солтүстік жарты шарға 300 және 200 гПа деңгейлерінің барикалық топография карталары құрастырыла бастағандықтан, планетарлы жоғары фронтальды аймақ (ПЖФА) және жылғалы ағыс терминдері ашылды.

Төртінші кезеңде сандық әдістер, ауа райын болжаудың объективті әдістері бойынша зерттеулер белең алды. Бұл кезеңде Н.И. Булеев пен Г.И. Марчуктың «Ірі масштабты атмосфералық процесстердің динамикасы» атты еңбегі жарық көрді. Ауа райын болжаудың сандық әдістері бойынша зерттеулерде И.А. Кибель, Л.С. Гандин, В.А. Бугаев, В.Л. Белоусов, А.И. Бурцев, П.Н. Белов және т.б. ғалымдардың еңбегі зор.

Электронды есептеуіш машиналары (ЭЕМ) ауа райын болжау қызметінде 1954 жылдан бастап қолданыла бастады.

Гидро- және термодинамика теңдеулерін шешудің сандық әдістері ұзақ мерзімді синоптикада да қолданыла бастады. Бұл саладағы еңбек Е.Н. Блиноваға, Н.А. Багровқа тиесілі.

Ұзақ мерзімді синоптикада ауа райын болжаудың сапалық әдістері де зерттелді. Г.Я. Вангенгейм ұсынған циркуляцияның негізгі формаларының вертикальды құрылымын А.А. Гирс зерттесе, М.Х. Байдал солтүстік жарты шардағы циркуляция формаларының кейбір заңдылықтары мен ауа райы сипаттамаларын анықтады.

1957 жылы 4 қазанда орбитаға Жердің жасанды серігі (ЖЖС) ұшырылып, 1958 жылы ЖЖС-не метеорологиялық аппаратура орнатылды. Спутниктерде орнатылған аппаратура Жер шары бойынша ауа райы туралы мәлімет алуға мүмкіндік берді. Спутниктік мәліметтер объективті синоптикалық талдау жасауға, қауіпті ауа райы құбылыстарын уақытылы анықтауға мүмкіндік берді.

1.2 Дүниежүзілік метеорологиялық ұйым

Халықаралық метеорологиялық ұйым (ХМҰ) 1873 жылы Венада халықаралық метеорологиялық конгресінде талқыланып, ұлттық шекаралар арқылы ауа райы туралы мәліметтермен алмасуды ұйымдастыруды негізге алды. Бұл тапсырма 1878 жылы орындалып, 1879 жылы Римде Халықаралық метеорологиялық конгрессте ХМҰ құрылып, 1950 жылға дейін қызмет етті. 1950 жылы ресми түрде Дүниежүзілік метеорологиялық ұйым (ДМҰ) болып қайта құрылды. 1872 жылы 52 метеоролог Лейпцигте жиналып, метеорология саласындағы халықаралық ынтымақтастық механизмін құру мүмкіндігін талқылады.

Қазірде ДМҰ – Біріккен ұлттар ұйымының (БҰҰ) арнайы мекемесі болып табылады. Құрамына 193 мемлекет және территория кіреді. Қазақстан ДМҰ құрамына 5 мамыр 1993 жылы кірді. Бұл ұйым БҰҰ жүйесінің Жер атмосферасы, оның құрлық және мұхиттармен әрекеттесуі, ауа райы мен климат, су ресурстарының таралуы бойынша мәліметтердің нақты көзі болып табылады.

ДМҰ-да географиялық аймақтар бойынша мүшелердің қызметін үйлестіретін алты аймақтық қауымдастық бар, олардың құрамына Африка, Азия, Оңтүстік Америка, Солтүстік және Орталық Америка, Оңтүстік Тынық мұхиты, Еуропа кіреді.

ДМҰ-ның негізгі практикалық әрекетін 8 техникалық комиссия жүзеге асырады: авиациялық метеорология, атмосфералық ғылымдар, гидрология, климатология, теңіз метеорологиясы, негізгі жүйелер, бақылау құралдары мен әдістері, ауылшаруашылық метеорологиясы. ДМҰ бюджеті әр елдің ұлттық кірісінің мөлшеріне пропорционалды Ұйым мүшелерінің жарналарынан тұрады.

Әлемнің әр түрлі елдерінің метеорологиялық қызметтері құрылымы мен міндеттері бойынша ұлттық болып қала отырып, ДМҰ ұсыныстарына сәйкес халықаралық стандарттар бойынша жұмыс істейді.

Метеорологиялық қызметтер халықаралық бағдарламаларды іске асыруға қатысады, мысалы, Дүниежүзілік климаттық бағдарлама, климат туралы білімді қолданудың Дүниежүзілік бағдарламасы, «Метеорология және мұхитты игеру», «Ауылшаруашылық метеорологиясы», «Гидрология

және су ресурстары» сияқты халықаралық бағдарламалар.

Ең үлкені - үш ғаламдық жүйеге негізделген «Ауа райының дүниежүзілік қызметі» бағдарламасы болып табылады. Бұл жүйе ДМҰ-ға мүше болатын барлық мемлекеттерді жедел және ғылыми жұмыстарға қажетті алғашқы және өңделген метеорологиялық ақпаратпен қамтамасыз етеді. Ол үнемі жетілдіріліп отырады.

Оның негізгі міндеттері:

- Мәліметтермен еркін алмасуды қамтамасыз ету;

- Ауа райының ұлттық қызметінің кадрларын дайындау;

- Ғылыми-техникалық бағдарламалардың бағыттарын анықтау және бұл бағдарламалардың келісімділігін анықтау.

Ауа райының дүниежүзілік қызметі негізгі 3 бөліктен тұрады:

- 1) Бақылаулардың глобалды жүйесі – оның құрамына синоптикалық және аэрологиялық станциялардың торабы кіреді;

Бақылаулардың глобалды жүйесіне 10 000 автоматты жер беті метеорологиялық станциялары, 1 000 аэрологиялық станция, 7 000 кемелік бақылаулар, мыңдаған метеорологиялық радарлар, 3 000 арнайы жабдықталған ұшақтар, 30 метеорологиялық және 300 зерттеу спутниктері кіреді.

- 2) Мәліметтерді өңдеудің глобалды жүйесі (МӨГЖ) – құрамына метеорологиялық орталықтар

кіреді, олар мәліметтерді өңдеу қызметін және оларды сақтауды қамтамасыз етеді;

Мәліметтерді өңдеудің глобалды жүйесі 3 әртүрлі метеорологиялық орталықтардан тұрады:

- 1) Дүниежүзілік метеорологиялық орталық,
- 2) Аймақтық метеорологиялық орталық,
- 3) Ұлттық метеорологиялық орталық.

Дүниежүзілік метеорологиялық орталықтар ауа райының дүниежүзілік қызметінің жоспарына сәйкес Мәскеуде, Мельбурнде және Вашингтонда орналасқан. Олар дәстүрлі және спутниктік мәліметтерді көлемді өлшемде қабылдайды. Ұқсас ақпараттарды радио арқылы таратады немесе оларды жер бетіндегі құралдар арқылы басқа дүниежүзілік, аймақтық және ұлттық метеорологиялық орталықтарға таратады.

Аймақтық метеорологиялық орталықтар да дүниежүзілік метеорологиялық орталық сияқты қызметтерді атқарады, бірақ тек қана олар қызмет ететін аумақтарға ғана қатысты. Барлығы 30 жуық аймақтық метеорологиялық орталық құрылған, олардың 4-еуі бұрынғы ТМД территориясында (Мәскеу, Ташкент, Новосибирск және Хабаровск).

Ұлттық метеорологиялық орталықтар аймақтық метеорологиялық орталық аудандарымен немесе дүниежүзілік метеорологиялық орталық ақпараттарының талдаулары, болжаулары, ескертулерімен алмасып отырады. Дүние жүзі бойынша шамамен 100 жуық ұлттық метеорологиялық орталық құрылған.

3) Телебайланыстың глобалды жүйесі – бақылауларды деректермен және өңделген ақпараттармен тез айырбастау үшін қолданылады.

Телебайланыстың глобалды жүйесі метеорологиялық орталықтармен өңделмеген бақылау мәліметтерін жинау мен таратуға бағытталған.

ДМҰ-ның секретариаты Женева қаласында орналасқан, секретариатты бас хатшы басқарады. Қазіргі таңда ДМҰ-ның бас хатшысы Петтери Таалас, бас хатшының орынбасары Елена Манаенкова, бас хатшының көмекшісі Вяньцзян Чжан.

ДМҰ туралы толық мәліметті <https://public.wmo.int/ru> - QR коды арқылы ала аласыз.

1.3 Қазақстан Республикасының ауа райы қызметі. Қазгидромет

Қазақстан Республикасының ауа райы қызметі «Қазгидромет» 1922 жылдың қаңтар айында құрылған.

«Қазгидромет» құзырында әр облыс бойынша 15 филиал бар, ұйымның басты корпусы Нұрсұлтан қаласында орналасқан.

«Қазгидромет» - Қазақстан территориясы аумағында күнделікті ауа райы болжамы мен қауіпті гидрометеорологиялық құбылыстар туралы ескертулер беретін, ақпараттық қызмет көрсетуге ресми құқығы бар жауапты орган.

Кәсіпорынның міндеті – республикада гидрометеорологиялық және табиғи орта мониторингі саласында бірыңғай ғылыми техникалық саясат жүргізу; әртүрлі өнеркәсіптер мен шаруашылықтарды, мемлекет халқын қазіргі және болашақтағы климат пен табиғи орта мәліметтерімен қамтамасыздандыру; қауіпті және апатты гидрометеорологиялық құбылыстарды алдын ала болжап хабарлау; қоршаған

ортаға адамзат әрекетінің теріс әсерін болдырмау және т.б.

«Қазгидромет» кәсіпорны келесідей қызметтерді жүзеге асырады:

- қоршаған орта мониторингі;
- атмосфералық ауа мониторингі;
- атмосфералық жауын-шашын мониторингі;
- су ресурстары мониторингі;
- топырақ күйі мониторингі;
- метеорологиялық мониторинг;
- трансшекаралық ластану мониторингі;
- фондық мониторинг.

Бұл қызметтерді «Қазгидрометтің» келесідей департаменттері жүзеге асырады:

- Метеорология департаменті;
- Гидрология департаменті;
- Экология департаменті;
- Агрометеорология департаменті;
- Гидрометорталық (ауа райы болжамы);
- Ғылыми-зерттеу орталығы;
- Компьютерлік есептеу орталығы.

Ғылыми-зерттеу орталығы бірнеше басқармалардан тұрады:

- «Гидрометеорология және экология» ғылыми-техникалық журналының редакциясы;

- Каспий теңізі гидрометеорологиялық зерттеулерінің басқармасы;

- Климаттық зерттеу басқармасы;

- Метеорологиялық зерттеулер мен есептеулер басқармасы;

- Гидрологиялық процесстерді және гидрологиялық есептеулерді жобалау басқармасы.

Табиғи ортаны зерттеу жөніндегі қызмет есебінде Қазгидрометтің негізгі өндірістік іс-қимылына гидрометеорологиялық ақпарат дайындау жатады, ол бақылаулардың дүниежүзілік жүйесінің құрамды бөлігіне енетін гидрометеорологиялық станциялар мен посттарда жүзеге асырылады. Негізгі гидрометеорологиялық сипаттамаларды бақылаудан басқа бақылаулардың дүниежүзілік жүйесінің бағдарламасы бойынша ауаның, беткі сулар мен топырақтардың ластануына да бақылаулар жүргізіледі. «Қазгидромет» кәсіпорнында гидрометеорологиялық мониторинг 768 бақылау пункттерінде жүзеге асырылады:

- 328 метеорологиялық станция, оның ішінде 256 дәстүрлі метеорологиялық станция мен 72 автоматты метеорологиялық станциялардан тұрады;

- 9 аэрологиялық станция;
- 11 метеорологиялық пост;
- 88 агрометеорологиялық пост;
- 310 гидрологиялық пост;
- 25 қар өлшеу маршруттары.

«Қазгидромет» мемлекеттік кәсіпорнына қатысты метеорологиялық және автоматты метеорологиялық станциялардың интерактивті картасын http://apps.kazhydromet.kz:3838/app_dm_ms_map/ QR коды арқылы көре аласыз.

Қоршаған орта күйін бақылау 508 бақылау пункттерінде жүзеге асады:

- 140 ауа сапасын бақылау посты;

- 133 су объектілерінің сапасын бақылау посттары;
- 65 топырақ күйінің ластануына бақылау пункттері;
- 85 радиациялық сәулелену метеостанциялары;
- 46 атмосфералық жауын-шашындардың химиялық құрамына бақылау метеостанциялары;
- 39 қар жамылғысының химиялық құрамына бақылау метеостанциялары.

Қысқа және орта мерзімді болжау жасауда қолданылатын құралдар:

Бақылаулар: жер беті және аэрологиялық станциялар;

Синоптикалық карталар: «Қазгидромет» және «Росгидромет» кәсіпорындарының синоптикалық карталары;

Спутниктік мәлімет: Eumetsat (Европа), СМАCast (Қытай), НИЦ Планета (Ресей).

«Қазгидромет» кәсіпорны сайтынан алынған болжамдардың ақталушылығы туралы мәлімет келтірілді.

Кесте 1

Гидрометеорологиялық және агрометеорологиялық болжамдардың ақталушылығы

№	Болжам түрі	Ақталушылығы
Синоптикалық болжамдар		
1	1 тәулікке болжам	96 %
2	3 тәулікке болжам	92 – 93 %
3	7 тәулікке болжам	90 – 91 %
4	Қауіпті құбылыстар туралы штормды хабарламалар	99 %
Гидрологиялық болжамдар		
1	Су тасқыны кезіндегі апталық болжамдар	91 %
2	Ірі суқоймаларына судың келуінің	89/84 %

	айлық/3 айлық болжамы	
Агрометеорологиялық болжамдар		
1	Жаздық астық дақылдарының өнімділігін болжау	86 %
2	Топырақтағы ылғалдылықтың қорын болжау	80 %
3	Дақылдардың пісу уақытын болжау	80 %

«Қазгидромет» кәсіпорны 2017 жылдан бастап «Росгидромет», «Қырғызгидромет», «Узгидромет», «Белгидромет», Түрік метеоқызметі және Финдік институт (SYKE) және т.б. метеорологиялық қызмет көрсететін ұйымдармен ынтымақтастық бағдарламаларын жүзеге асыруда.

«Қазгидромет» кәсіпорны туралы толық ақпаратты <https://www.kazhydromet.kz/> QR коды арқылы көре аласыз.

2 СИНОПТИКАЛЫҚ МЕТЕОРОЛОГИЯ ПӘНІ МЕН ӘДІСІ

Синоптикалық метеорология зерттеулерінің негізгі әдісіне үлкен географиялық кеңістікте бір уақытта болып жатқан процесстерді шолу жатады.

Синоптикалық әдістің негізгі жетістіктеріне оның көрнекілігі мен шапшаңдығы жатады. Бір картаға үлкен географиялық аймақтың, жарты шардың немесе тіпті бүкіл жер шарының ауа райы туралы мәліметтерін түсіруге болады және соған сәйкес ауа райын кез-келген аймаққа, соның ішінде болжам жасалған жерден өте алыс орналасқан аудандарға да болжам жасауға болады. Бұл, мысалы үлкен ұзындықтағы авиатрассамен ұшақтардың ұшуын камтамасыз ету үшін өте маңызды.

Ал, синоптикалық әдістің негізгі кемшілігіне кеңістікте және мезгіл бойынша қолданылатын ақпараттардың үзіктілігі жатады.

Ауа райының әрбір картасына пункттердің шектелген мөлшерінде ауа райы туралы мәліметтер түсірілуі мүмкін. Бұл шектеулік тек қана метеорологиялық және аэрологиялық станциялардың бір-бірінен едәуір қашықтықта орналасуымен ғана байланысты емес, сонымен қатар ыңғайлы өлшемдегі карталарға бір-бірінен 100-150 км жақын орналасқан станциялардың бақылау нәтижелері түсірілуі мүмкін емес. Сонымен бірге, ауа райы картасында станциялар арасында байқалған ауа райы құбылыстары (найзағай, нөсерлі жауын-шашын, тұман және т.б.) көрсетілуі мүмкін.

Абсолюттік топография карталары белгілі бір изобаралық беттерде ғана құрылады, яғни ақпараттың көлденеңнен ғана емес, сонымен қатар вертикальды жазықтықта да үзiктiлiгi болады. Метеорологиялық ақпараттарды жинау және өндеу күрделiлiгiне байланысты ауа райы жер картасы 3-6 сағат сайын құрылады, ал барикалық топография карталары – 12-24 сағат сайын құрылады. Бұл қолданылатын ақпараттың уақыт аралығындағы үзiктiлiгiне себепшi.

Аталған кемшiлiктердi жою үшiн ауа райы картасына талдау жасаған кезде интерполяция және экстраполяция әдiстерi кең қолданылады. Интерполяция әдiсi – екi немесе бiрнеше станциядағы метеорологиялық элементтердi, олардың арасындағы мәндерi бойынша табу. Экстраполяция әдiсi – метеорологиялық элементтердiң шамаланған мәндерiн белгiлi бiр мәндерi бар облыстардан тыс, бұл элементтердiң кеңiстiкте немесе мезгiлде өзгеру заңдылықтары бойынша табу.

Сонымен қатар, қазiргi таңда метеорологиялық ақпараттарды жинау, өндеу және тарату үшiн техниканың жаңа жетiстiктерiн кең көлемде қолдану үлкен көмегiн тигiзуде. Әсiресе, жердiң метеорологиялық жасанды серiктерiнiң көмегiмен алынған ақпараттарды қолданудың болашағы зор.

2.1 Синоптикалық талдаудың әдiстерi

Талдаудың маңызы. Ауа райының одан әрi өзгеруiн алдын ала болжау үшiн, алдымен оның қазiргi күйiн және оның өткен уақыттағы өзгеруiн оқып үйрену қажет. Мұндай ақпараттар атмосфералық

құбылыстардың болған және болып жатқан заңдылықтарын орнатуға мүмкіндік береді. Бұл заңдылықтарды білу нәтижесінде процесстердің келешекте дамуын алдын ала қарастыруға болады. Яғни, болжау үшін алдын ала талдау қажет. Синоптикалық жағдайларды талдай келе, құбылыстар арасындағы физикалық байланыстарды орнату керек, бұл ауа райының бақыланатын тәртіптерін және олардың өзгеру себептерін табу үшін қажет.

Синоптикалық талдаудың міндеті.
Атмосферадағы негізгі метеорологиялық элементтердің таралуына сүйене отырып, ауа массаларының және атмосфералық фронттардың, ал олармен бірге атмосфералық объектілердің (циклон және антициклон) қозғалысын, қасиеттерін және жай күйін табу болып табылады.

Талдаудың мақсаты. Аталған атмосфералық объектілердің өткен және қазіргі уақыттағы жай күйіне және қасиеттеріне сүйене отырып, олардың келешектегі жағдайларын және қасиеттерін табу, яғни синоптикалық жағдайларға болжам жасау.

Синоптикалық талдаудың негізгі тәсілдері:

1. Ауа райы картасына түсірілген ауа райының ерекшеліктерін салыстыру, яғни:
 - метеорологиялық элементтердің әр түрлі станциядағы әр түрлі биіктіктегі бір уақыттағы мәндері;
 - әр түрлі метеорологиялық элементтердің бір және әр түрлі станциядағы бір уақыттағы мәндері;
 - бір немесе әр түрлі метеорологиялық элементтердің бір және әр түрлі станциядағы уақыттың жүйелі кезеңдеріндегі жүйелі мәндері салыстырылады.

2. Бақылау жүйелерінің бірыңғайлылығы.

3. Талдаудың жүйелілігі.

Синоптикалық талдаудың негізгі принциптері

1. *Талдаудың жинақтылығы.* Ауа райының ерекшеліктері бір-бірінен жекелеген түрде талданбайды, олардың өзара байланысын және өзара келісуін анықтайтын жиынтық түрінде талданады.

2. *Талдаудың үшөлшемділігі* (ұзындық, ендік және биіктік бойынша). Атмосфераның қасиеттері бір деңгейде емес, әр түрлі деңгейде қарастырылады, яғни ауа райының жер картасының және барикалық топография карталарының мәліметтері салыстырылады.

3. *Тарихи жүйелілігі.* Ауа райының қазіргі картасын талдау өткен уақыттағы карталардың талдауларымен келісіп жүргізіледі. Синоптик қазіргі карталарға талдауды бастамай тұрып, бірнеше соңғы мерзімдегі карталарға зер салып қарап, ондағы атмосфералық процесстердің даму бағыттарын түсінуі керек. Қазіргі картаны талдай отырып, оның процесстер туралы елестетулері қаншаға ақталады және біртіндеп қайта қарау нәтижесінде алдыңғы карталардың талдауын жақсартуы және қазіргі карталардың материалындағы ақауларды табуы мүмкін.

4. *Талдаудың репрезентативтілігі.* Талдаудың маңызы болып табылатын салыстыруларды жүргізе отырып, алдымен репрезентативті станциялардың көптеген деректеріне сүйену керек. Репрезентативті станциялар деп бақылаулары жалпы жағдайға көрнекті, яғни айтарлықтай үлкен аймақтарға және сонымен қатар осы аймақтарда орналасқан

синоптикалық объектілерге тән станцияларды атайды. Репрезентативті емес станциялар тек осы станцияға тән жергілікті құбылыстардың өте күшті ерекшеліктерін көрсететін, бірақ синоптикалық объектілердің немесе процесстердің жалпы ерекшеліктерін көлеңкелейтін мәліметтер береді.

5. *Физикалық логика принципі.* Синоптикалық жағдайларға талдау жасаған кезде талдаудың физикалық логикасы міндетті түрде қажет. Талдау болып жатқан процесстер туралы түсініктеме беруі керек. Яғни, талдаудың қорытындылары атмосфераның физикалық жағдайларымен қиыстырылуы керек, физика жағынан қисынды болуы керек. Талдау жасаған кезде алдымен әрбір синоптикалық объект кеңістікте белгілі бір ұзындықты алып жататынын есте сақтау керек.

2.2 Синоптикалық талдауда қолданылатын метеорологиялық ақпарат

Метеорологиялық ақпарат дегеніміз – атмосфераның жағдайы туралы немесе жеке метеорологиялық шамалардың жағдайы туралы мәліметтердің жиынтығы.

Метеорологиялық ақпараттарды екі түрге бөледі: алғашқы ақпарат және екінші (қайталама) ақпарат.

Алғашқы ақпарат – бұл бақылаулар нәтижесінде тікелей алынатын атмосфераның қазіргі күйі туралы мағлұматтар.

Екінші (қайталама) ақпарат – өңделген алғашқы ақпараттардың қорытындысы.

Ауа райы қызметінде қолданылатын алғашқы метеоақпараттар оларға қойылатын жалпы талаптарға жауап берулері керек. Бұл талаптар бір жағынан атмосфералық процесстердің даму заңдылықтарына және ішкі құрылымына, оларды талдау және болжау әдістеріне, екінші жағынан метеорологиялық ақпараттардың тұтынушы сұраныстарына негізделеді. Осы талаптарға сәйкес алғашқы метеорологиялық ақпараттар жаһанды, үшөлшемді, жинақты, синхронды, жүйелі және шапшаң болулары керек.

Жаһанды дегеніміз – метеорологиялық ақпараттар ауа райын болжау орталықтарына жақын орналасқан территориядан келіп түсулері керек, ал кейбір жағдайларда бүкіл жарты шардан келіп түсу керектігін білдіреді. Бұл атмосфералық процесстердің дамуының көлемділігімен және шапшаңдылығымен анықталады.

Метеоақпараттардың үшөлшемділігі бақылау деректері атмосфераның күйін үлкен географиялық аймақтарда көлемі жағынан ғана емес, сонымен қатар биіктігі жағынан да, яғни үшөлшемді кеңістікте сипаттауы керек. Себебі, жер бетіндегі ауа райын қалыптастыратын атмосфералық процесстер атмосфераның тропосфера мен стратосфера қабаттарында дамиды. Бұдан басқа метеоақпарат тұтынушыларының қатары еркін атмосферадағы өтіп жатқан және күтілетін метеорологиялық жағдайлар туралы мағлұматтарды қажет етеді.

Метеоақпараттардың жинақтылығы бірінші кезекте қысым, жел, ауа температурасы және ылғалдылық алаптарына, атмосфералық процесстердің даму заңдылықтарын толық айқындау мақсатында

жинақталған талдаудың қажеттілігімен анықталады. Бірінші метеорологиялық ақпараттардың құрамына барлық метеорологиялық шамалар мен құбылыстарға жүргізілген бақылаулар нәтижелері қосылуы керек.

Синхронды – бақылаулармен қамтылған бүкіл территорияда метеорологиялық бақылаулардың бірыңғай физикалық уақыт кезеңдерінде жүргізілуін білдіреді. Бұл метеорологиялық шамалар және құбылыстар алаптарының, синоптикалық объектілерінің уақытша өзгеруін бір мезгілде салыстырмалы, объективті талдау жүргізуге мүмкіндік береді.

Жүйелілік – метеорологиялық бақылаулардың белгіленген мерзімде жүйелі түрде жүргізулерін білдіреді.

Шапшаңдылық – ақпараттар тұтынушыға ең аз уақытта жеткізілу керектігін білдіреді.

Атмосфераның күйі туралы мәліметтерді алу үшін көптеген мемлекеттерде және халықаралық көлемде метеорологиялық ақпараттарды алу жүйелері жұмыс істейді. Ауа райы қызметінде мұндай жүйелердің орны олардың негізгі сипаттамаларымен анықталады. Олардың негізгілері:

- жоғарыда айтылған талаптарға сәйкес келуі;
- тұтынушыға ұсынылатын ақпараттардың көлемі және олардың түрлері;
- әр түрлі халық шаруашылық мәселелерін шешу үшін метеоақпараттардың салыстырмалы құндылығы.

Қазіргі уақытта алғашқы метеорологиялық ақпараттар келесі жүйелердің көмегімен алынады:

- жер бетіндегі метеорологиялық және аэрологиялық станциялар торабы;
- кемелік бақылаулар торабы; дрейфтік және якорлі гидрометеорологиялық станциялар;
- метеорологиялық радиолокациялық станциялар торабы;
- ғарыштық метеорологиялық жүйе;
- ауа райын авиациялық барлау жүйесі.

Сонымен қатар, алғашқы метеоақпараттардың құрамына ракеталық және аэростаттық зондылау жүйелерінің көмегімен алынған мәліметтер кіреді. Метеорологиялық бақылауларды көптеген станциялардың қатары жүргізеді. Олардың ішінде ауа райы қызметінде қолданылатын мәліметтерді жүйелі түрде беріп отыратын станцияларды *синоптикалық станциялар* деп атайды. Әрбір елдің белгілі бір станциялары халықаралық синоптикалық жүйелер құрамына кіреді. Қалған синоптикалық станциялардың мәліметтері атмосфералық процесстерге, ауа райының жағдайларына талдау жасаған кезде және ауа райына белгілі бір аймақта болжау жасаған кезде қолданылады. Синоптикалық станциялар жер шарының құрлық бетінде ғана емес, мұхиттарда да орналасқан. Әрбір синоптикалық станцияға бес таңбалы индекс берілген. Бірінші екі саны үлкен аймақтың номерін, ал қалған үш саны – осы аймақтың көлемінде орналасқан станциялардың номерін көрсетеді.

Синоптикалық станциялардың ақпараты сол станция аумағындағы ауа райын дұрыс сипаттауы керек және өз уақытында жіберіліп отыруы керек.

Сондықтан да әрбір станцияларға белгілі бір талаптар қойылады:

1) станцияларда ауа райына құрал-аспаптармен және көз мөлшерімен дұрыс бақылау жүргізе алатын және бақылаулардың нәтижелерін дұрыс кодтап, хабарлай алатын бақылаушы-маман болуы керек;

2) станциялар дұрыс орнатылған және оларға сәйкес тексерулерден өткен қажетті құралдармен жабдықталуы керек;

3) ауа райы картасына бақылауларды салыстыру үшін теңіз деңгейіне келтірілген атмосфера қысымы түсірілетіндіктен, барометрдің теңіз деңгейіндегі биіктігін дұрыс анықтау керек;

4) ауа райы қызметінің бөлімдеріне бақылаулардың нәтижелерін тез тарататын байланыс құралдары болуы керек;

5) станциялардың репрезентативтілігі сақталуы керек, яғни станция бақылаулары берілген ауданның ауа райын сипаттауы керек.

Негізгі талаптар: станциялардың жиілігі, олардың арасындағы арақашықтық 100-150 км-ден кем болмауы керек.

Синоптикалық станциялар ауа температурасына, ылғалдылығына, топырақ бетінің температурасына, судың температурасына, атмосфералық қысымға, желдің жылдамдығына және оның бағытына, бұлттың формасы мен мөлшеріне, бұлттың төменгі қабатының биіктігіне, бұлттың түрлеріне, жауын-шашынның мөлшеріне және қарқындылығына, атмосфералық құбылыстарға бақылаулар жүргізеді.

Халықаралық жүйеге кіретін синоптикалық станцияларда бақылаулар бүкіл әлемдік келісілген уақытымен әр 3 сағат сайын 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 сағаттарда жүргізіледі. 00, 06, 12, 18 сағаттар – негізгі синоптикалық мерзімдер болып табылады. Олардың арасындағы мерзімдер 03, 09, 15, 21 сағаттар – қосымша синоптикалық мерзімдер болып саналады. Атмосфералық құбылыстарға бақылаулар үздіксіз жүргізіліп отырады.

Алғашқы метеоақпараттарға қойылатын үшөлшемділік талабы еркін атмосферада бақылау жүргізумен қамтамасыз етіледі. Бұл ақпараттарды жеткізудің негізгі көзі болып аэрологиялық станциялар торабы табылады. Аэрологиялық станциялар дистанционды құрал – радиозондтың көмегімен атмосфераға вертикальды барлау жүргізеді. Бұл радиозондтың көмегімен жүйелі түрде 25-30 км биіктікке дейінгі қысым, ауа температурасы, ылғалдылық, желдің жыдамдығы мен бағыты туралы мәліметтерді алуға болады. Жер бетінде орналасқан синоптикалық станциялар тораптарының бақылауларына қарағанда атмосфераны радиозондылау сирек жүргізіледі. Себебі, еркін атмосферада метеорологиялық шамалар жерге жақын орналасқан қабатқа қарағанда аз өзгереді. Аэрологиялық станциялар торабында бақылаулар негізінен бүкіл әлемдік келісілген уақытымен 00 және 12 сағаттарда жүргізіледі, ал қосымша мерзімдер 06 және 18 сағат болып табылады.

Жерде орналасқан синоптикалық және аэрологиялық станциялардың торабы алғашқы метеоақпараттарды толық, жүйелі және анық түрде алу

жүйелері болып табылады. Сондықтан да қазіргі уақытта метеорологиялық және аэрологиялық станциялар ақпараттарды алудың негізгі жүйесі болып саналады.

Бұл жүйелердің негізгі кемшілігі болып жер шарының көптеген бөліктерінде орналасқан көптеген синоптикалық станциялардың тығыз орналаспауы табылады. Мысалы, белгілі бір аймаққа ауа райын қысқа мерзімге болжау үшін (36 сағат) синоптикалық станциялардың арасындағы арақашықтық 100-150 км-ден аспауы керек. Ал, атмосфераға радиозондылау жүргізетін станциялардың арақашықтығы 250-300 км болуы керек. Алайда, кейбір жағдайларда мұхиттарда, Орта Азияның таулы аударында, шөлді жерлерде синоптикалық станциялардың арақашықтығы 1000-1500 км, ал аэрологиялық станциялардың арақашықтығы 2000-3000 км-ден асып кетеді. Бақылаулардың уақыттық үздіктілігі де синоптикалық станциялардың кемшілігі болып табылады.

Метеорологиялық радиолокациялық станциялар – бұлттылық пен жауын-шашын аймағының ерекшеліктерін үздіксіз анықтауға, ал доплерлік радиолокаторлар – желдің жылдамдығы мен бағытын анықтауға мүмкіндік береді. Сонымен қатар, бөлек орналасқан будақ жауын бұлттарын, найзағай, жауын-шашын аумағын табуға мүмкіндік береді. Одан басқа радиолокациялық шолу бұлттылықтың микроқұрамы, оның сулылығы, бұлттылықта нөлдік изотерманың орналасуы, жауын-шашынның түрі мен қарқындылығы туралы мәліметтерді алуға көмектеседі. Қазіргі радиолокатормен

метеорологиялық объектілерді табу радиусы 150 км-ді құрайды.

Метеорологиялық ғарыш жүйесі әртүрлі орбитада жұмыс істейтін метеорологиялық Жердің жасанды серіктерінен және ақпараттарды қабылдап, оларды өндейтін жер бетінде орналасқан кешендерден тұрады. ЖЖС арнайы шолу-өлшеу аппараттарынан тұрады. Осы аппараттардың жұмыс нәтижелерін талдау атмосфера күйінің ерекшеліктерін (бұлттылық, мұз және қар жамылғысының таралуы, ауа температурасы мен ылғалдылығының вертикальды таралуы, жауын-шашын аймағының орналасуы мен олардың қарқындылығы, Жер-атмосфера жүйесінің радиолокациялық балансы, төселме беткей мен бұлттылықтың жоғарғы шекарасының температурасы) алуға мүмкіндік береді.

Синоптикалық процесстерге талдау жасағанда және ауа райын болжаған кезде жердің жасанды серіктері көмегімен алынған бұлттылық туралы мәліметтер өте үлкен көмек көрсетеді.

Ауа райын авиациялық барлау алғашқы метеорологиялық ақпараттарды алудың қосымша көзі болып табылады. Оны жүргізген кезде ұшақ (тікұшақ) еркін атмосфераға атмосфераның ерекшеліктерін өлшеу жүргізетін құралдарды және атмосфераның күйін көзбен бағалауды жүргізетін бақылаушыны жеткізу үшін пайдаланады. Бұл жағдайда ылдильқ және ұшу көріну қашықтығы, мұздану және бұлттың фазалық күйі, олардың төменгі және жоғарғы шекарасының биіктігі, температура, жел және т.б. туралы мәліметтер алынады.

2.3 Метеорологиялық ақпараттардың тұтынушылары

Тұтынушылар станциялар мен посттардағы тұрақты бақылау мәліметтерімен, соның ішінде қауіпті құбылыстар мен қоршаған ортаның экстремальды жоғары ластануы туралы мәліметтермен, көпжылдық гидрометеорологиялық мәліметтермен, экономика салалары үшін климаттың өзгеру салдарын бағалау мәліметтерімен қамтамасыз етіледі.

Гидрометеорологиялық ақпараттардың негізгі тұтынушылары:

- бұқаралық ақпарат құралдары арқылы халық;
- әскери бөлімдер;
- азаматтық авиация;
- төтенше жағдайларды хабарлау және ликвидациялау органдары;
- автомобильді, теміржол транспорты;
- жылу-энергетика кешені;
- ауылшаруашылығы;
- құрылыс;
- табиғи ресурстары кешені органдары;
- коммуналды шаруашылық және т.б.

Тұтынушыларды гидрометеорологиялық ақпараттармен қамтамасыз етудің негізі атмосфераның әр түрлі элементтері мен құбылыстарына бақылау жүргізу болып табылады.

Гидрометеорологиялық ақпараттарды жер беті және теңіздік метеорологиялық станциялар мен посттардан, ұшақтар, шарұшақтар, шар-зондтар, радиозондтар, метеорологиялық ракеталар мен жердің жасанды серіктері көмегімен әр түрлі әдістермен

алады. Метеорологиялық станцияларда бақылаушы-метеорологтар ауа температурасына, ауа ылғалдылығына, атмосфералық қысымға, желдің жылдамдығы мен бағытына бақылаулар жасайды, жауын-шашын мөлшері мен түрін анықтайды, метеорологиялық құбылыстардың болу-болмауын тіркейді, бұлттардың түрі мен мөлшерін анықтайды, бұлттардың төменгі шекарасының биіктігі мен көріну қашықтығын бағалайды.

2.4 Метеорологиялық ақпараттарды кодтау

Метеорологиялық ақпараттардың үлкен көлемі ауа райы туралы мәліметтерді тұтынушыларға ауызша жеткізуге мүмкіндік бермейді. Метеорологиялық ақпараттарды жылдам және арзан түрде хабарлау үшін сандық кодтар өте көп қолданылады. Бұл кодтар барлық елдерде белгілі стандарттарға сай болады, яғни ақпараттардың халықаралық айырбастауын жеңілдетеді.

Бірінші халықаралық метеорологиялық код 1874 жылы қабылданды. Кейін бұл кодқа айтарлықтай өзгерістер 1911, 1923, 1929, 1950, 1960, 1982 жылдары енгізілді.

Атмосфераны жүйелі түрде радиозондылау басталған кезде аэрологиялық мәліметтерді және спутниктік бақылауларды хабарлау үшін де кодтар енгізіле бастады.

Ақпараттар бес таңбалы санды топтар түрінде кодталады. Белгілі бір топта әрбір метеорологиялық элементтің тұрақты орны бар. Телеграммаларда

ақпараттарды құрайтын топтардың тәртібі қатаң түрде сақталады.

Телеграммалардың схемасы әріптердің белгісі түрінде беріледі. Әрбір метеорологиялық элементті кодтау үшін қолданылатын сандардың мағынасы кестелердің көмегімен анықталады.

Қазіргі уақытта синоптика саласында келесідей кодтар қолданылады:

КН-01 – құрлықтағы станцияларда метеорологиялық телеграммаларды жасау үшін қолданылады;

КН-09 – кеме станцияларында метеорологиялық телеграммаларды жасау үшін қолданылады;

КН-03 – шарұшақ бақылауларының нәтижелерін хабарлау үшін қолданылады;

КН-04 – атмосфераны вертикальды зондылаудың мәліметтерін хабарлау үшін қолданылады;

КП-53 – ауа райы картасының талдауы бойынша кеңес беруді хабарлау үшін қолданылады.

Телеграммалар құрастырылғаннан кейін белгіленген уақыттарда метеорологиялық қызмет көрсету орталықтарына жіберіледі.

3 СИНОПТИКАЛЫҚ ТАЛДАУДЫҢ ТЕХНИКАСЫ

Метеорологиялық және аэрологиялық станциялардың бақылау нәтижелері синоптикалық метеорологияның зерттеу мәліметтері болып табылады.

Синоптикалық және аэрологиялық станциялар торабында бақылаулар белгілі бір синоптикалық мерзімдерде жүргізіледі. Метеорологиялық және аэрологиялық бақылаулар мәліметтері кодталады да, телеграмма түрінде гидрометеорологиялық орталықтарға жіберіледі. Бақылау мерзімдерінде әрбір ауа райы қызметінің бөлімдері қауіпті құбылыстар туралы ескертулер алып отырады. Мұндай ескертулер кез-келген мерзімде, яғни қауіпті құбылыс басталған уақыттан бастап беріледі.

Синоптикалық станциялардың ауа райы туралы ақпараты синоптикалық жер картасына түсіріледі, аэрологиялық станциялардың ақпараты – биіктік карталарына түсіріледі, сонымен қатар аэрологиялық диаграммалар мен атмосфераның вертикальды кескіні жасалады.

Негізгі мерзімдердегі (00, 06, 12, 18 сағат) ауа райы туралы мәліметтер негізгі синоптикалық жер картасына түсіріледі. Негізгі синоптикалық жер картасы бірнеше тәулік бойына болып жатқан белгілі бір аймақтың ауа райын анықтайтын процесстер туралы мәліметтерді беретін үлкен аймақтың картасы. Масштабы 1:15 000 000 (1 см - 150 км); 1:20 000 000 (1 см – 200 км).

Қосымша мерзімдердегі метеомәліметтер (03, 09, 15, 21 сағат) Кольцовка карталарына түсіріледі. Кольцовка картасы – ауа райын кішкене аймақта сипаттайтын жер картасы. Масштабы: 1:5 000 000 немесе 1:2 500 000. Ауа райын болжау қызметінің әрбір бөлімшелерінде өз аймағының карталары қолданылады.

Ұзақ мерзімді болжаулар үшін масштабы 1 см – 300 км немесе 1 см – 700 км жартышардың картасы қолданылады. Ауа райын қысқа мерзімге болжау мақсатында кольцовка картасы мен 1-нағыз синоптикалық аудан бойынша негізгі синоптикалық карталар қолданылады. Нағыз синоптикалық аудан (н.с.а.) шекаралары:

1-н.с.а – 50° б.б.- 90° ш.б.

2-н.с.а – 90° ш.б.- 165° б.б.

3-н.с.а – 165° б.б.- 50° б.б.

Болжамды жер картасы – 1000 гПа деңгейінің алдын ала есептелген (48, 72, 96 сағат) биіктігі түсіріледі.

Биіктік карталар негізгі изобаралық беттіктердің топографиялық карталары болып табылады. Қазіргі уақытта ауа райын болжау қызметінде 850, 700, 500 гПа беттіктерінің топографиялық карталары және 500-1000 гПа қабаттың салыстырмалы топографиялық картасы қолданылады.

Ауа райы қызметінің ірі бөлімдерінде көмекші-қосымша карталар жасалады:

- 1) ауа райының қауіпті және маңызды құбылыстарының картасы;
- 2) экстремальды температуралар картасы;

- 3) ылғалдылық картасы;
- 4) вертикальды қозғалыс картасы;
- 5) тропопауза картасы және т.б.

Атмосфераның вертикальды кескініндегі метеоэлементтердің вертикальды кеңістіктегі таралуы көрсетіледі. Олар арнайы бланкте жасалады. Ауа райын болжағанда аэрологиялық диаграммалар да қолданылады.

Жер картасы, кольцовка картасы, барикалық топография картасы, вертикальды кескінің картасы, аэрологиялық диаграмма және көмекші карталардың жиынтығы кеңістікте атмосфералық процесстердің үшөлшемді талдауын жүргізуге мүмкіндік береді.

Қазіргі уақытта Қазгидрометтің болжау бөлімдерінде барлық карталар компьютерде жасалады және арнайы бөлімшелерінде басылып шығарылады. Синоптиктер арнайы компьютерлік бағдарламалар (АРМ погода, ГИС метео және т.б.). арқылы карталарға талдау жасайды.

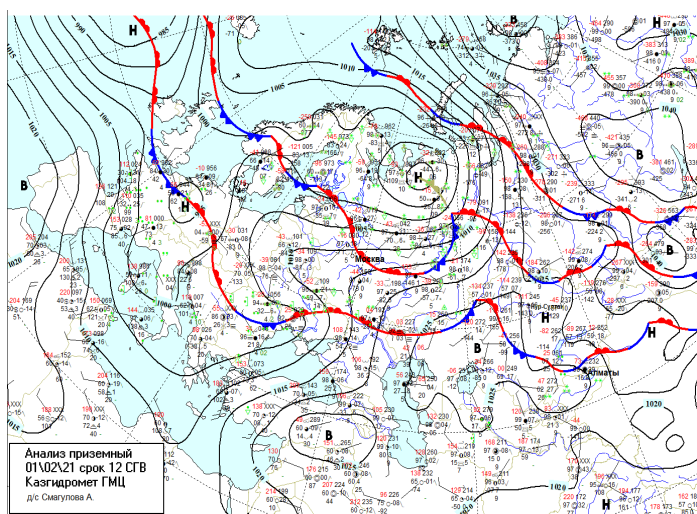
3.1 Синоптикалық жер карталарын талдау

Синоптикалық карта немесе ауа райы картасы – көптеген пункттерде метеорологиялық және аэрологиялық бақылаулардың бір уақыттағы нәтижелері сандармен және шартты белгілермен түсірілген карта.

Синоптикалық карталар, метеорологиялық бақылаулардың нәтижелерімен құрылған ауа райының жер картасына және аэрологиялық бақылаулардың нәтижелерімен жасалған ауа райының биіктік картасына бөлінеді.

Жер карталарының міндеттері:

- 1) ауданда ауа райы туралы ұсыныстарды алу;
- 2) уақыттың берілген кезеңінде атмосфераның динамикасы мен оның күйі туралы білу;
- 3) атмосфера циркуляциясының сипатын анықтау;
- 4) болжау жасағанда маңызды, бірақ бақылау жасалмайтын сипаттамаларды есептеу.



Сурет 3.1. Синоптикалық Жер картасы (01.02.2021)

Жер картасына алғашқы талдау жасау. Атмосфералық процесстерге талдау жасағанда синоптиктің салыстыру, физикалық логика, тарихи жүйелілік және үшөлшемділік принциптерін қолдануы міндетті.

Салыстыру принципі – көрші орналасқан станциялардағы бір элементтің мәліметі және бір

станциядағы әр түрлі элементтердің мәліметтері салыстырылады.

Физикалық логика принципінде барлық процесстер және құбылыстар физикалық атмосфера заңдарымен түсіндірілуі керек. Мысалы, тұрақты ауа массасында найзағай, нөсерлі жауын-шашын болуы мүмкін емес.

Тарихи жүйелілік принципінде қазіргі уақытта болып жатқан ауа райы келешекте болатын процесстердің дамуының салдары болып табылады.

Үшөлшемділік принципінде синоптикалық процесстер жазықтықта емес, кеңістікте қаралады, яғни жер картасының талдауы барикалық топографиялық карталарының талдауымен тығыз байланыста қаралуы керек.

Талдаудың жүйелілігі. Оперативті жұмыстың шарттарына және алғашқы талдаудың міндеттеріне байланысты ауа райы картасын өндеудің жүйелілігі әр түрлі болуы мүмкін.

Ауа райы Жер картасын талдағанда өндеудің жүйелілігі:

1) изобараларды жүргізу, циклон мен антициклон орталықтарының орналасу жағдайларын анықтау;

2) изотенденцияларды жүргізу, қысымның ең көп (ең аз) өзгерген аймағын табу;

3) картаны «көтеру», яғни жауын-шашын болған аймақты немесе ауа райының қауіпті құбылыстары болған станцияларды белгілеу;

4) Жер картасының ерекшеліктеріне қарап атмосфералық фронттың орналасу жағдайларын белгілеу. Атмосфералық фронттың жердегі

орналасуын барикалық топография карталарының мәліметтерімен салыстырғаннан кейін атмосфералық фронтты соңғы рет түрлі-түсті карандашпен жүргізу;

5) изобараларды соңғы рет безендіру, циклон және антициклонның орталықтарын әріппен белгілеу, изосызықтардың мәндерін жазу. Қысымның ең көп өсу және ең көп төмендеу аймақтарын безендіру;

б) пайда болған қысым орталықтарының жылжу траекторияларын белгілеу, қысым орталықтарының өзгеру қарқындылығын анықтау.

Ең соңында картаға талдау жүргізген синоптиктің аты-жөні жазылады.

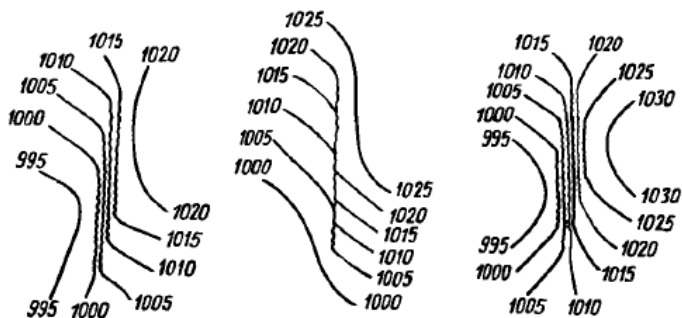
Қысымның Жер алабын талдау.

1) *Изобараларды жүргізу.* Изобаралар теңіз деңгейіндегі қысымның кеңістікте таралу заңдылықтарын, циклон, антициклонның және басқа қысым жүйелерінің жағдайы туралы көрнекті түрде көрсетуіне көмектеседі.

Изобара дегеніміз қысымы бірдей нүктелерді қосатын сызық, жай қара карандашпен, біркелкі түзу сызықпен, әрбір 5 гПа сайын, 5-ке бөлінетін сандармен жүргізіледі. Изобар бойындағы қысымның мәні 5 гПа сайын болуы керек, мысалы 1000, 1005 гПа. Ал, кольцовка картасында әрбір 2,5 гПа сайын жүргізіледі. Изобаралар қысым және желдің мәліметтері негізінде жүргізіледі. Кеңістікте қысым біркелкі өзгергендіктен, изобараларды жүргізген кезде қысымды жай сызықты интерполяциялау қолданылады.

Изобаралар желдің жылдамдығына және бағытына сәйкес жүргізіледі: жел қай жерде күшті болса, сол жерде изобаралар тығыз жүргізіледі. Себебі, күшті жел болған жағдайда қысым градиентінің мәні

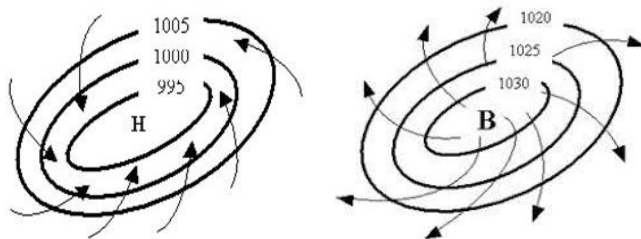
тау жотасының бойында желдің жылдамдығына сәйкес келмейтін изобаралардың қатты шоғырлануы байқалады. Мұндай жағдайларда қысым алабындағы үзілісті түсіндіру үшін тау жотасының бойымен толқынды сызықтармен орографиялық изобаралар жүргізіледі (сур.3.3).



Сурет 3.3. Орографиялық изобараларды жүргізу

Изобаралар бір-бірімен ешқашан қиылыспайды. Бүкіл жер шарында кез-келген изобара тұйық қисық сызықты болып келеді, тек қана белгілі бір ауданда ғана көптеген изобаралар тұйық болмай келеді, яғни картаның шеттерінде олар үзіліп кетеді. Изобаралар жүргізіліп болғаннан кейін олардың мәні жазылады. Тұйықталмаған изобараларда қысымның мәні екі жағынан да жазылады, ал тұйықталған изобаралардың кез-келген шетіне, картаның бастау жеріне жазылады. Картаны оқуға ыңғайлы болу үшін қысымның мәндері бір сызықтың бойында жазылғаны дұрыс. Сандар анық болуы керек. Тұйықталған төменгі қысым аймағының

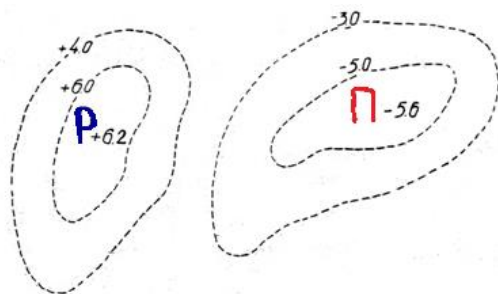
ортасында Н әрпі, ал жоғары қысым аймағының ортасында В әрпі жазылады (сур. 3.4).



Сурет 3.4. Циклон мен антициклонды безендіру

2) Изотенденцияларды жүргізу. Изотенденция дегеніміз – қысымның біркелкі өзгерісінің сызығы. Изотенденцияларды 1 гПа сайын жай кара карандашпен пунктир сызығымен жүргізеді. Қысым өзгерісінің мәні өте тығыз орналасқан жағдайда изотенденцияларды 2 гПа сайын жүргізуге болады. 0 гПа-ға тең изотенденция әдетте үлкен аумақта қысым шамалы өзгергенде ғана жүргізіледі. Қысымның өсуінің тұйықталған аймақтарының ішіне көк карандашпен Р әрпі қойылады да, жанына ең үлкен өсу мәні жазылады (сур.3.5).

Ал қысымның төмендеуінің тұйықталған аймақтарының ішінде қызыл карандашпен П әрпі қойылады және оң жағына төмендеудің ең үлкен мәні жазылады.





Сурет 3.5. Жер картасында изотенденцияларды безендіру

3) Жауын-шашын, тұман және қауіпті құбылыстар аумағын белгілеу. Ауа райы картасына алғашқы талдау жасағанда кейбір орындаулар қатары түрлі түсті карандаштарды қолдану арқылы жүзеге асырылады, себебі ауа райының өте маңызды сипаттамаларына көңіл бөлу үшін қажет. Бұл картаны «көтеру» деп аталады. Жауын-шашын, қауіпті құбылыстар байқалған барлық станциялар түрлі-түсті карандаштармен сәйкес белгілермен белгіленеді. Ақ жауын аймағы тұтастай жасыл карандашпен боялады, тұман аймағы – сары карандашпен боялады (кесте 2). Ауа райы карталарындағы шартты белгілер барлық ауа райы қызметтері үшін бірдей болады.

Кесте 2
Жер карталарында белгіленетін ауа райы құбылыстары

№	Ауа райы құбылыстары	белгісі	түсі
1	Ақ жауын аймағы		Жасыл
2	Кей жерде ақ жауын		Жасыл

3	Бақылау кезіндегі қар		Жасыл
4	Нөсерлі жауын-шашын		Жасыл
5	Сіркіреуік		Жасыл
6	Найзағай		Жасыл немесе қызыл
7	Жарқыл		Жасыл
8	Жалпы бұрқасын		Жасыл
9	Көктайғақ		Жасыл
10	Құйын		Қызыл
11	Шаңды, құмды құйындар		Күлгін
12	Шаңды, құмды борандар		Сары
13	Мгла (көріну қашықтық 2 км-ден аз болғанда)		Сары
14	Мұнар (көріну қашықтық 2 км-ден аз болғанда)		Сары
15	Тұман аймағы		Сары
16	Кей жерде тұман		Сары
17	Тұман, сіркіреген жауынмен бірге		Сары, жасыл
18	Қар жамылғысының шекарасы		Көк
19	Үсіктер шекарасы		Қара

4) Циклон мен антициклон орталықтарын табу, олардың траекторияларын белгілеу. Циклон – төменгі қысым тұйықталған аймағы, ондағы ауа қозғалысы сағат тіліне қарама-қарсы жүргізіледі. Антициклон – жоғары қысымның тұйықталған аймағы, ауа қозғалысы сағат тілімен бағыттас. Циклон мен антициклон орталықтарын табу үшін изобарадан басқа

желдің бағытын ескеру қажет: циклонның (антициклонның) ортасында желсіз болады, ал орталықтың айналасында желдің бағыты циклонның (антициклонның) айналымына сәйкес келуі керек. Егер орталықтың орналасуын дәл анықтау қажет болса, онда аралықтық изобарларды 2,5 немесе 1 гПа сайын жүргізеді. Бұл изобараларды негізгі изобараларға қарағанда жіңішке сызықтармен жүргізеді. Атмосфера қысымының таралуы туралы мәліметтер жеткіліксіз болғанда (мысалы, мұхиттар үстінде), қысым жүйесінің орталығы әдетте геометриялық орталыққа қатысты күшті желдер жағына қарай ығысатынын ескерген жөн. Қысым жүйелері бір орталықты немесе көп орталықты болуы мүмкін. Ауа райының негізгі карталарында әдетте циклон мен антициклонның орталықтарының өткен мерзімдердегі орналасуы белгіленеді, олардың жылжу траекториялары көрсетіледі және олардың күтілетін жылжуы көрсетіледі. Ол үшін талдау жасалатын картаға алдыңғы мерзімдегі карталардан сол циклон мен антициклонның орталықтарының орналасу жағдайы көшіріледі. Циклон мен антициклон орталықтарының белгілерін бір-бірімен қосу арқылы олардың шамаланған жүрісін аламыз. Соңғы сызық Н немесе В әрпіне (циклон немесе антициклон) тірелетін сызық ретінде көрсетіледі, талданып жатқан картадағы орталықтардың орналасуын береді. Дөңгелектің үстіне осы уақыттардағы қысымның мәні, ал астына – бақылау күні мен мерзімі жазылады. Барикалық құрылым орталықтарының 12 немесе 24 сағат ішіндегі күтілетін жылжуы үзік сызықтармен белгіленеді.

3.2 Барикалық топография карталарын құрастыру

Биіктік карталары (барикалық топография карталары) дегіміз – изобаралық беттіктердің теңіз деңгейінің үстіндегі геопотенциальды биіктігі және оның қалыңдығы туралы мәліметтер келтірілген синоптикалық карталар.

Барикалық топография карталарын кейде изобаралық беттіктердің топографиялық картасы деп те атайды. Изобаралық беттіктер дегіміз - қысымның мәні тұрақты болатын беттік.

Барикалық топография карталары екі түрге бөлінеді:

- абсолюттік топография картасы;
- салыстырмалы топография картасы.

Абсолюттік топография карталары теңіз деңгейіндегі изобаралық беттіктің биіктігі осы изобаралық беттіктің деңгейіндегі ауа райы ерекшеліктері (ауа температурасы, ауа ылғалдылығы, жел) туралы түсірілген мәліметтерден тұрады. АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ карталары жатады.

Салыстырмалы топография карталары берілген изобаралық беттіктің арасындағы қабаттың қалыңдығы туралы мәліметтерді береді. Салыстырмалы топография карталарының жиі қолданылатыны ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ картасы болып табылады.

Кесте 3

Негізгі изобаралық беттіктердің биіктіктері

Р, гПа	850	700	500	400	300	250	200	150	100
-----------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Н, км	1500	3000	5500	7000	9000	10500	12000	13500	16000
----------	------	------	------	------	------	-------	-------	-------	-------

Синоптикада көбінесе динамикалық немесе геопотенциалды биіктік қолданылады. Геопотенциал белгілі бір нүктеде орналасқан кішкене бөлшектің потенциалды энергиясы болып табылады. Геопотенциал дегеніміз – масса бірлігін теңіз деңгейінен белгіленген деңгейге дейін ауырлық күш алқабында көтеру үшін жұмсалатын жұмысты айтамыз.

$$\Phi = \int_0^z g dz ; \{\Phi\} = \text{см}^2/\text{с}^2, \quad (3.1)$$

Геопотенциалды биіктік Н немесе абсолюттік геопотенциал – теңіз деңгейінен есептелген қысымы тұрақты изобаралық беттіктің геопотенциалы.

$$H_{P_0}^P = 67,44 T_m \lg \frac{P_0}{P} \text{ немесе } \Phi_{\text{абс}} = R T_m \ln \frac{P_0}{P}, \quad (3.2)$$

Мұндағы, $T_m - \frac{P_0}{P}$ қабатындағы орташа температура

R – газ тұрақтысы

P_0 – жер бетіндегі атмосфералық қысым

P – берілген изобаралық беттіктегі қысым

Изобаралық беттіктің абсолюттік геопотенциалы теңіз деңгейіндегі қысымнан және теңіз деңгейі мен изобаралық беттік арасындағы қабаттың орташа температурасына бағынышты.

Абсолюттік топография карталарымен қатар салыстырмалы топография карталарын құрастырады. Салыстырмалы топография карталары – негізгі

изобаралық беттіктер арасындағы қабаттың қалыңдығының картасы.

Салыстырмалы геопотенциалдың формуласы:

$$H_{P1}^{P2} = H_{P2} - H_{P1} = 67,44 T_m \lg \frac{P1}{P2}, \quad (3.3)$$

немесе

$$\Phi_{отн} = R T_m \ln \frac{P1}{P2}, \quad (3.4)$$

мұнда берілген қабат үшін $\ln (p_1/p_2) = \text{const}$.

Онда, $\Phi_{отн} = \Phi(T_m)$ немесе $\Phi_{отн} = k T_m$.

Салыстырмалы геопотенциал изобаралық беттіктер арасындағы қабаттың орташа температурасына бағынышты.

OT_{P2}^{P1} изогипстері P_1 және P_2 арасындағы қабаттың орташа температурасының изотермалары ретінде қарастырылуы мүмкін. 1000-500 гПа-ға тең қабаттың салыстырмалы геопотенциалы үшін, k коэффициенті 20,29 тең болады:

$$H_{1000}^{500} = 20,29 T_m$$

OT_{1000}^{500} картасында геопотенциалдың мәні гп.дам (геопотенциалды декаметр) түсірілгендіктен:

$$H_{1000}^{500} = OT_{1000}^{500} = 2,029 T_m \cong 2 T_m (^\circ K)$$

Яғни, 1000 және 500 гПа-ға тең изобаралық беттіктер арасындағы қабаттың орташа

температурасын бағалау үшін геопотенциалдың мәнін екіге бөлсе жеткілікті:

$$\bar{T} = \frac{1}{2} H_{1000}^{500}$$

Геопотенциалдың бірлігі ретінде геопотенциалды метр (гп.м) қолданылады. Геопотенциалды метр дегеніміз – ауаның көлем бірлігін ауырлық күштің стандартты үдетуі кезінде ауырлық күшіне қарсы 1 метр биіктікке көтеру үшін жұмсалатын жұмыстың мәнін айтамыз.

Абсолюттік топография карталары қысымның кеңістіктегі таралуын, ал салыстырмалы карталары тропосфераның төменгі 5 км қабатының температуралық режимін сипаттау үшін қолданылады.

Барикалық топография карталарында және желдік зондылау мәліметтерімен толық қамтамасыздандырылмаған аудандар үшін жер бетіндегі қысым мен температура бойынша анықталатын геопотенциалды биіктіктердің мәндерін қосымша түсіру қажет. Р изобаралық беттіктің абсолюттік геопотенциалды биіктігі H_p қосынды ретінде қарастырылады:

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^P, \quad (3.5)$$

1000 гПа-ға тең беттіктің гп.дам-мен берілген геопотенциалды биіктігі келесі формуламен анықталады:

$$H_{1000} = h(p_0 - 1000), \quad (3.6)$$

мұнда h гп.дам-мен берілген динамикалық қысым сатысы, p_0 – теңіз деңгейіне келтірілген қысым, гПа.

Қысым сатысы дегеніміз – 1 гПа өзгеру үшін жоғары көтерілген немесе төмен түскен метрмен берілген биіктік.

Кесте 4

Қысым сатысының мәндері

T, °C	h, гп.дам	h, метр
15 °C жоғары	0,9	9
15 °C-дан -15 °C-ға дейін	0,8	8
-15 °C-дан -40 °C-ға дейін	0,7	7
-40 °C-дан төмен	0,6	6

3.3 Барикалық топография карталарын талдау

Барикалық топография карталарына талдау жасау жер картасына талдау жасағанға қарағанда күрделірек. Себебі, аэрологиялық станциялар торабы өте сирек орналасқан, сонымен қатар барлау нәтижесінде көптеген қателіктер болуы мүмкін. Изобаралық бет жоғары орналасқан сайын биіктіктегі қысым алабы мен жер алабының ұқсастығы соғұрлым азырақ болады. Сондықтан да карталарға талдау жасауды төменгі деңгейдің беттіктерінен бастаған дұрыс.

3.3.1 Абсолюттік топография карталарына талдау жасау

Графикалық талдауға қойылатын жалпы талаптар:

1) Әртүрлі деңгейлерде қысым алабының сипаты үйлесуі керек;

2) Биіктік бойынша қысым алабының өзгерулері атмосферада температураның таралуына сәйкес болуы керек;

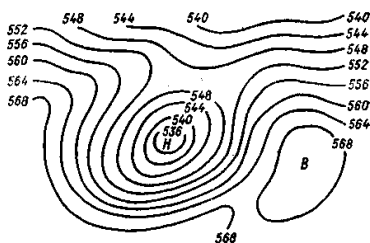
3) Талдау физикалық логика мен тарихи жүйелілікке сай болуы керек.

Талдау жүйелілігі:

1) Изогипстер жүргізіледі. Изогипс дегеніміз изобаралық беттіктердің бірдей биіктіктерін қосатын сызық. Изогипстер әр 4 гп.дам сайын, 4-ке бөлінетін сандармен жай қара карандашпен, тұтас сызықтармен жүргізіледі. Изогипстерді жүргізген кезде абсолюттік биіктіктің шамалары (ННН) және жел туралы мәліметтер қолданылады. Изобаралық беттіктердің биіктігі біркелкі өзгереді, сондықтан изогипстерді жүргізген кезде жай сызықтық интерполяция қолданылады. 850 гПа-ға тең изобаралық бет шамамен 1,5 км биіктікте орналасқан. Мұндай биіктіктерде үйкелу аз болғандықтан, оның әсерін ескермеуге болады. Сондықтан көп жағдайларда изогипстер желдің жылдамдығын ескере отырып, оған параллельді жүргізіледі. Жел қай жерде күштірек болса, сол жерде изогипстерді тығызырақ жүргізеді. Таулы аймақтарда изобаралық беттік жер бетінен 1,5 км-ден төмен орналасса, онда жел изогипстерден ауытқуы мүмкін. Желдің бағыты мен изогипстер бағыты арасындағы бұрыштың шамасы жер бетіндегі изобаралық беттіктің биіктігіне тәуелді: изобаралық беттік жоғарылаған сайын, олардың арасындағы

бұрыш кіші болады. Изогипстер жер бетінде қысымның қатты өзгерген аймақтарында және ауа ағынының өте үлкен қосылу және шашырау аймақтарында желге паралельді болмауы мүмкін. Бұл аталған аймақтарда желдің қысым заңы ауа ағынының тұрақсыздығына сәйкес бұзылуы мүмкін. Желдің изогипстен ауытқуы жел туралы деректер изобаралық беттіктің деңгейіне сәйкес келмеген жағдайда да байқалуы мүмкін, мысалы, АТ₈₅₀ картасына 1 км биіктіктегі жел туралы деректер түсірілген жағдайда желдің изогипстен ауытқуы байқалады.

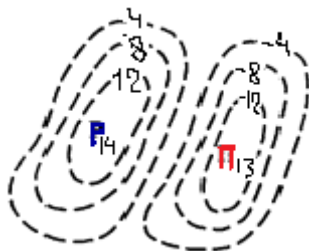
Изогипстер егер тұйықталмаған болса, онда олардың мәні екі жағынан, ал егер тұйықталған болса – бір жерден ғана жазылады. Биіктіктің ең аз мәніне тең тұйықталған аймақтың ортасына жай кара карандашпен Н әрпі, ал ең жоғарғы мәніне тең аймақтың ортасына В әрпі жазылады. Ортасын дәл анықтау үшін аралық изогипстерді жүргізуге болады (карандашты қатты баспай, жай үзік сызықпен). Н – циклон, В – антициклон болып табылады.



Сурет 3.6 Изогипстерді жүргізу

2) Изаллогипстерді жүргізу. Изаллогипс дегеніміз изобаралық беттіктер биіктігінің 12 немесе

24 сағат ішіндегі өзгеруіне тең сызықтар. Изаллогипстер жай қара қарандашпен, үзік сызықтармен, әр 4 гп.дам сайын 4-тен бастап жүргізіледі. Нөлдік изаллогипс жүргізілмейді. Изаллогипстердің мәні жазылады. Оң таңбалы изаллогипстердің тұйықталған аймақтарының ортасына көк қарандашпен Р әрпі және оң жағына өсудің ең жоғарғы мәні жазылады. Теріс таңбалы изаллогипстердің тұйықталған аймақтарының ортасына қызыл қарандашпен П әрпі және максимальды төмендеудің мәні жазылады (сур.3.7).

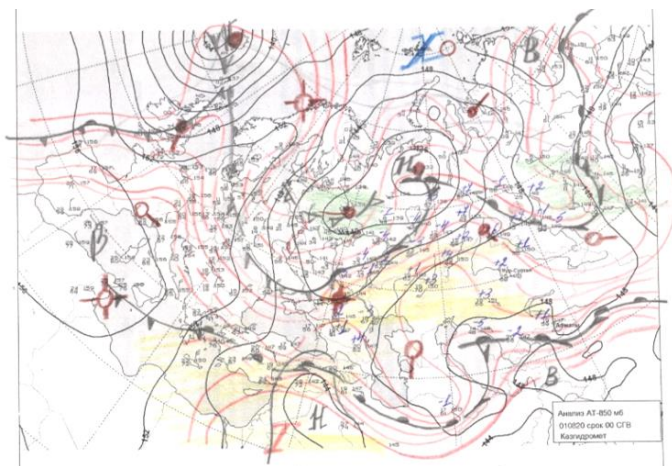


Сурет 3.7 Изаллогипстерді безендіру

3) Изотермаларды жүргізу. Изотерма дегеніміз бірдей температура мәндерін қосатын сызық. Олар қызыл қарандашпен түзу сызықтармен әр 2 °С сайын жұп сандармен жүргізіледі. Изотермалардың мәндері жазылмайды. Жылы аймақтың ортасына қызыл қарандашпен Т әрпі, ал суық аймақтың ортасына көк қарандашпен Х әрпі жазылады.

4) Атмосфералық фронттарды жүргізу. AT_{850} картасында жүргізіледі. Фронттар сызығының орналасуы сол мерзімдегі жер картасында орналасқан фронттармен сәйкес келуі керек. AT_{850} картасында

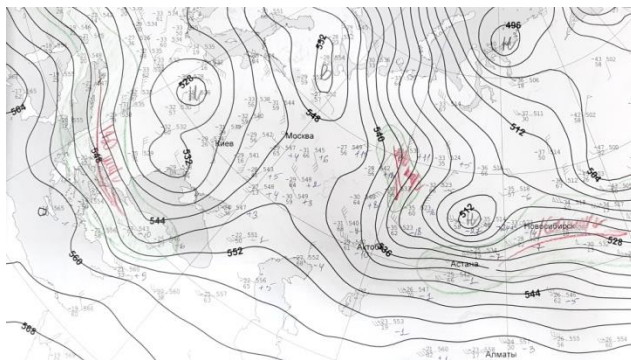
фронттың екі жағындағы ауа температурасының әртүрлі болуы оның негізгі ерекшелігі болып табылады. Барлық фронтальды беттер суық ауа жағына қарай ылдиланып орналасады және ылдидың тангенс бұрышы 1/100 немесе 1/200 аралығында өзгереді. Сондықтан жылы фронт сызығы АТ₈₅₀ картасында оның жердегі сызығынан шамамен 150-300 км алда орналасады. Суық фронт сызығы – осы аралықта оның жердегі сызығының артында орналасады. Фронт сызықтарын АТ₈₅₀ картасында изотермалардан тез ажырату үшін оларды әдетте бір түсті шартты белгілермен жүргізеді.



Сурет 3.9 АТ₈₅₀ картасы

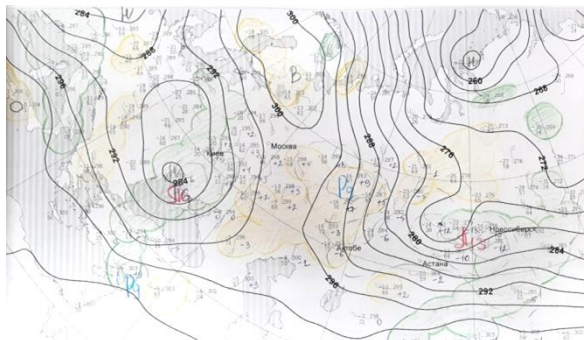
5) Изотахаларды жүргізу. Изотаха – желдің бірдей жылдамдығын қосатын сызық. Изотаха жасыл қарандашпен үзік сызықпен жүргізіледі. Изотахаларды әр 10 м/с немесе 40 км/сағ сайын 30 м/с-тен немесе

100 км/сағ бастап жүргізеді. Желдің жылдамдығы $V > 30$ м/с аймақтар жасыл қарандашпен боялады, жылғалы ағыстың осі және оның бағыты анықталады. Желдің бірдей бағытын қосатын сызық изогон деп аталады.



Сурет 3.10 АТ₅₀₀ картасындағы изотаха

б) Ылғалдылық алқабын безендіру. АТ карталарында ылғалдылық тапшылықпен көрсетілген. Станцияларда ылғал тапшылық мәні $D \leq 2^\circ$ (картада 20) болса, онда сол аймақ жасыл түспен боялады, ылғалды ауа аймағын білдіреді. Егер ылғал тапшылық мәні АТ₈₅₀ картасында $D \geq 12^\circ$ ($D = 62$) немесе АТ₇₀₀ картасында $D \geq 15^\circ$ ($D = 65$) болса, онда сол аймақтар сары немесе қызыл түспен боялады, құрғақ ауа аймағын білдіреді.



Сурет 3.11 АТ₇₀₀ картасы

7) Барлық абсолютті топография карталарына шартты белгілермен сол мерзімдегі ауа райының жер картасынан негізгі қысым жүйелерінің географиялық орналасуын көшіру керек.

Кесте 5

Ауа райы карталарында барикалық құрылымдардың шартты белгіленуі

№	белгіленуі	барикалық құрылым
1		Циклон орталығы
2		Жеке циклон орталығы
3		Фронттағы толқынды әрекеттің орталығы (штрих – толқынның жылжу бағытына сәйкес келеді)
4		Барикалық жыра (штрих – жыра осі бағытына сәйкес келеді)
5		Антициклон орталығы
6		Жеке антициклон орталығы
7		Барикалық жота (штрих – жота осі бағытан сәйкес келеді)

8	X	Ойпат ортасы
---	----------	--------------

Жыра мен жоталарды белгілеген кезде штрихты циклон мен антициклонның ортасынан осьтің бағыты бойынша қояды, ал фронттағы толқынды белгілеген кезде штрихты толқынның жылжу бағытына паралельді қояды.

8) Биік қысым жүйелерінің ортасында сандармен изобаралық беттіктің биіктігінің 12 немесе 24 сағаттан кейін күтілетін өзгеруін көрсетуге болады немесе биіктіктің күтілетін өзгеруінің тек қана таңбасын ғана белгілесе болады: өзгеріссіз «0»; төмендеу «-», жоғарылау «+», төмендеу, сосын жоғарылау «-/+», жоғарылау, сосын төмендеу «+/-». Сонымен қатар биік қысым жүйелерінің күтілетін жылжу бағыты мен жылдамдығын көрсетуге болады. Жылжу бағыты ортасынан басталатын кішкене сызықшамен белгіленеді. Сызықшаның бойына күтілетін жылжу жылдамдығы км/сағ-пен белгіленеді. Аз жылжымалы орталықтар ↔ белгісімен көрсетіледі.

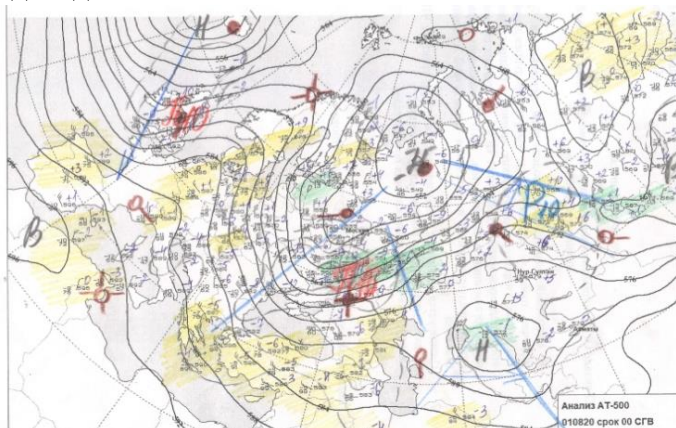
9) Барлық талдаулар, бақылаудың күні мен мерзімі тексеріліп, картаға синоптиктің аты-жөні жазылады.

Әртүрлі деңгейдегі карталарды талдағанда қолданылатын қосымша көрсеткіштер

AT₈₅₀ картасы – изогипстер, изотермалар жүргізіледі, негізгі атмосфералық фронттар жүргізіліп, ауаның құрғақ және ылғалды аймақтары белгіленеді.

AT₇₀₀ картасы – изогипстер, изаллогипстер, қажетті жағдайда изотермалар жүргізіледі, ылғалдылық алқабы безендіріледі.

AT₅₀₀ картасы – изогипстер жүргізіледі, жылғалы ағыс аймағы белгіленеді, изаллогипс пен кейде ылғалдылық алқабы белгіленеді. AT₅₀₀ карталарын кейде төменгі тропосферадағы ауа ағынының бағытын және жылдамдығын анықтау үшін қолданады.

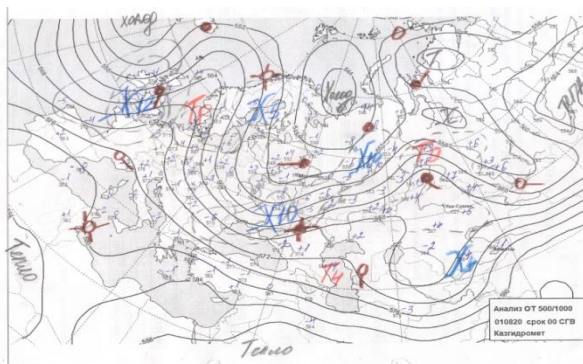


Сурет 3.12 AT₅₀₀ картасы

AT₄₀₀, 300, 200, 100 карталары – изогипстер жүргізіледі, 300 гПа деңгейінен бастап 8 гп.дам сайын жүргізіледі, себебі биіктік өскен сайын градиенттер өсіп, жел күшееді. Сондықтан AT₃₀₀ және AT₂₀₀ карталарында изогипстерді 4 гп.дам сайын жүргізсе, онда олар өте жиі орналасатын болады. AT₄₀₀ және AT₃₀₀ карталарында кейде жылғалы ағыс аймағы белгіленеді. AT₂₀₀ картасында изотермалар әр 5 °C сайын қызыл қарандашпен жүргізіледі.

3.3.2 Салыстырмалы топография карталарына талдау жасау

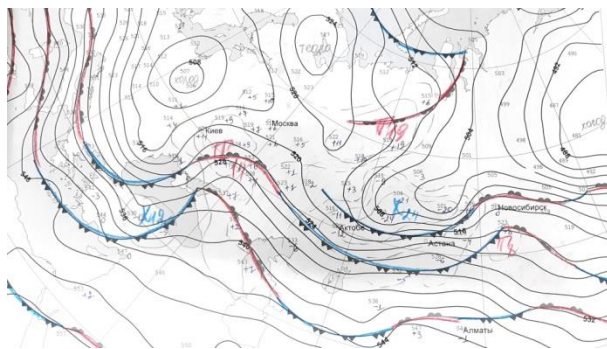
1) Изогипстерді жүргізу. Салыстырмалы геопотенциалдың мәні сол қабаттың орташа температурасына тәуелді болғандықтан, салыстырмалы топография изогипстері 500 немесе 1000 гПа-ға тең изобаралық беттіктердің арасындағы қабаттың орташа температурасының изотермаларын береді, ал олардың таралуы төменгі тропосфераның орташа термикалық алқабын сипаттайды. Салыстырмалы топография изогипстері жай қара карандашпен әр 4 гп.дам сайын 4-ке бөлінетін сандармен жүргізіледі. Бұл картадағы изогипстер қабаттың бірдей қалыңдығын қосатын сызықтар. Тұйықталған изогипстер аймақтарының ішінде H_{1000}^{500} (салыстырмалы геопотенциалдың) мәндері кіші болса, сол аймақтың ортасына жай қара карандашпен ХОЛОД деп жазады, бұл аймақ суық аймағы деп аталады. Ал егер, H_{1000}^{500} мәндері жоғары болса, онда аймақтың ортасына жай қара карандашпен ТЕПЛО деп жазады, жылы аймақ болып табылады (сур. 3.13).



Сурет 3.13 Салыстырмалы топография картасы
ОТ_{500/1000}

2) Изаллогипстерді жүргізу. Жай қара карандашпен, үзік сызықтармен әр 4 гп.дам сайын салыстырмалы геопотенциалдың тәуліктік изаллогипстері жүргізіледі. Температура градиентінің бір градусы салыстырмалы геопотенциал градиентінің 2 гп.дам-не сәйкес келгендіктен, изаллогипстер 2 °С сайын жүргізілген орташа температураның изаллотермалары болып табылады. Изаллотермалар дегеніміз – температураның бірдей өзгеру нүктелерін қосатын сызық. Оң таңбалы изаллогипстердің (изаллотермалардың) тұйықталған аймақтарының ортасына қызыл карандашпен Т әрпі және орташа температураның өсуінің ең үлкен мәні жазылады. Теріс таңбалы изаллогипстердің тұйықталған аймағының ортасына көк карандашпен Х әрпі және орташа температураның өзгеруінің ең үлкен мәні жазылады.

3) Ауа райының жер картасынан фронт сызықтарын көшіреді (түрлі түсті карандашпен).



Сурет 3.14 Салыстырмалы топография картасында атмосфералық фронтты жүргізу

4) Салыстырмалы топография карталарына жер бетіндегі қысым жүйелерінің орталықтарының географиялық орналасуы түсіріледі.

5) Жылы және суық ошақтарының өткен тәуліктегі жылжу траекториясы сызықшамен белгіленеді.

6) Барлық талдаулар тексеріліп, синоптиктің қолы қойылады.

3.4 Аэрологиялық диаграмма

Ауа райы күйі мен атмосфералық процесстерді талдау үшін аэрологиялық диаграммалар кеңінен қолданылады. Аэрологиялық диаграмма метеорологиялық элементтердің биіктік бойынша таралуын графикалық түрде көрсетуге арналған.

Аэрологиялық диаграммада берілген изосызықтар:

- *Изотермалар* – солға қарай еңкейген қоңыр түсті түзу сызықтар, изотерма шкаласы аэрологиялық диаграмманың төменгі жағында берілген.

- *Изобаралар* – 10 гПа сайын жүргізілген қоңыр түсті горизонтальды сызықтар. Атмосфералық қысымның шкаласы диаграмманың оң жағында берілген.

- *Құрғақ және ылғал адиабата* – вертикальды жылжып жатқан ауа массасының адиабатты өзгерулерін көрсететін күй сызықтары.

- *Құрғақ адиабата* – солға қарай еңкейген қоңыр түсті түзу сызықтар. Құрғақ немесе ылғалды қанықпаған ауа бөлшегінің төмен түсуі немесе жоғары көтерілуі кезіндегі температураның адиабатты

өзгеруін көрсетеді. Сонымен қатар, құрғақ адиабата потенциалды температураның да (θ) сызықтары болып табылады.

- *Ылғал адиабата* – жасыл түсті штрихты сызықтар. Ылғалды ауа бөлшегінің төмен түсуі немесе жоғары көтерілуі кезіндегі температураның адиабатты өзгеруін көрсетеді. Сонымен қатар, ылғал адиабата псевдопотенциалды температураның да (θ_p) сызығы болып табылады.

- *Изограммалар* – оңға қарай еңкейген жасыл түсті түзу сызықтар. 650 гПа изобарасынан жоғары берілген.

Аэрологиялық диаграммада ауа температурасына виртуальды түзетулер шкаласы (900, 720 және 520 гПа деңгейлерінде жасыл түсті нүкте ретінде), негізгі стандартты изобаралық беткейлер арасындағы (925, 775, 600, 400, 250 және 150 гПа деңгейлеріндегі қоңыр түсті штрих ретінде) арақашықтық шкаласы, тұрақсыздық энергиясы шкаласы (белгілі биіктікке 1 кг ауа массасы көтерілген жағдайда Дж/см² берілген тұрақсыздық энергиясының шамасы) диаграмманың оң жағында, стандартты атмосфера биіктіктері шкаласы (ауа температурасының қысымға байланысты таралуы болып табылады) диаграмманың сол жағында беріледі.

3.4.1 Аэрологиялық диаграмманы өңдеу

Аэрологиялық диаграмма бланкіне атмосфераны температура - желді зондылау мен ауа райын авиациялық барлау мәліметтері енгізіледі.

Телеграммадағы мәліметтер аэрологиялық диаграммаға енгізілгеннен кейін стратификация қисығы, шық нүкте қисығы (депеграмма) және күй сызығы жүргізіледі.

Стратификация қисығы атмосфераны зондылау пунктіндегі ауа температурасының биіктік бойынша таралуын көрсетеді. Ауа температурасы мен атмосфералық қысым мәліметтері бойынша жоғары көтерілудің бірінші нүктесінен бастап (Жер беті) жүргізіледі. Барлық нүктелер бір-бірімен қызыл түсті үзік қисық сызықтармен қосылады. Аэрологиялық диаграммаға алдыңғы тәуліктердегі немесе өткен бір тәуліктегі стратификация қисықтарын қызыл түсті үзік пунктир қисық сызықтарымен жүргізеді. Осылай тәулік бойынша жеке қабаттардағы ауа температурасының өсуі немесе төмендеуі бағаланады.

Стратификация тұрақты, тұрақсыз, құрғақ (қанықпаған ауа) және қаныққан ауаға қатысты айырмашылықсыз болады. Тұрақты стратификация дегеніміз - ауаның вертикальды өзгерулеріне атмосфераның болысу немесе өшіру қабілеті. Атмосфераның тұрақтылығы температураның вертикальды градиенттерімен сипатталады. Атмосфераның тұрақты стратификациясында ауа құрғақ немесе қанықпаған болса, температураның вертикальды градиенті құрғақ адиабатадан кіші болады, қаныққан ауа болса, ылғал адиабатадан кіші болады.

Атмосфераның тұрақсыз стратификациясында ауа құрғақ немесе қанықпаған болса, температураның вертикальды градиенті құрғақ адиабатадан жоғары, қаныққан ауа болса, ылғал адиабатадан жоғары

болады. Атмосфераның тұрақсыз стратификациясы атмосферадағы конвекцияның дамуына болысады.

Шық нүкте қисығы (депеграмма) атмосфераны зондылау пунктіндегі шық нүкте температурасының биіктік бойынша таралуын көрсетеді. Стратификация қисығы сияқты шық нүкте температурасы мен атмосфералық қысым мәліметтері бойынша жоғары көтерілудің бірінші нүктесінен бастап (Жер беті) жүргізіледі.

Стратификация қисығы мен депеграмма арасындағы арақашықтық шық нүкте тапшылығын береді.

Стратификация қисығы мен депеграмманы жүргізгенде атмосфераның стандартты изобаралық беткейлері мен ерекше нүктелері қолданылады.

Конденсация деңгейі – адиабатты көтерілу кезінде ауа құрамындағы су буы қанығу жағдайына жету үшін қажетті жоғары көтерілу деңгейі. Конденсация деңгейін анықтау үшін зондылаудың басынан бастап ауа температурасы мәні бойынша құрғақ адиабата бойымен, шық нүкте мәні бойынша изограмма бойымен жоғары көтереді. Екеуінің қиылысқан жері конденсация деңгейі болып табылады.

Күй сызығы адиабатты жоғары көтеріліп жатқан ауа бөлшегіндегі ауа температурасының өзгеруін сипаттайды. Ауаның құрамында белгілі дәрежеде су буы болады. Ауа бөлшегінің адиабатты жоғары көтерілуі кезінде ауа температурасы конденсация деңгейіне дейін құрғақ адиабата заңы бойынша, конденсация деңгейінен жоғары – ылғал адиабата заңы бойынша өзгереді. Осылай,

конденсация деңгейіне дейін күй сызығы құрғақ адиабата бойымен, конденсация деңгейінен жоғары ылғал адиабата бойымен (қара түсті жіңішке сызық) жүргізіледі.

Атмосфераның төменгі қабатында инверсия немесе изотермия қабаты болса, онда күй сызығын Жер бетінен емес, инверсия немесе изотермия қабатынан бастау керек.

Стратификация қисығы мен күй сызығының орналасуын бағалау күшті қарқындылықты нөсерлі жауын-шашындар мен конвекцияның дамуына септігін тигізетін тұрақсыздықтың оң таңбалы энергиясы туралы маңызды қорытынды алуға көмектеседі.

Егер зондылау пунктiнен 100-150 км-ден аспайтын арақашықтықта авиациялық барлау жүргізілсе, сонымен қатар радиозондылау мен ауа райын ұшақпен барлау аралығындағы уақыт интервалы ± 3 сағаттан аспаған жағдайда аэрологиялық диаграммаға авиациялық барлау кезінде алынған визуалды бақылау мәліметтері де енгізіледі.

3.4.2 Аэрологиялық диаграмманы талдау

Аэрологиялық диаграмманың талдауы келесі операцияларды қамтиды:

- *Оң және теріс таңбалы тұрақсыздық энергиясының аймақтарын анықтау* - теріс таңбалы тұрақсыздық энергия аймағын көк түспен, оң таңбалы – қызыл түспен бояйды.

- *Бұлттылық қабатының шекараларын белгілеу* – бұлттылықтың төменгі және жоғарғы шекараларын толқынды сызықтармен белгілейді.

- *Жауын-шашын аймағын белгілеу* – бұлттылықтың төменгі шекарасынан бастап Жер бетіне дейін жасыл түсті вертикальды штрих ретінде белгіленеді. Аймақтың ішінде жауын-шашынның түрі КН-01 синоптикалық кодындағы таңбасымен, жасыл түспен белгіленеді.

- *Мұздану мен дірілдеу қабаттарын белгілеу* – қызыл түсті шартты белгілермен қарқындылығы 0 2 көрсетіліп белгіленеді. « ψ » - әлсіз, “ ψ ” – орташа, « ψ » - күшті қарқындылықты құбылыс. Шартты белгілер қабаттың ортасына қойылып, белгіден жоғары және төмен қабаттың қалыңдығын көрсететін сызықтар белгіленеді. Дірілдеу қабаты стратификация қисығының оң жағында вертикальды толқынды сызық ретінде белгіленеді.

- *Тұман қабаты* – тұманның қарқындылығы мен сипаты (ауызша) көрсетіліп, сары түспен белгіленеді.

- *Инверсия және изотермия қабаттары* (атмосфераның тежегіш қабаты) – олардың жоғарғы және төменгі шекаралары сары түспен белгіленеді. Қабаттың ортасына оның метрмен берілген қалыңдығы, ауа температурасының өсу мәні, тежегіш қабаттың сипаты (ауызша) белгіленеді.

- *Тропопауза деңгейін анықтау* – 500 гПа деңгейден жоғары, жоғары тропосферада температураның вертикальды градиенттерінің үлкен мәндері мен изотермия, инверсия қабаттары немесе жоғары тропосферада ауа температурасының биіктік бойынша жай төмендеуі арасындағы аймақ ретінде анықталады. Тропопауза деңгейінің басы ретінде вертикальды температуралы градиент 0.2 $^{\circ}/100$ м

болған деңгей алынады. Тропопаузаның жоғарғы және төменгі шекаралары қоңыр сызықтармен белгіленеді. Сызықтың оң жағында метрмен берілген шекара биіктігі, сызықтың үстінде – тропопаузаның жоғарғы және төменгі шекаралары деңгейіндегі ауа температурасының мәні жазылады. Тропопауза қабаты қоңыр түспен боялады. Екі тропопауза қабаты болса (полярлы және тропикалық), онда әрқайсысы жеке-жеке белгіленеді.

- *Фронтальды қабаттардың жоғарғы және төменгі шекараларын белгілеу* – шекаралар арасындағы аймақ сәйкес түспен боялады (суық фронт – көк, жылы фронт – қызыл, окклюзия фронты – қоңыр түспен). Шекаралар арасына метрмен берілген фронтальды қабаттың қалыңдығы белгіленеді, егер қабаттың төменгі шекарасынан жоғарғы шекарасына дейін температураның оң таңбалы өсуі болса, өсудің мәнін, егер теріс таңбалы өсу болса, ауа температурасының вертикальды градиентінің мәнін жазады.

3.4.3 Аэрологиялық диаграмма көмегімен графикалық есептеулер жүргізу

Аэрологиялық диаграмма көмегімен атмосфера күйінің маңызды сипаттамалары анықталады: су буының массалық үлесі, ауаның салыстырмалы ылғалдылығы, виртуальды температура, негізгі изобаралық беттіктердің биіктіктері, потенциалды және псевдопотенциалды ауа температурасы, конвекция деңгейі, конвективті-тұрақсыз қабаттың қалыңдығы. Сонымен қатар ауа райын болжауда ауа

райының әрбір элементі үшін аэрологиялық диаграмманың көмегімен есептелетін әдістер қолданылады.

Атмосфераның сипаттамаларын анықтау:

- *Су буының массалық үлесі (г/кг)* – атмосфераның белгілі бір деңгейінде сол деңгейдегі шық нүктесі арқылы өтетін изограмма бойынша анықталады. Су буының массалық үлесі қаныққан жағдайда атмосфераның белгілі бір деңгейінде сол деңгейдегі ауа температурасы бойынша анықтайды.

- *Салыстырмалы ылғалдылық (%)* - су буының массалық үлесінің қаныққан жағдайдағы массалық үлесіне 100 %-ға көбейтілген қатынасы ретінде анықталады. Салыстырмалы ылғалдылықты графикалық түрде анықтауға болады. Ауаның салыстырмалы ылғалдылығы анықталатын деңгейдегі шық нүктесінен 1000 гПа дейін изограмма бойынша төмен түсу немесе жоғары көтерілу керек, содан соң изотерма бойынша қаныққан жағдайдағы изограммамен қиылысқанша жоғары көтерілу керек. Бұл нүктеде шкала бойынша қысымның мәні табылады – алғашқы екі сан (жүздік және ондық) салыстырмалы ылғалдылықтың мәнін береді.

- *Виртуалды температура.* Ауадағы су буының ауа температурасына әсерін ескеру виртуалды температура (T_w) арқылы жүзеге асады. Ылғалды ауа үшін виртуалды температура – белгілі қысымда ылғалды ауа сияқты бірдей тығыздықтағы құрғақ ауаның температурасы. 900, 720 және 520 гПа деңгейлеріндегі виртуалды температураны анықтау үшін қаныққан ауаның виртуалды түзету шкалалары (ΔT_w) (жасыл нүктелер) берілген. Р деңгейіндегі, Т

температурасы мен T_d шық нүктесі бар бөлшектегі ΔT_w табу үшін T_d нүктесі арқылы өтетін изограмма бойынша ΔT_w мәніне дейін жоғары көтерілу немесе төмен түсіп, мәнін алу керек. Виртуалды температура мәні $T_w = T + \Delta T_w$ ретінде анықталады.

• *Негізгі изобаралық беткейлердің биіктіктері.*
 Аэрологиялық диаграмма арқылы негізгі изобаралық беткейлердің биіктіктері де (геопотенциалды декаметрмен – гп.дам) анықталады. Биіктіктер келесі формулалар арқылы анықталады:

$$H_{850} = H_{1000} + H_{850/1000},$$

$$H_{700} = H_{850} + H_{850/700} = H_{1000} + H_{850/1000} + H_{850/700}, \quad (3.7)$$

$$H_{500} = H_{700} + H_{500/1000} = H_{1000} + H_{850/1000} + H_{850/700} + H_{500/700}.$$

1000 гПа беткейінің биіктігін кесте арқылы немесе формула бойынша анықтауға болады:

$$H_{1000} = h(P_0 - 1000), \quad (3.8)$$

мұндағы, P_0 - гПа-мен берілген теңіз деңгейіндегі қысым, h – динамикалық қысым сатысы (дам/гПа).

Алдымен қабаттың орташа температурасы мен шық нүкте температурасы анықталады. Стратификация мен шық нүкте қысықтарының қималары негізгі стандартты изобаралық беткейлер аралығында оң және сол жағында пайда болған аймақтар шамамен бірдей болатындай етіп бөлінеді. Бұл аймақтар стратификация қисығы (депеграмма) мен

төменгі және жоғарғы деңгейлердің изобараларымен шектелген. Изотерма бойынша алынған, стратификация қисығы арқылы өтетін температура қабаттың орташа температурасы болып табылады. Изотерма бойынша алынған, депеграмма арқылы өтетін температура қабаттың шық нүкте температурасы болып табылады. Кейіннен виртуалды температура анықталады. Виртуалды температура мәнінен изотерма бойынша берілген қабаттың қалыңдығының шкаласына дейін көтерілу (төмен түсу) керек. Берілген қабат үшін орташа қалыңдықтың шкаласы бойынша виртуалды температура мәні алынады.

• *Потенциалды температура* (θ) – атмосфералық қысымды стандартты жағдайға (1000 гПа) келтіргендегі оның қабылдайтын температурасы. Потенциалды температура құрғақ адиабата процессінің консервативті сипаттамасы болып табылады (құрғақ адиабата процессінде θ мәні өзгермейді). Теңіз деңгейінен Z биіктікте орналасқан ауа үшін θ мәнін шамамен анықтауға болады, құрғақ адиабата процессінде ауа әр 100 метрге көтерілгенде (төмен түскенде) температура шамамен $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ өседі. Сонда, теңіз деңгейінде қысым стандартты десек, онда $\theta = T + Z$ формуласымен анықталады. Тұрақты стратификацияда θ мәні биіктік бойынша өседі, құрғақ тұрақсыз жағдайда – азаяды. Инверсия мен изотермия қабаттарында θ мәні биіктік бойынша тез өседі. Потенциалды температураны анықтау үшін құрғақ адиабатада берілген арнайы шкала бойынша және диаграмманың төменгі жағында орналасқан температура шкаласы бойынша да анықтауға болады.

Сонымен қатар, потенциалды температураның анықтамасына сәйкес, берілген деңгейдің нүктесінен Т температурамен құрғақ адиабата бойынша 1000 гПа изобарасына дейін төмен түсіп (жоғары көтеріліп) θ мәнін анықтауға да болады.

- *Псевдопотенциалды температура θ_p* – адиабатты процесс кезінде ауаның құрамындағы су буы атмосфералық қысымның шексіз төмендеуінде конденсацияланып, ауадан түсіп қалған жағдайда бөлінген жасырын жылуы ауаны жылытуға жұмсалып, кейіннен ауаны стандартты қысым жағдайына алып келетін температура. Псевдопотенциалды температура ылғал адиабата процессінің консервативті сипаттамасы болып табылады. Псевдопотенциалды температураны анықтау үшін алдымен Р деңгейі үшін конденсация деңгейін анықтау керек. Кейіннен θ_p мәнін конденсация деңгейіне сәйкес келген нүкте арқылы өтетін ылғал адиабатаның жоғарғы мәні ретінде алады.

- *Конвективті-тұрақсыз қабат.* Конвективті-тұрақсыз қабаттың сипаттамалары атмосфера стратификациясының ерекшеліктерін ескеру арқылы анықталады. Конвективті-тұрақсыз қабат дегеніміз – ауа бөлшектері конвективті бұлттардың құрылуына қатысатын ауа қабаты. Нөсерлі жауын, найзағай, дауыл, бұршақ құбылыстарына алып келетін будак жауын бұлттарының құрылуын термикалық конвекция анықтайды. Конвективті-тұрақсыз қабаттың төменгі деңгейі ретінде көбінесе Жер бетін алады. Конвективті-тұрақсыз қабаттың жоғарғы деңгейін анықтау үшін $\gamma_a > \gamma_{ya}$ теңсіздігі жағдайында (γ_a – ауа

температурасының құрғақ адиабата градиенті, γ – ауа температурасының фактілік градиенті, $\gamma_{\text{ба}}$ – ауа температурасының ылғал адиабата градиенті) Жер бетіндегі максималды ауа температурасынан T_{max} құрғақ адиабата бойынша стратификация қисығымен қиылысқанша жоғары көтерілу керек, содан соң қиылысу нүктесінен изограмма бойынша шық нүктесі қисығымен қиылысқанша төмен түсу керек. Бұл нүкте арқылы жүргізілген изобара конвективті–тұрақсыз қабаттың жоғарғы шекарасын көрсетеді. Конвективті - тұрақсыз қабаттың төменгі және жоғарғы шекараларындағы айырмашылық конвективті–тұрақсыз қабаттың гПа-мен қалыңдығын береді.

850 гПа-дан жоғары тежегіш қабат болса ($\gamma < \gamma_{\text{ба}}$), онда бұл қабаттың жоғарғы шекарасындағы T нүктесінен ылғал адиабата бойынша Жер бетінен T_{max} дейін жүргізілген құрғақ адиабатамен қиылысқанға дейін төмен түсу керек. Бұл нүкте ылғал адиабата бойынша ауаның жоғары көтерілуіне тежегіш қабат әсер етпейтін деңгейге сәйкес келеді. Бұл нүктеден изограмма бойынша шық нүкте қисығымен қиылысқанша жылжып отырып, конвективті–тұрақсыз қабатты анықтайды.

850 гПа деңгейінен жоғары вертикалды температура градиенттерінің аз мәндерінде конвективті–тұрақсыз қабаттың жоғарғы шекарасын анықтау үшін алдымен Жер бетінде T_{max} және T_{dmax} мәндерінен стратификация қисығына дейін күй сызығы жүргізіледі. Стратификация қисығына 50-100 гПа төмен орналасқан нүкте белгіленеді. Бұл деңгейден ылғал адиабата бойынша алдында жүргізілген құрғақ адиабатамен (T_{max} және T_{dmax}

мәндері бойынша күй сызығы) қиылысқанға дейін төмен түсіп, конвективті–тұрақсыз қабаттың жоғарғы шекарасын анықтайды.

Тәжірибеде конвективті бұлттардың төменгі шекарасына конденсация деңгейі (конвективті–тұрақсыз қабаттың ортасынан жүргізілген), жоғарғы шекарасы ретінде – конвекция деңгейі сәйкес келеді. Конвекцияның орта деңгейі конвективті–тұрақсыз қабаттың ортасынан тұрғызылған күй сызығы мен стратификация қисығының қиылысу нүктесі ретінде анықталады.

Конденсация мен конвекция деңгейлерінің биіктіктерін есептеу арқылы, конвективті бұлттылықтың төменгі және жоғарғы шекараларын және вертикальды алымдылығын анықтауға болады.

Мәжбүрлі конвекция кезінде ауаның реттелген қозғалысы оның потенциалды тұрақсыздығының орындалуына алып келгенде, яғни маңызды қабатта оның ылғал тұрақсызға ($\gamma > \gamma_{\text{ба}}$) ауысуына алып келгенде – конвективті бұлттылықтың төменгі шекарасы ылғал тұрақсыз қабат басталатын деңгеймен сәйкес келеді. Конвекция деңгейі ылғал тұрақсыз қабаттың басынан жүргізілген стратификация қисығы мен күй сызығының қиылысу нүктесінде анықталады. Бұл деңгей мәжбүрлі конвекция кезіндегі конвективті бұлттардың максимальды биіктігінің шыңына сәйкес келеді.

3.5 Ауа райының қосымша карталарын талдау

Ауа райының қауіпті және маңызды құбылыстарының картасы. Бұл карта тұман, шаңды және құмды борандар, найзағай, көктайғақ, бұрқасын, қарқынды жауын-шашын, биіктігі 100 метрден төмен бұлттар және жылдамдығы >15 м/с жоғары жел туралы мәліметтер көрсетілген карта. Әдетте, қосымша бұл карта өңделмейді. Мұнда изохрондарды жүргізуге болады. Изохрон – станцияда найзағайдың немесе ауа райының басқа құбылыстары байқалған бірдей уақыт кезеңіне тең изосызықтар.

Мұндай картада бақылаудың өткен кезеңіндегі мәліметтер бойынша найзағай, тұман немесе ауа райының басқа құбылыстар аймақтарының орналасуын белгілеуге болады.

Температураның экстремальды мәндерінің, жауын-шашынның, қар жамылғысының және топырақ күйінің картасы. Бұл картағы өңдеу жасағанда:

1) изогиегалар жүргізіледі. Изогиета – жауын-шашынның тәуліктік (түнгі немесе күндізгі) мөлшеріне тең сызықтар. Изогиегалар жауын-шашынның 1, 5, 10, 20, 30 және 50 мм мәндері үшін жай қара карандашпен жүргізіледі және мәндері жазылады.

Кесте 5

Изогиегаларды безендіру

№	Жауын-шашынның мөлшері, мм	Түсі
1	1-5 мм	қызыл
2	5-9 мм	сары
3	9-20 мм	көк
4	20-30 мм	қоңыр
5	30-50 мм	жасыл

6	>50 мм	кара
---	--------	------

2) қар жамылғысының шекарасын жүргізеді. Көк қарандашпен қар белгісі белгіленген сызықпен жүргізіледі.

3) ауыспалы мерзімдерде (күзде және көктемде) үсіктердің шекарасын белгілеу. Жай қара қарандашпен белгіленеді.

Ылғалдылық картасы. Бұл картада шық нүкте тапшылығының $T-T_d$ изосызықтары жүргізіледі. AT_{850} картасындағы мәліметтер бойынша изосызықтар 2, 4, 8 және 12 °С; AT_{700} картасындағы мәліметтер бойынша 2, 7, 15 және 22 °С тең изосызықтар жүргізіледі. 4, 5 және 7 °С тең изосызықтар қызыл қарандашпен жүргізіледі. Шық нүктесінің мұндай тапшылығында сәйкес изобаралық беттікте қанығу күйіне жету үшін ауа бөлшегі берілген изобаралық беттіктің деңгейіне қарағанда қысым шамамен 50 гПа-ға төмен болатын деңгейге дейін көтерілуі керек. 2 °С тең изосызық аймағының іші горизонтальды штрих-сызықтармен белгіленіп, «влажно» деген жазу жазылады; 12, 15 және 22 °С тең изосызықтардың сыртындағы аймақ вертикальды штрих-сызықтармен белгіленіп, «сухо» деп жазылады.

Вертикальды қозғалыстар картасы. Бұл картаға 12 немесе 24 сағаттағы көтерілген немесе төмен түскен ауа бөлшегіндегі қысымның индивидуальды өзгерісінің мәні $\bar{\omega} = \frac{dp}{dt}$ түсіріледі. Бұл изосызықтар әр 25 гПа сайын жүргізіледі, ол егер қысымның индивидуальды өзгерісі 12 сағатқа берілсе, онда жылдамдықтың вертикальды құраушысының

мәні $\omega = 0,5$ см/с, ал егер қысымның индивидуальды өзгерісі 24 сағатқа берілсе, онда вертикальды жылдамдықтың мәні $\omega = 0,25$ см/с сәйкес келеді. $\bar{\omega} < 0$ изосызықтары (жоғары бағытталған қозғалыстар) қызыл карандашпен (немесе тұтас қара сызықтармен), $\bar{\omega} > 0$ изосызықтары (төмен бағытталған қозғалыстар) көк карандашпен (немесе үзік қара сызықтармен) жүргізіледі.

Ауаның жоғары бағытталған немесе төмен бағытталған қозғалыстар аймағының ортасында вертикальды жылдамдықтың $\bar{\omega}$ максимальды мәнін сәйкес белгімен белгілейді (плюс \downarrow немесе минус \uparrow).

Тропопауза картасы. Бұл картада қысымның бірдей мәндерін қосатын изосызық, ең төмен және ең жоғарғы биіктік байқалған аймақтар белгіленеді, изотермалар жүргізіледі, жылы және суық аймақтарын белгілейді. Қысымның бірдей мәндерін қосатын изосызықты қара карандашпен 250 гПа дейін әр 50 гПа сайын, ары қарай 25 гПа сайын жүргізеді. Бұл изосызықтар тропопауза изобаралық беттіктен қай жерде төмен, қай жерде жоғары жатқанын береді. Қысымның ең жоғары мәндері аймағында тропопауза биіктігі минимальды (төмен), ал қысымның ең төмен мәндері аймағында тропопауза биіктігі – максимальды (жоғары) болады. Тропопаузаның ең жоғарғы биіктіктер аймағының ортасында $V_{тр}$, ал ең төмен биіктіктер аймағының ортасында – $H_{тр}$ деп жазады. Тропопауза карталарында изотермалар қызыл карандашпен әр 5 °С сайын жүргізіледі. Жылы аймақтың ортасында қызыл карандашпен T әрпі, ал суық аймақтың ортасына көк карандашпен X әрпі қойылады.

Максимальды жел картасы. Картада: 1) 30 м/с (100 км/сағ.) тең изотахамен шектелетін максимальды жел аймағын жасыл түспен бояйды; 2) ұзын сызықшамен жылғалы ағыс осін белгілейді; 3) максимальды жел аймағының ортаңғы бөлігін қызыл түспен бояйды және қызыл карандашпен максимальды желдің жылдамдығын және жылғалы ағыс осінің биіктігін қояды; 4) негізгі қысым жүйелерінің ортасының орналасуын белгілейді (жер картасынан көшіреді).

3.6 Ауа райы карталарындағы қателер

Ауа райы карталарындағы қателер жүйелі және кездейсоқ болып екі түрге бөлінеді.

Жүйелі қателер станцияда істен шыққан немесе дұрыс орнатылмаған құралдар болған жағдайда, теңіз деңгейіндегі барометрдің биіктігі дұрыс орнатылмағанда болуы мүмкін.

Кездейсоқ қателер метеорологиялық телеграммаларды және ауа райының мәліметтерін жасағанда және оларды хабарлағанда, ауа райы картасына мәліметтерді түсіргенде (станцияның индексін шатастырғанда, мәліметтер басқа жерлерге түсірілуі мүмкін) болуы мүмкін.

Бұл қателерді табу ауа райы карталарын өңдеу барысында жасалады. Метеорологиялық элементтер кеңістіктің көптеген бөлігінде біркелкі өзгергендіктен (атмосфералық фронттар өткен аймақтардан басқа) қателерді табудағы негізгі әдіс көрші орналасқан станциялардың мәліметтерін салыстыру әдісі болып табылады.

Жүйелі қателерді табу үшін күдікті станциялардың көрсеткішін көрші орналасқан станциялардың көрсеткіштерімен бірнеше күн бойына салыстыру керек немесе осы станциялардың айналасындағы метеоэлементтер мәліметтерінің орташа мәндерінің онкүндік немесе айлық картасын жасау керек. Осы элементтің изосызықтарын жүргізген кезде станция маңындағы қате мәліметтер бірқалыпты изосызықтардың көмегімен түзетіліп кетеді. Кей уақытта қателерді оңай табуға болады. Мысалы, $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ тең ауа температурасының айналасындағы $+16\text{ }^{\circ}\text{C}$ тең температураны $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ деп түзету керек. Кейбір жағдайларда өте мұқият болу керек, себебі кей станциялардың көрсеткіштеріндегі ауытқулар көрші станциялардың көрсеткіштеріне карағанда атмосфералық фронт сызықтарының өтуімен немесе ауа райы құбылыстарының жергілікті ерекшеліктеріне байланысты болуы мүмкін (найзағай, нөсерлі жауын-шашын, дауыл және т.б.). Мұндай жағдайда атмосфералық құбылыстар көрші станцияда байқалмаған уақытта бір станцияда болуы мүмкін. Бұл жағдайда сол аймақтағы осы ауа райы құбылысының пайда болу мүмкіндігін бағалай білу керек.

3.6.1 Ауа райының жер картасындағы қателерді түзету

Атмосфералық қысыммен байланысты өте көп кездесетін қателер 5 және 10 бірліктерін есептегенде болуы мүмкін. Мұндай қателер көрші орналасқан станциялардың көрсеткіштерін салыстыра отырып

түзетіледі немесе станция айналасында изобаралардың көмегімен түзетіледі.

Қысым тенденциясымен байланысты қателер қысым тенденциясының мәнінен де, таңбасынан да болуы мүмкін. Көрші орналасқан станциялардың мәндерімен салыстырумен бірге, сол станциядағы тенденцияның мәнін қысымның мерзімнен мерзімге өзгеруімен салыстыру керек. Қысым тенденциясының күрт өзгеруі станциядан атмосфералық фронт өткеннен кейін болу мүмкіндігін ескеру керек.

Жел – желдің жылдамдығы 5 м/с жоғары болған кездер мен желдің қысым заңынан ауытқуы көп болған жағдайлар қарастырылады. Берілген пункте желдің күрт күшеюі қате болмауы мүмкін, дауыл, найзағай және жазда күндізгі сағаттарда топырақтың қызуымен байланысты болуы мүмкін. Күшті желдердің бағыттары егер де жергілікті жағдайлардың (өзендердің өте жіңішке аңғарлары, шатқалдар, тау аңғарлары, үлкен суқоймалардың жағалаулары және т.б.) әсері болмаған жағдайда изобара жүрісіне сәйкес түзетіледі.

Температурамен байланысты қателер 5 және 10 °С және таңбасында (кодтаған кездегі қате) болуы мүмкін. Қателерді түзеткен кезде атмосфералық фронттың өту мүмкіндігін, бұлттылықтың таралу ерекшеліктерін және станцияның орналасуын ескеру керек. Мысалы, жоғары орналасқан көрші станцияларға қарағанда ойпаң жерде орналасқан станцияларда ашық тынық ауа райы жағдайында түнгі және таңертеңгі ауа температурасы 5 және 10 °С немесе одан да төмен болуы мүмкін. Егер де бір станцияда түнде ашық болса, ал көрші орналасқан

станцияда бұлтты болса да осындай жағдай байқалуы мүмкін. Сондықтан осы станциядағы ауа температурасының мерзімнен мерзімге өзгеруін салыстыру қажет.

Шық нүктесі – егер де шық нүктесінің мәні ауа температурасынан жоғары болатын болса, онда екеуінің біреуін түзету қажет. Біртекті ауа массасында шық нүктесі мерзімнен мерзімге өте аз өзгеретінін ескерген жөн.

Көріну қашықтығы – ауа райы құбылыстары оны нашарлататын жағдайда жақсы көріну қашықтығы (мысалы, тұман болған кезде көріну қашықтық 1 км-ден жоғары бола алмайды) немесе мұндай құбылыстар байқалмаған кезде нашар көріну қашықтығы болған жағдайда қателіктер болуы мүмкін. Түзетулер ауа райының ерекшеліктерін ескере отырып жүргізіледі.

Бұлттылық пен бақылау мерзіміндегі ауа райы – қате мәліметтер көрші орналасқан станциялардың көрсеткіштерін салыстыру арқылы және станциядағы ауа райы ерекшеліктерінің сәйкес келмеуі нәтижесінде айқындалады. Мысалы, бұлт болмаған жағдайда жауын-шашын болуы мүмкін емес, будақ бұлттардан ақ жауын, ал қатпарлы бұлттардан нөсерлі жауын жаууы мүмкін емес. Тегіс тұман болғанда будақ бұлттары бола алмайды және т.б. Әсіресе, атмосфералық фронттардың сол станциядағы ауа райы ерекшеліктеріне әсері зерттелуі керек.

Жауын-шашын мөлшері – көбінесе миллиметрдің орнына өлшеу стаканының бөлімімен көрсетілген жауын-шашын мөлшері беріледі. Қателіктер көбінесе түзетілмейді, себебі жауын-шашынның мөлшері көп жағдайда жергілікті

ерекшеліктерге тәуелді. Егер де бір метеоэлементте қате табылса және де ол түзетілмейтін болса, онда мұндай қате мәліметтер дөңгелекпен белгіленіп қойылады.

3.6.2 Барикалық топография карталарындағы қателер

Барикалық топография карталарында көбінесе радиозондылау және изобаралық беттіктердің биіктігін есептеумен, кодтау, мәліметтерді хабарлау мен картаға түсірумен байланысты жүйелік қателер байқалады. Бұл қателерді табу тәсілдері Жер картасындағы қателерді табу тәсілдерімен ұқсас. Қателерді, алқаптарды салыстыру жолымен табу үшін, талдауды төменгі деңгейден жоғары дегейге қарай бастау керек. Биіктік туралы күдікті мәліметтерді алдыңғы мерзімдегі карталардың мәліметтерімен салыстыру керек.

Абсолютті топография карталарындағы жоқ мәліметтерді жер картасындағы мәліметтердің көмегімен есептеу

Абсолютті топография карталарында кейде мәліметтер кейбір станцияларда болмауы мүмкін, бұл жағдайда ауа райының Жер картасындағы мәліметтерді қолдана отырып, есептеп шығаруға болады. Есептеудің бірнеше әдістері бар:

1) Изобаралық беттіктердің биіктігін А.А. Бачурина формулаларының көмегімен есептеуге болады:

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^p,$$

$$H_{1000} = h (P_0 - 1000), \quad (3.9)$$

$$H_{850} = H_{1000} + 128 + 0,5T_0 + 3(0,5 - \gamma),$$

$$H_{700} = H_{1000} + 278 + T_0 + 15(0,5 - \gamma),$$

$$H_{500} = H_{1000} + 528 + 2T_0 + 50(0,5 - \gamma),$$

$$H_{1000}^{500} = 528 + 2T_0 + 50(0,5 - \gamma). \quad (3.10)$$

Мұндағы, h – қысым сатысы

T_0 – жер бетіндегі температура

P_0 – теңіз деңгейіне келтірілген атмосфералық қысым

γ – ауа температурасының вертикальды градиенті ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$).

2) Изобаралық беттіктердің биіктігін аралық қабаттардың салыстырмалы биіктігі арқылы да есептеуге болады:

$$H_{850} = H_{1000}^{850} + H_{1000},$$

$$H_{700} = H_{850}^{700} + H_{850},$$

$$H_{500} = H_{700}^{500} + H_{700},$$

$$H_{300} = H_{500}^{300} + H_{500}, \quad (3.11)$$

Бұл формулалармен есептеу теңіз деңгейіндегі станцияның биіктігі 500 метрден төмен болса ғана жүргізіледі. Ал, станция 500 метрден жоғары орналасса, онда есептеу басқаша жүргізіледі.

Бастапқы көтерілу нүктесі мен 850 гПа-ға тең изобаралық беттіктің арасындағы қабаттың орташа температурасы анықталады. Сосын станция деңгейіндегі қысым мен қабаттың орташа температурасы бойынша бастапқы көтерілу нүктесіндегі 850 гПа-ға тең изобаралық беттіктің биіктігі анықталады. Бұл үшін мына формула қолданылады:

$$H_{p_0}^{850} = 6,744T_{\text{орт}} \lg \frac{850}{1000} \text{ гп.дам}, \quad (3.12)$$

Немесе осы формула бойынша есептелген арнайы кестелерді қолдануға болады. 850 гПа деңгейінің теңіз деңгейіндегі биіктігі келесі формуламен анықталады:

$$H_{850} = H_{\text{ст}} + H_{p_0}^{850}, \quad (3.13)$$

$H_{\text{ст}}$ – метрмен берілген станцияның биіктігі.

Ал, қалған изобаралық беттіктердің биіктігі бастапқы формулалар бойынша анықталады.

3) Салыстырмалы биіктіктерді $H_{p_1}^{p_2}$ қабаттың орташа температурасы бойынша келесі формуламен есептеуге болады:

$$H_{p_1}^{p_2} = 6,744T_{\text{орт}} \lg \frac{p_2}{p_1} \text{ гп.дам}, \quad (3.14)$$

$$T_{\text{орт}} = \frac{T_1 + T_2}{2},$$

мұндағы, T_1 – P_1 изобаралық беттіктегі температура,

$T_2 - P_2$ изобаралық беттіктегі температура.

T_1 мен T_2 барикалық топография карталарынан алынады.

4) $T_{орт}$ мен $H_{p_1}^{p_2}$ салыстырмалы биіктікті аэрологиялық диаграмма көмегімен де есептеуге болады.

Карталар жаңа мәліметтермен толтырылғаннан кейін немесе алдыңғы карталарға қате талдау жасалғаны анықталса, карта бланктеріне ескерту жаза отырып, түзетулер енгізу керек. Себебі, талдаудың түзетілмеген қателері карталарға келесі талдау жасағанда қателіктерге әкелуі мүмкін.

4 МЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ ШАМАЛАР АЛАБЫНЫҢ НЕГІЗГІ СИПАТТАМАЛАРЫ

Негізгі метеорологиялық элементтерге метеорологиялық станцияларда бақыланатын және өлшенетін атмосфера күйінің сипаттамалары жатады: атмосфералық қысым, температура (нақты, минималды, максималды), ауа ылғалдылығы (салыстырмалы, су буының қанығуы), жел (жылдамдығы мен бағыты), бұлттылық (мөлшері мен түрі), түсетін жауын-шашындардың түрі мен мөлшері, көріну қашықтығы, тұман, боран, найзағай, топырақ температурасы мен күйі, қар жамылғысының биіктігі мен күйі.

Сонымен қатар, метеорологиялық элементтерге өлшенбейтін, есептелетін шамалардың функциялары да жатады. Мысалы, потенциалды температура, эквивалентті, псевдопотенциалды, виртуалды температура, атмосфераның мөлдірлік коэффициенті, радиациялық және жылулық баланс пен олардың құраушылары, жел жылдамдығының вертикальды құраушысы (вертикальды қозғалыстар) және т.б. Метеорологияда келесідей сипаттамалар да қолданылады: дивергенция, лапласиан, метеорологиялық шамалардың горизонтальды және вертикальды градиенті және т.б.

Кейбір метеорологиялық элементтердің сан мәні болмайды, ауызша көрсеткіштермен сипатталады, мысалы бұлттылық – түрлері, тұман, боран, найзағай – әлсіз, орташа, күшті қарқындылықты және т.б.

Метеорологиялық элементтің сан мәні метеорологиялық шама деп аталады.

Өлшенетін, бақыланатын, есептелетін метеорологиялық элементтер уақыт және кеңістік бойынша өзгереді. Метеорологиялық элементтің кеңістік бойынша таралуы осы элементтің алабы деп аталады. Мысалы, атмосфералық қысымның кеңістіктік таралуы – атмосфералық қысым алабы немесе барикалық алқап; ауа температурасының кеңістіктік таралуы – ауа температурасы алабы және т.б.

Көптеген метеорологиялық элементтер (атмосфералық қысым, температура, ауа ылғалдылығы және т.б.) – скалярлы шамалар болып табылады. Олардың таралуын бірдей мәндері бар беткей ретінде қарастыруға болады: изобаралық беткейлер (атмосфералық қысым үшін), изотермалық беткейлер (ауа температурасы үшін) және т.б. Сонымен қатар элементтің атмосфераның берілген биіктігіндегі мәндері ретінде де қарастыруға болады.

Изобаралық беткей Жер бетінен бастап атмосфералық қысым мәндері бірдей болатын атмосфераның биіктігін көрсетеді.

Мысалы, 700 гПа изобаралық беткейінің картасы (A_{700}) атмосфералық қысым 700 гПа болатын биіктікті көрсетеді, бұл биіктік кейде 2,5 км-ге дейін төмендеп, кейде 3 – 3,2 км-ге дейін жоғарлауы мүмкін.

Изотермалық беткей Жер бетінен бастап ауа температурасының мәндері бірдей болатын атмосфераның биіктігін көрсетеді. Мысалы, $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ изотермалық беткей картасы ауа температурасы $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ болатын биіктікті көрсетеді.

Кейбір пункттер үшін изобаралық (изотермалық) беткейлердің биіктіктері бірдей болуы

мүмкін. Изобаралық немесе изотермалық беткейлердің биіктіктерінің бірдей нүктелерін қосу арқылы метеорологиялық элементтің изосызықтары жүргізіледі.

Метеорологиялық элементтердің изосызықтары үшін келесі терминдер қолданылады:

- Изобара – атмосфералық қысымның бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изогипс – изобаралық беткейдің бірдей биіктіктерін немесе геопотенциалдың бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изотерма – температураның бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изогеотерма – топырақ температурасының бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изобронт – найзағайдың бірдей жылдық мәндерін қосатын сызық;
- Изогон - желдің бағыттының бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изовела немесе изотаха – жел жылдамдығының бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изограмма – сыбағалы ылғалдылықтың бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изовапор – су буы парциалды қысымының бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изогиета – жауын-шашынның бірдей тәуліктік мәндерін қосатын сызық;
- Изонепф – бұлттардың мөлшерінің бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изогелий – күн жарқырауы ұзақтығының бірдей мәндерін қосатын сызық;

- Изотенденция – барикалық тенденцияның бірдей мәндерін қосатын сызық;
- Изохрон – белгілі бір құбылыстың немесе кез-келген элементтің белгілі бір мәндерінің бірдей басталуын қосатын сызық;

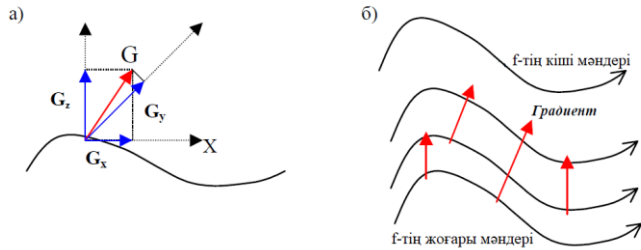
Бұл изосызықтар картада метеорологиялық шамалардың алаптарын құрады, мысалы қысым алабы, температура алабы және т.б.

4.1 Метеорологиялық шамалардың уақыт және кеңістік бойынша өзгеруі

4.1.1 Метеорологиялық шаманың градиенті

Метеорологиялық элементтердің талдауы көрсеткендей, алабтың бір бағытында метеорологиялық шама өседі, басқа бағытында – төмендейді. Скалярлы алаптың әрбір нүктесінде метеорологиялық шаманың кеңістіктегі өзгеруін сипаттайтын градиент векторын салуға болады.

Метеорологиялық градиенттің бағыты математикадағы, гидромеханикадағы градиент бағытына қарама-қарсы. Бұл жел мен қысым алаптарының таралуымен байланысты. Метеорологияда желдің бағыты ретінде желдің қайдан соққаны алынады (солтүстік жел – солтүстіктен, оңтүстік жел – оңтүстіктен соғады). Жел векторы жоғарғы қысымнан төменгі қысымға қарай бағытталады, қысымның метеорологиялық градиенті де жоғары қысымнан төменгі қысымға қарай бағытталады, яғни метеорологиялық шаманың төмендеу жағына қарай бағытталады.



Сурет 4.1 f метеорологиялық шаманың кеңістіктік (а) және горизонтальды (б) градиенті

Метеорологиялық градиент дегеніміз – нормаль бойынша скалярлы метеорологиялық шаманың f кеңістікте немесе жазықтықта оның мәнінің азаю жағына қарай бағытталған векторы.

Метеорологиялық градиенттің сан мәні:

$$|\text{grad } f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2}, \quad (4.1)$$

Синоптиктің негізгі құралы синоптикалық карта болғандықтан, онда метеорологиялық шаманың алабы белгілі бір беткейде көрсетілген, сондықтан карталарда градиент ретінде горизонтальды градиент алынады:

$$-\frac{\partial f}{\partial \vec{n}} = \frac{\partial f}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \vec{j}$$

немесе сандық түрде:

$$|\text{grad } f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}, \quad (4.2)$$

Мысалы, қысым градиенті - нормаль бойынша изобараға қатысты бірлік қашықтық сайын қысымның өзгеруін, температура градиенті - нормаль бойынша изотермаға қатысты бірлік қашықтық сайын температураның өзгеруін сипаттайды.

Метеорологиялық шаманың биіктік бойынша өзгеруін қарастырғанда вертикальды градиент термині қолданылады, мысалы қысымның вертикальды градиенті - нормаль бойынша изобараға қатысты бірлік биіктік сайын (көбінесе 10 м) қысымның өзгеруі, температураның вертикальды градиенті - нормаль бойынша изотермаға қатысты бірлік биіктік сайын (көбінесе 100 м) температураның өзгеруі.

Көптеген метеорологиялық шамалар – скалярлы, сонымен қатар векторлы шамалар да бар, мысалы жел жылдамдығы және бағытымен сипатталады.

Метеорологиялық шамалардың алаптарын талдау синоптикалық талдаудың негізгі міндеті болып табылады. Синоптик үшін бұл алаптардың кеңістікте және уақыт бойынша өзгеру себептерін анықтау мен олардың даму тенденцияларын түсіну маңызды болып табылады.

4.1.2 Метеорологиялық шамалардың адвективті және трансформациялық өзгерулері

Атмосфералық процесстердің дамуы барлық метеорологиялық элементтердің өзгеруі сияқты адвективті және динамикалық факторлардың әсерінен орын алады. Бұл факторлар үнемі әр түрлі қарқындылықта бірдей және бірлесе әсер етеді.

Адвекция - кеңістіктегі метеорологиялық элементтің уақыт бойынша абсолютті шамалары өзгермей горизонтальды жылжуы болып табылады.

Динамикалық өзгерулер горизонтальды жылжу кезінде атмосферадағы қозғалыстардың тұрақсыздығы әсерінен, яғни желдің геострофикалық желден ауытқуы әсерінен пайда болады.

Қысқа мерзім аралығында ауа райының маңызды өзгерулері адвекцияның (адвективті өзгерулердің) әсерінен, яғни тропосферадағы горизонтальды тасымалдану әсерінен орын алады. Көбінесе белгілі аудандағы жылыну немесе салқындау горизонтальды тасымалдану әсерінен болады, мысалы белгілі ауданға жылырақ, көбінесе ылғалды ауаның келуі немесе суығырақ, көбінесе құрғақ ауаның келуі әсерінен жылыну немесе салқындау орын алады. Горизонтальды бағыттағы ауа бөлшегінің жылжуы *адвекция*, вертикальды бағыттағы ауа бөлшегінің жылжуы *конвекция* болып табылады.

Метеорологиялық сипаттаманың горизонтальды тасымалдануы – *трансляция*, ал төселме беткейдің әсерінен ауа массасы қасиеттерінің біртіндеп өзгеруі *трансформация* деп аталады. Барикалық құрылымдарға (изобара, атмосфералы қысым) қатысты трансформация орнына эволюция термині қолданылады. Метеорологиялық шамалардың адвективті (трансляциялық) өзгерулерін есептегенде атмосферадағы кез-келген сипаттама өзгеріссіз тасымалданады деп болжанады, яғни метеорологиялық шамалардың индивидуалды өзгерулері келесіге тең болады:

$$\frac{df}{dt} = 0$$

Горизонтальды тасымалдануды ескеріп, кез-келген шаманың өзгеруін қарастырғанда, келесі формуланы аламыз:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}, \quad (4.3)$$

$$\text{Мұнда, } \left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_a = -\left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right)$$

Метеорологиялық шамалардың трансформациялық (эволюциялық) өзгерулерін есептегенде:

$$\frac{df}{dt} \neq 0$$

Метеорологиялық шамалардың уақыт бойынша жергілікті өзгерулерін оның трансляциялық (адвективті) және эволюциялық (трансформациялық) өзгерулерінің қосындысы ретінде қарастыруға болады:

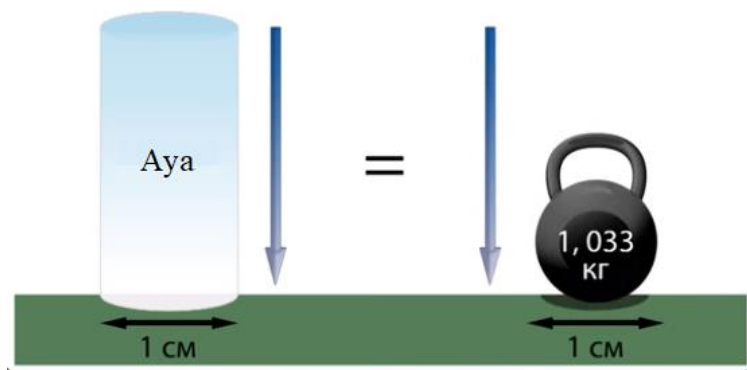
$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{лок}} = \frac{\partial f}{\partial t} - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right), \quad (4.4)$$

5 АТМОСФЕРАЛЫҚ ҚЫСЫМ АЛАБЫ

Атмосфераның барикалық алабы атмосфералық қысымның кеңістіктік таралуы болып табылады. Бұл изобаралық беткейлерде қысымның мәндері бірдей болатын скалярлы үздіксіз алап.

Атмосфералық қысым – жер беткейіне және ондағы заттарға атмосфераның түсіретін қысым күші.

Статикалық теңдік жағдайында (жер беткейіне қатысты атмосфера тыныштық күйінде болады) атмосфераның әрбір нүктесіндегі атмосфералық қысым жоғары орналасқан ауа бағанының салмағына тең.



Сурет 5.1 Ауа қысымы

Атмосфералық қысымның өлшем бірліктері: мм.сын.бағ. (мм сынап бағаны), мб (миллибар), гПа (гектаПаскаль). Теңіз деңгейіндегі атмосфералық қысым шамамен 760 мм биіктікті сынап бағанымен өлшенетін қысымға тең. Халықаралық өлшем бірліктер жүйесінде 1013,25 гПа тең.

$$1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ мбар};$$

$$1 \text{ гПа} = 1 \text{ мбар} = 0,75 \text{ мм. сын. бағ.};$$

$$1 \text{ мм. сын. бағ.} = 1,33 \text{ гПа} = 1,33 \text{ мбар}.$$

Атмосфералық қысымның Жер шарында таралуы периодты (тәуліктік, маусымдық) өзгерулер мен периодсыз тербелістерге ұшырайды. Теңіз деңгейіндегі минималды қысым мәні 885 гПа (Жапонияға жақын жерде, Нэнси тропикалық циклонында, 13 қыркүйек 1961 жылы бақыланған), максималды мәні 1084 гПа (Сібірде, 31 желтоқсан 1968 жылы бақыланған) тең болған.

5.1 Атмосфералық қысымның кеңістіктік өзгеруінің сипаттамалары

Атмосфералық қысым биіктік бойынша ауа тығыздығы, температурасы мен ылғалдылығының вертикальды таралуына байланысты азаяды.

- Атмосфералық қысымның биіктік бойынша өзгеруі. Атмосфералық қысымның биіктік бойынша өзгеру теңдеуі – атмосфера статикасының теңдеуі болып табылады:

$$\partial P = -\rho g \partial z,$$

немесе Менделеев-Клайперон теңдеуін қолданады:

$$\partial P = -\frac{Pg}{RT} \partial z; \frac{\partial P}{P} = -\frac{g}{RT} \partial z. \quad (5.1)$$

- Барометрлік формула. Статикалық теңдік жағдайында атмосфералық қысымның өзгеруі ауа бөлшегінің вертикальды жылжуымен ғана байланысты

деп алатын болсақ (яғни ауырлық күші мен барикалық градиенттің вертикальды құрамы теңескен жағдайда) $\frac{dP}{P} = -\frac{g}{RT} dz$ түрде жазуға болады. Бұл формуланың $Z_1(P_1)$ және $Z_2(P_2)$ аралығындағы интегралы барометрлік формула деп аталады:

$$\int_{P_1}^{P_2} \frac{dP}{P} = - \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{g}{RT} dz, \quad (5.2)$$

$T = T_m$ деп алатын болсақ, мұндағы $T_m - Z_1$ және Z_2 аралығындағы қабаттың орташа температурасы, онда келесіні аламыз:

$$P_2 = P_1 * e^{-\frac{g}{RT_m}(Z_2 - Z_1)}. \quad (5.3)$$

Барометрлік формуланы болжау мақсатында (температураның биіктік бойынша өзгеруін ескере отырып) қолдануға болады.

- Вертикальды барикалық градиент. Қысымның вертикаль бойынша өзгеруі вертикальды барикалық градиентпен (қысымның бірлік биіктікте өзгеруі) сипатталады:

$$-\frac{dP}{dz} = \rho g; \quad -\frac{dP}{dz} = \frac{Pg}{RT}. \quad (5.4)$$

Егер, $g=9,8 \text{ м/с}^2$ (20 км биіктікке дейін орындалады), теңіз деңгейінде $\rho = 1,23 \text{ кг/м}^3$ болса, онда барикалық градиент мәні шамамен $12,5 \text{ гПа/100м}$ болады.

- Горизонтальды барикалық градиент. Горизонталь бойынша атмосфералық қысым алабының маңызды сипаттамасы – горизонтальды барикалық

градиент (атмосфералық қысымның горизонталь бағытта бірлік қашықтықта өзгеруі) болып табылады.

Горизонтальды барикалық градиент туралы ауа райы карталарында изобараның арақашықтығы бойынша айтуға болады: изобаралар тығыз орналасқан сайын, горизонтальды барикалық градиент мәні жоғары болады. Горизонтальды барикалық градиент мәні орташа алғанда 1-3 гПа/100 км тең.

Егер вертикальды және горизонтальды барикалық градиенттерді салыстыратын болсақ: 12,5 гПа/100 м вертикальды градиент мәні, 1-3 гПа/100 км горизонтальды градиент мәні, вертикальды градиент мәні горизонтальды градиент мәніне қарағанда шамамен 10 000 есе үлкен.

• Қысым сатысы. Вертикальды барикалық градиентке кері шама – қысым сатысы:

$$-\frac{dz}{dP} = \frac{1}{\rho g}; \quad -\frac{dz}{dP} = \frac{RT}{Pg}, \quad (5.5)$$

Қысым сатысы дегеніміз – қысым 1гПа-ға өзгеру үшін жоғары көтерілген немесе төмен түскен метрмен берілген биіктік.

$P=1000$ гПа, $T=0$ °С болғанда, қысым сатысы шамамен 8 метрге тең болады. Яғни, вертикаль бойынша 8 метрге жоғары көтерілгенде немесе төмен түскенде атмосфералық қысым 1 гПа өзгереді.

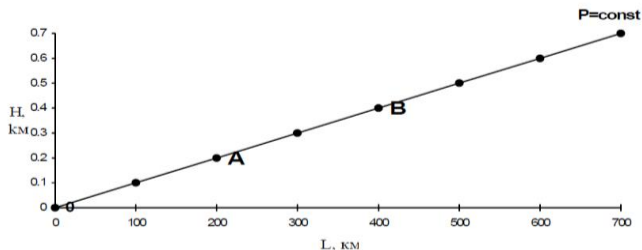
Қысым сатысы ауа температурасына бағынышты, температура 1 °С өзгергенде (қысым 1000 гПа жағдайында), қысым сатысы 0,4 %-ға артады. Қысым сатысы атмосфералық қысымға да бағынышты, қысым 500 гПа болғанда қысым сатысы 15 м/гПа тең болады.

- Изобаралық беткейлердің көкжиекке қатысты иілуі. Горизонтальды барикалық градиенттердің аз мәндері изобаралық беткейлердің көкжиекке қатысты аз иілуіне байланысты.

Егер изобаралық беткейлер Жер бетіне қатысты горизонтальды орналасса, онда барикалық градиент вертикаль бойынша жоғары бағытталған. Бұл жағдайда барикалық градиенттің горизонтальды құрамасы нөлге тең. Егер бұл изобаралық беткейлерге қатысты болғанда, онда барлық станцияларда бұл изобаралық беткейлердің биіктіктері бірдей болатын еді.

Синоптикалық тәжірибе көрсеткендей, изобаралық беткейлер жер бетіне паралельді болатын барикалық жүйелердің орталығында ғана вертикальды барикалық градиент вертикаль бойынша жоғары бағытталған. Басқа жағдайларда изобаралық беткейлер көкжиекке қатысты белгілі бұрыш жасап орналасады. Соған сәйкес барикалық градиенттің вертикальды және горизонтальды құрамалары қысымның төмендеу аймағына қарай бағытталған.

Изобаралық беткейдің көкжиекке қатысты иілу бұрышын анықтау үшін $P=\text{const}$ болатын изобаралық беткейде орналасқан А және В нүктелерін алайық.



Сурет 5.2. Изобаралық беткейдің көкжиекке қатысты иілу бұрышын анықтау сызбасы

X осіне қатысты изобаралық беткейдің иілу бұрышын α деп белгілейміз. А нүктесінен В нүктесіне ауысқан кезде қысымның өзгеруі $dP=0$ келесідей болады:

$$dP = \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial z} dz,$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial z} dz = 0,$$

$$tg\alpha = \frac{dz}{dx} = -\frac{\frac{\partial P}{\partial x}}{\frac{\partial P}{\partial z}}. \quad (5.6)$$

Алынған теңдеуді бағалайық:

$$[tg\alpha] \approx \left[\frac{1zPa}{\frac{100км}{1zPa}} \right] \approx 0,0001.$$

Осылай, $\frac{\partial P}{\partial x} \ll \frac{\partial P}{\partial z}$ (шамамен 10^4) немесе $tg\alpha \approx 0,0001$, яғни $\alpha \approx 20''$ тең болады.

Барикалық градиенттің вертикальды құраушысы ауырлық күшімен теңесетіндіктен, көбінесе тек қана барикалық градиенттің горизонтальды құраушысын қарастырады:

$$G_n = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}. \quad (5.7)$$

Барикалық градиенттің горизонтальды құраушысы ірі масштабты атмосфералық қозғалыстардың пайда болуының себебі болып табылады.

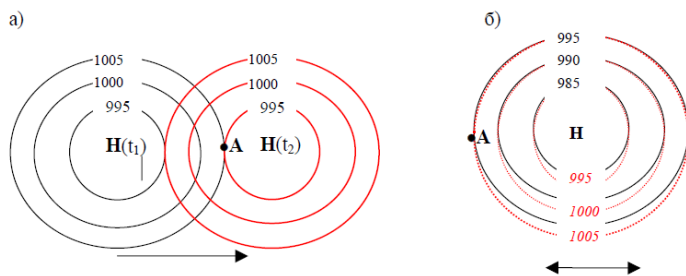
5.2 Атмосфералық қысымның локальді өзгерулері

Станцияда атмосфералық қысымның өзгеруі (қысымның жергілікті өзгеруі) барикалық жүйелердің горизонтальды жылжуы (трансляциялық өзгеру) мен олардың эволюциясы (эволюциялық өзгеру) арқылы анықталады.

Қысымның өзгеруін келесі формуламен өрнектеуге болады:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{loc} = \frac{\partial P}{\partial t} - \left(u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y}\right) = \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{evol} + \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{trans}, \quad (5.8)$$

Мысал ретінде А нүктесіндегі қысымның өзгеруін қарастырайық.



Сурет 5.3 А нүктесіндегі трансляциялық (а) және эволюциялық (б) қысымның өзгерулері

Циклон орталығындағы қысымы өзгермей δt уақыт аралығында t_1 жағдайынан t_2 жағдайына жылжыды. Бұл жағдайда эволюциялық өзгеріс нөлге тең.

Бірақ, А нүктесіндегі қысым мәні $\delta t = t_2 - t_1$ уақыт аралығында 10 гПа өзгерді (сур.5.2). А нүктесіндегі бұл өзгерулер трансляциялық өзгерулер болып табылады.

Циклонның орталығындағы қысым t_1 уақытта 985 гПа тең болса, уақыт өте келе, t_2 уақытта – 995 гПа тең болды. Циклон орнынан жылжымай, 10 гПа толды. Соңғы тұйықталған изобардағы қысым t_1 уақытта 995 гПа, белгілі уақыт өткен соң t_2 уақытта – 1005 гПа тең болды. А нүктесіндегі қысым 10 гПа өсіп, 1005 гПа болды. Бұл қысымның эволюциялық өзгерісі болып табылады.

Ауа райы карталарында қысымның жергілікті өзгерулерінің сипаттамасы барикалық тенденциялар (соңғы 3 сағаттағы қысымның өзгерулері) болып табылады, сондықтан трансляциялық және эволюциялық қысымның өзгерулерінің қосындысы ретінде қарастыруға болады.

5.3 Атмосфералық қысымның динамикалық өзгерулері

Атмосфералық қысымның динамикалық өзгерулері ауаның горизонтальды тасымалдануында атмосферадағы қозғалыстардың тұрақсыздығы әсерінен, яғни нақты желдің геострофикалық желден ауытқуы болғанда орын алады. Бұл ағындардың қосылу немесе шашырау аймағында, циклонды немесе антициклонды қисықтықты изобара мен изогипстерде, изобаралардың жинақталу немесе шашырау аймақтарында жылдамдықтың инерциясы әсерінен ауа массаларының жинақталуы немесе шашырауы орын алатын аймақтарда байқалады. Бұл бір ауданда

қысымның динамикалық өсуіне, бір ауданда динамикалық төмендеуіне алып келеді.

Екінші жағынан, қысымның динамикалық өзгерулері (ауа массаларының жинақталуы мен шашырау) тұрақсыздық әсерінен пайда болған вертикальды қозғалыстардың дамуына алып келеді. Еркін атмосферада тұрақсыздық әсерінен пайда болған вертикальды қозғалыстардан басқа Жер бетіндегі ауа массаларының қосылуы мен шашырауынан жерге жақын үйкеліс қабатындағы вертикальды қозғалыстар, сонымен қатар динамикалық турбуленттік және термикалық конвекцияға негізделген вертикальды қозғалыстар да бар.

Бұл вертикальды қозғалыстармен төмен бағытталған қозғалыс кезінде динамикалық қысылу әсерінен ауа массаларының адиабатты жылынуы (ішкі энергия әсерінен) және жоғары бағытталған қозғалыс кезінде динамикалық кеңею әсерінен адиабатты салқындау байланысты. Қысымның динамикалық өзгерулері көлемнің қысылуы мен кеңеюін тудырып, ауа температурасының динамикалық өзгеруіне алып келеді.

Атмосфералық қысымның динамикалық өзгерулерімен барикалық құрылымдардың пайда болуы мен эволюциясы байланысты.

Уақыт бойынша қысымның жергілікті өзгеруі келесі формуламен өрнектеледі:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = \left(\frac{\partial p_0}{\partial t}\right)_1 + \left(\frac{\partial p_0}{\partial t}\right)_2 = k_1 T_v H_n \sin \xi + k_2 T_v^2 [2H_{ns} \cos 2\xi - H_{nn} \sin 2\xi + \frac{H_n}{r} \sin 2\xi], \quad (5.9)$$

Мұндағы,
 $\left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_1 = k_1 T_v H_n \sin \xi$ – бірінші жуықтау бойынша Жер бетіндегі атмосфералық қысымның адвективті өзгеруі;

$\left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_2 = k_2 T_v^2 [2H_{ns} \cos 2\xi - H_{nn} \sin 2\xi + \frac{H_n}{r} \sin 2\xi]$
 – екінші жуықтау бойынша қысымның динамикалық өзгеруі;

k_1 және k_2 – оң таңбалы коэффициенттер;
 T_v – температураның горизонтальды градиенті – $\left(\frac{\partial T}{\partial v}\right)$;

H_n – АТ₇₀₀ беткейіндегі геопотенциалдың горизонтальды градиенті – $\left(\frac{\partial H}{\partial n}\right)$;

H_{ns} – қозғалыс бағытындағы градиенттің өзгеруі (изогипстердің шоғырлануы), изогипстердің қосылуын немесе шашырауын сипаттайтын шама, изогипстердің қосылуы оң таңбалы, шашырауы теріс таңбалы – $\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial H}{\partial n}\right)$;

H_{nn} – Н градиенттің изогипстерге қатысты нормаль бағытында геопотенциалдың өсу мәніне қарай өзгеруі, нормаль бойынша изогипстердің тығыз орналасуы кезінде оң таңбалы, сиректеуі кезінде теріс таңбалы – $\left(\frac{\partial^2 H}{\partial n^2}\right)$;

r – изогипстер қисықтығының радиусы (изогипстердің циклонды қисықтығында оң таңбалы, антициклонды қисықтығында теріс таңбалы);

ξ – Н изогипс және Т изотерма арасындағы бұрыш, изогипстен изотермаға қарай есептеледі.

Атмосфералық қысымның динамикалық өзгеруі (5.9) формулаға сәйкес температураның горизонтальды градиентінің квадратына бағынышты. Соған сәйкес, температураның өсуіне байланысты динамикалық өзгерулердің қарқындылығы тез өседі.

Сонымен қатар, қысымның динамикалық өзгеруі ағын бойынша және қозғалысқа қатысты нормаль бойынша градиент шамасының өзгеруіне бағынышты.

Қысым градиентінің ағын бойынша өзгеруі абсолютті топография карталарында изогипстердің қосылуы мен шашырауы бойынша анықталады, қысым градиентінің нормаль бойынша өзгеруі – абсолютті топография карталарында төмен немесе жоғары қысым жағына қарай изогипстердің қоюлануы немесе сиректеуі. Сонымен қатар, қысымның динамикалық өзгеруі изобаралардың циклонды немесе антициклонды қисықтығына да бағынышты болады. Қысымның динамикалық өсуі немесе төмендеуі олардың әрқайсысының оң немесе теріс таңбалы мәндерімен сипатталады.

Осылай, қысымның динамикалық өзгеруі температураның горизонтальды градиентінің квадратынан басқа, изогипстердің қосылуы немесе шашырауы, нормаль бойынша изогипстердің тығыз орналасуы немесе сиректенуі, изогипстердің қисықтықтары бойынша анықталады:

- Егер изотермалар мен изогипстер 90° немесе соған жақын бұрышпен қиылысатын болса, сонымен қатар егер олар параллельді немесе өте аз бұрыш жасап, қиылысатын болса, онда қысымның динамикалық өзгеру мәні жылудың немесе суықтың

адвекциясына қарамастан негізінен тек изогипстердің қосылуы немесе шашырауы бойынша анықталады.

- Егер изотермалар мен изогипстер 45° немесе соған жақын бұрышпен қиылысатын болса, қысымның динамикалық өзгеру мәні негізінен изогипстердің тығыз орналасуы мен сиректенуі, олардың қисықтығы мен адвекция бойынша анықталады.

Адвекция бұрышы изотермалар изогипстерден солға ауытқыған жағдайда, яғни суықтың адвекциясында - оң таңбалы, изотермалар изогипстерден оңға ауытқыған жағдайда, яғни жылудың адвекциясында - теріс таңбалы.

Қысымның динамикалық өзгеруі тропосфераның термобарикалық алқабының құрылымымен анықталады:

1) Изогипстердің қосылуы мен шашырауына байланысты:

- Егер изогипстер изотермалармен 45° -тан аз бұрышпен қиылысса, онда изогипстердің қосылу аймағында – қысымның динамикалық өсуі, изогипстердің шашырау аймағында – қысымның динамикалық төмендеуі тән;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° -тан көп бұрышпен қиылысса, онда керісінше, изогипстердің қосылу аймағында – қысымның динамикалық төмендеуі, изогипстердің шашырау аймағында – қысымның динамикалық өсуі тән;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° тең бұрышпен қиылысатын болса, онда қысымның динамикалық өзгеруі изогипстердің қосылу аймағында да, шашырау аймағында да нөлге тең болады;

- Егер изогипстер мен изотермалар паралель болса, қысымның ең үлкен өсу мәні изогипстердің қосылуы аймағында, қысымның ең үлкен төмендеу мәні изогипстердің шашырау аймағында орын алады; керісінше, адвекция бұрышы 90° тең болса, қысымның ең үлкен өсу мәні изогипстердің шашырауы аймағында, қысымның ең үлкен төмендеуі изогипстердің қосылу аймағында орын алады.

2) Изогипстердің тығыз орналасуы мен алшақтауына байланысты:

- Егер изогипстер изотермалармен 45° жақын бұрышпен қиылысатын болса, сонымен қатар суықтың адвекциясы болса, онда изогипстердің жоғары мәндерге қарай тығыз орналасуы кезінде қысымның динамикалық төмендеуі, ал изогипстердің алшақтауы кезінде қысымның динамикалық өсуі орын алады;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° жақын бұрышпен қиылысатын болса, сонымен қатар жылудың адвекциясы болса, онда жоғары мәндерге қарай изогипстердің тығыз орналасуы кезінде қысымның динамикалық өсуі, ал изогипстердің бір-бірінен алшақтауы кезінде қысымның динамикалық төмендеуі орын алады;

- Егер изогипстер изотермалармен 90° бұрыш жасап қиылысса немесе паралельді болса, жоғары және төменгі қысымға қарай изогипстердің тығыз орналасуы мен бір-бірінен алшақтауы кезінде қысымның динамикалық төмендеуі нөлге тең болады;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° тең бұрышпен қиылысса, суық пен жылудың адвекциясы кезінде қысымның динамикалық өзгеруі изогипстердің

тығыз орналасуы мен бір-бірінен алшақтауы кезінде максималды мәнге жетеді;

3) Изогипстердің циклонды және антициклонды қисықтығына байланысты:

- Егер изогипстер изотермалармен 45° жақын бұрышпен қиылысатын болса, сонымен қатар суықтың адвекциясы болса, изогипстердің циклонды қисықтығында қысымның динамикалық өсуі, изогипстердің антициклонды қисықтығында қысымның динамикалық төмендеуі орын алады;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° жақын бұрышпен қиылысатын болса, сонымен қатар жылудың адвекциясы болса, изогипстердің циклонды қисықтығында қысымның динамикалық төмендеуі, изогипстердің антициклонды қисықтығында қысымның динамикалық өсуі орын алады;

- Егер изогипстер изотермалармен 90° бұрыш жасап қиылысса немесе бағыт бойынша сәйкес келсе, онда изогипстердің циклонды және антициклонды қисықтықтарында қысымның динамикалық өзгеруі нөлге тең болады;

- Егер изогипстер изотермалармен 45° тең бұрышпен қиылысса, изогипстердің циклонды және антициклонды қисықтықтарында қысымның динамикалық өзгеруі суық пен жылудың адвекциясы кезінде максималды болады;

Жоғарыдағы аталған факторлардың ішінен қысымның динамикалық өзгеруі үшін изогипстердің қосылуы мен шашырауы маңызды болып табылады.

5.4 Жер шары бойынша атмосфералық қысымның таралуы

Атмосфералық қысым графикалық түрде изобаралармен бедерленген Жер карталарында және негізгі изобаралық беткейлерде изогипстермен бедерленген абсолюттік топография карталарында бейнеленеді.

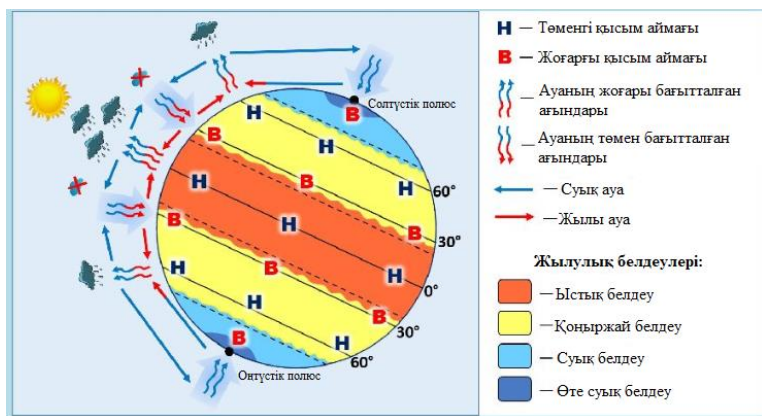
Синоптикалық карталарда барикалық алқапта нақты жел алабы, атмосфералық фронттар, бұлттылық жүйесімен байланысқан ірі масштабты барикалық жүйелер болады. Барикалық рельефтің негізгі формаларына циклон, антициклон, барикалық жыра мен жота, ойпат, жоғарғы фронтальды аймақтар жатады.

Құрлықтар мен мұхиттардың орналасуына байланысты зональды айырмашылықтарды жою үшін қысымды ендік бойынша орташалайтын болсақ, қысымның зональды белдеулері пайда болады.

Кесте 5.4.1

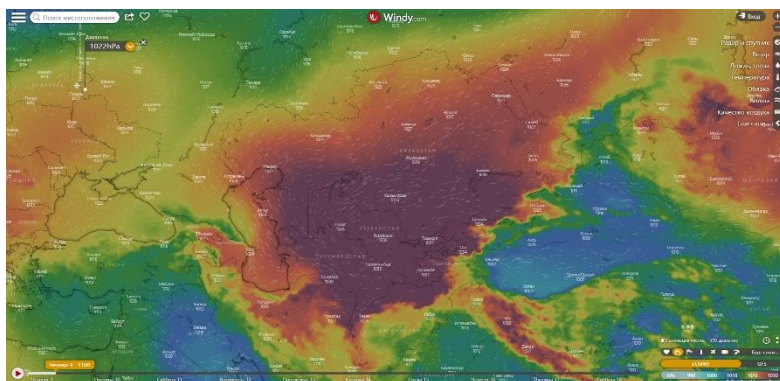
Төселме беткей тегіс болған жағдайда теңіз денгейіндегі қысымның белдеулері

Максимум (полярлы ендік)	90° с.е.	Солтүстік жарты шар
Минимум (қоңыржай ендік)	60° с.е.	
Максимум (субтропикалық ендік)	30° с.е.	
Минимум (экватор)	00°	Экватор
Максимум (субтропикалық ендік)	30° о.е.	Оңтүстік жарты шар
Минимум (қоңыржай ендік)	60° о.е.	
Максимум (полярлы ендік)	90° о.е.	



Сурет 5.3 Атмосфералық қысымның Жер шары бойынша таралуы

Құрлықтағы динамикалық (ауа массаларының жинақталуы мен ағып кетуі) және термикалық (жылыну немесе салқындау) эффектілердің әсерінен қысымның белдеулер бойынша орналасуы бұзылады. Динамикалық эффектілер құрлықта тау жоталары көп болған жағдайда орын алады. Құрлықтардың атмосфераның циркуляциясына әсерінің анық байқалатын механизмі – құрлық пен мұхит арасындағы жылулық контраст болып табылады. Жазда құрлық үстіндегі мұхитқа қарағанда ауа жылырақ және тығыздығы азырақ болады, сондықтан көбінесе төменгі қысым аймағы құрлық үстінде, ал жоғарғы қысым аймағы мұхит үстінде орналасады. Қыста құрлық үстінде мұхитқа қарағанда ауа суығырақ және тығызырақ болады, керісінше жағдай орын алады. Жаз және қыс мезгілдеріндегі айырмашылық жағдайлары солтүстік жарты шарда анығырақ байқалады.



Сурет 5.4. Windy.com сайтынан алынған қысым алабы

<https://www.windy.com/ru/> QR коды арқылы атмосфералық қысым алабының болжамын көре аласыз.

Атмосфералық қысымның көпжылдық мәндері бойынша (айлық, маусымдық, жылдық) құрылған климаттық карталарда Жер шарының нақты аудандарында жоғарғы және төменгі қысым аймақтары көрінеді. Бұл аймақтар климатологияда атмосфераның әрекет ету орталықтары деп аталады.

Атмосфераның кейбір әрекет ету орталықтары жыл бойы бақыланады, оларды атмосфераның тұрақты әрекет ету орталықтарына жатқызады. Мысалы, экваториалды депрессия, солтүстік және оңтүстік жарты шарлардағы субтропикалық антициклондар.

Атмосфераның басқа да әрекет ету орталықтары құрлықтар мен мұхиттар үстінде белгілі маусымда байқалады. Оларды атмосфераның маусымдық әрекет ету орталықтары деп атайды. Климаттық карталарда қыста құрлық үстінде антициклондар орналасады,

жазда бұл антициклондар депрессияларға ауысады. Мұхит үстінде керісінше, қыста төменгі қысым аймақтары, жазда жоғарғы қысым аймақтары орналасады.

Идеалды төрт секторлы (Афро-Евразия, Солтүстік Америка, Тынық және Атлант мұхиттары) жобаға сәйкес қысымның таралуын келесідей сипаттайды:

- Қыста: орталықтары Беринг теңізінде (Тынық мұхиты) және Исландияда (Атлантика) орналасқан төменгі қысым аймағы мұхиттар үстінде, ал орталықтары Моңғолия (Афро-Евразия) және Канадада (Солтүстік Америка) орналасқан жоғарғы қысым аймағы құрлықтар үстінде бақыланады.

- Жазда: орталықтары Гавай (Тынық мұхиты) және Азор аралдарында (Атлантика) орналасқан жоғарғы қысым аймақтары мұхиттар үстінде, ал орталықтары Ауғанстан (Афро-Евразия) және АҚШ – да (Солтүстік Америка) орналасқан төменгі қысым аймақтары құрлықтар үстінде бақыланады. Полюстер мен Исландияда циклондар бақыланады. Солтүстік Американың батыс жағалауларында кішігірім антициклон, Атлантиканың субтропикалық ендіктерінде – жоғарғы қысым аймақтары бақыланады.

Осыған сәйкес, қыста құрлық үстінде жоғарғы қысым аймақтары, жазда төменгі қысым аймақтары бақыланады. Мұхит үстінде керісінше, қыста циклонды әрекет, жазда антициклонды әрекет үшін қолайлы жағдайлар туады.

6 ЖЕЛ АЛАБЫ

Жел дегеніміз – жер бетіне қатысты ауаның горизонтальды бағыттағы қозғалысы. Жел жылдамдығымен және бағытымен сипатталады. Желдің горизонтальды және вертикальды құраушылары болады. Желдің горизонтальды құраушысының жылдамдығы км/сағ немесе м/с-пен өлшенеді, вертикальды құраушысының жылдамдығы ауа массаларының вертикальды жылжуында арнайы әдістер арқылы есептеледі.

Жел алабы қысым алабымен тығыз байланысты. Жел мен атмосфералық қысымның горизонтальды таралуымен байланысы желдің солтүстік жарты шарда барикалық градиенттен - оңға, оңтүстік жарты шарда – солға қарай ауытқуында. Еркін атмосферада иілу бұрышы түзу сызықты, Жер картасында 90° шамасында. Егер желдің бағытына сәйкес қарайтын болсақ (солтүстік жарты шарда), онда төмен қысым сол жағында және алдында орналасады, бұл Бейс-Бало заңы деп аталады. Бұл байланыс синоптикалық тәжірибеде жел мен қысым алабын сәйкестендіргенде кеңінен қолданылады.

6.1 Координат жүйесі

Қозғалыс теңдеуін өрнектеу үшін әр түрлі координат жүйелері қолданылады.

Синоптикада бірнеше координат жүйелері қолданылады:

1. Горизонтальды алаптары бірдей, вертикаль бойынша айырмашылықтары бар координат жүйелері: *Z-жүйесі, P-жүйесі, θ -жүйесі, σ -жүйесі.*

Z-координат жүйесі

Z-жүйесі қарапайым координат жүйесі болып табылады (түзусызықты декарттық координат жүйесі), X осі ендік бойынша батыстан шығысқа, Y осі меридиан бойынша солтүстіктен оңтүстікке қарай, Z осі биіктіктің өсу бағытына қарай бағытталған. Жер бетіне қатысты $Z = \text{const}$ деп есептеледі.

Бұл жүйенің кемшіліктері:

- Атмосфераның жоғарғы шекарасын белгілеуде қиындық тудырады;

- Радиозондылау көмегімен алынған метеорологиялық мәліметтер стандартты беткейлер үшін беріледі, соған сәйкес Z-жүйесін қолданғанда $Z=\text{const}$ координатты беткейлерден стандартты изобаралық беткейлерге көшу керек.

P-координат жүйесі

Мұнда вертикальды координат ретінде атмосфералық қысым қолданылады.

P-жүйесінде координатты беткейлер болып, изобаралық беткейлер қолданылады ($P=\text{const}$), мысалы AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} және т.б. X және Y осьтері Z-жүйесіндегідей, ендік және меридиан бойынша бағытталған, P – вертикальды осі қарама-қарсы бағытталған, яғни биіктіктің кему бағытына, атмосфералық қысымның өсу бағытына қарай бағытталған.

Бұл жүйенің Z-жүйесіне қарағанда артықшылықтары бар:

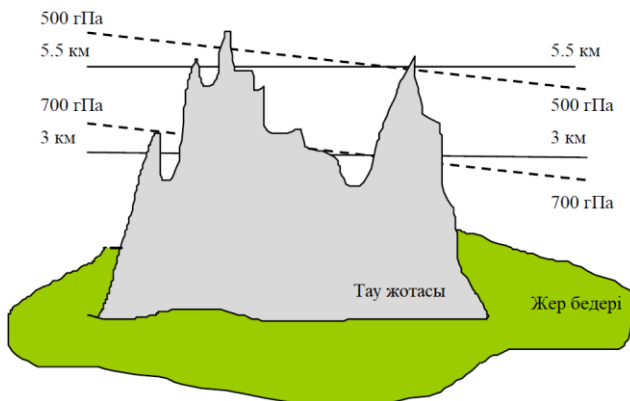
- Атмосфераның жоғарғы шекарасы беріледі, $P=0$.

- Аэрологиялық бақылау мәліметтерін қолдану үшін қайта есептеудің қажеті жоқ.

Бұл жүйенің кемшіліктері:

- Жер бетіне қатысты белгіленген нүктелердің (X, Y, P) уақытқа байланыстылығы, Z -жүйесінде уақыт бойынша координаттар өзгермейді.

Z және P – жүйелерінің ортақ кемшілігі горизонтальды координат беткейлерінің топография алаптарымен қиылысуы болып табылады.



Сурет 6.1 $Z=\text{const}$ және $P=\text{const}$ координат беткейлерінің топография алабымен қиылысуы

Горизонтальды координат беткейлерінің топография алаптарымен қиылысуы нәтижесінде «тесіктер» пайда болады. Z -жүйесінде бұл «тесіктер» өзгермейді – жер бетіне қатысты тұрақты болады. P -

жүйесінде бұл «тесіктер» уақыт бойынша өзгеріп тұрады.

Синоптикалық тәжірибеде интерполяция әдісін қолданып, бұл «тесіктерді» ескермейді. Бірақ, ауа райының гидрометеорологиялық құбылыстары мен шамаларын болжағанда таулы аудандардағы метеорологиялық элементтердің жүрісін ескеру керек. Таулы аудандарда изобаралар жүргізгенде қиындықтар туындайды, әлсіз желдердің әсерінен изобаралардың қоюлануы орын алады. Бұл жағдайда орографиялық изобара жүргізеді.

θ-координат жүйесі

Нақты атмосферадағы қозғалыс квазиadiaбатты (жылжап жатқан ауа бөлшегі мен қоршаған орта арасында алмасу болмайтын) болып табылады. Адиабатты процесстердің консервативті сипаттамасы потенциалды температура болғандықтан, изэнтроптық координат жүйесі қолданылады. Мұнда координатты беткейлер бірдей потенциалды температура беткейлері – изэнтроптық беткейлер ($\theta = \text{const}$) болып табылады. Вертикальды координат ретінде потенциалды температура қолданылады.

Бұл жүйенің де кемшілігі координат беткейлерінің Жер топографиясымен қиылысуы болып табылады.

σ-координат жүйесі

Вертикальды координат ретінде $\sigma = P/P_0$ қатынасы қолданылады. Вертикальды осьтің бағыты P-жүйесіндегідей, яғни Жер бетіне қатысты төмен қарай бағытталған. Бұл жүйеде атмосфераның жоғарғы шекарасындағы қысым 0 тең, төменгі шекарасында – 1 тең.

Цилиндрлі координат жүйесі

Жергілікті процесстерді, мысалы атмосфералық құйындар – циклондар мен антициклондарды талдау үшін цилиндрлі жүйе қолданылады. Вертикальді осі барикалық құрылымның орталығынан жүргізіледі, сонда барикалық құрылым цилиндр тәрізді қарастырылады.

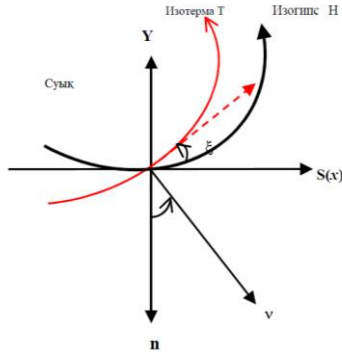
Сфералық координат жүйесі

Ірі масштабты атмосфералық құбылыстарды зерттеуде сфералық координат жүйесі қолданылады. Сфералық жүйеде вертикальды координат ретінде XOY горизонтальды жазықтығына қатысты Z координаты қолданылады.

Қысқа мерзімді ауа райы болжамдарында түзу сызықты декартты жүйе қолданылады, Z биіктік орнына P атмосфералық қысым қолданылады. XOY жазықтығы географиялық карта жазықтығымен сәйкес келеді деп алып, ал P координаты жазықтыққа қатысты перпендикулярлы орналасады деп есептеледі.

Натуралды координат жүйесі

Синоптикалық карталарды талдауда натуралды координат жүйесі қолданылады, бұл горизонталды жүйе болып табылады. Горизонталды координат ретінде X осі орнына - (S) изогипске жанама ауа ағынына бағытталса, Y осі орнына – n изогипске қатысты нормаль (бағыты Y осі бағытына қарама-қарсы), сонымен қатар изотермаға қатысты нормаль – v , изотерма мен изогипс арасындағы бұрыш – ξ , яғни адвекция бұрышы (изогипстен изотермаға қарай сағат тіліне қарама-қарсы бағыт оң таңбалы адвекция бұрышы болып саналады).



Сурет 6.2 Натуралды координат жүйесі

6.2 Атмосферада әрекет ететін күштер

Атмосферадағы ауа бөлшектерінің жылжуы бірнеше күштердің әсерінен болады: барикалық градиент күші, Кориолис күші, ортадан тебу күші, үйкеліс күші.

Барикалық градиент күші.

Барикалық градиент күші – жалғыз қозғаушы күш. Басқа күштер – Жердің айналуының ауытқу күші (Кориолис күші), үйкеліс күші, ортадан тебу күші (ауа бөлшектерінің қисық сызықты қозғалысында) модификациялаушы ретінде әсер етеді, пайда болған қозғалысты ауытқытады немесе тежейді.

Атмосфералық қозғалысты тудырушы күш – барикалық градиент күші деп аталады.

Барикалық градиент күші G горизонтальды және вертикальды координат осьтері бойынша құраушылары бар: G_x , G_y , G_z .

$$G_x = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx}, G_y = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy}, G_z = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} = g.$$

Соңғы теңдеу G_z атмосфераның статика теңдеуінен алынды: $dP = -\rho g dz$.

Барикалық градиент күшінің горизонтальды құраушысы (метеорологияда тек барикалық градиент күші деп атайды) вертикальды құраушысынан ондаған есе аз болады (шамамен $0,1 \text{ см} \cdot \text{сек}^{-2}$).

Жердің айналуының ауытқу күші.

Егер Жер бетінде ω бұрыштық жылдамдықпен айналатын, V жылдамдықпен (Жерге қатысты жылдамдық) жылжитын ауа бөлшектері болса, оларға Жердің айналуының ауытқу күші – Кориолис күші (K) әсер етеді.

Кориолис күші инерттілік қасиетке ие, айналып жатқан Жердегі бағытына байланыссыз кез-келген қозғалысқа әсер етеді:

$$K = -[2\omega V]$$

Кориолис күші V жылдамдыққа пропорционал және V және ω жылдамдық векторына перпендикулярлы бағытталған. Ендік мәні экватордан ($\varphi = 0^\circ$) полюстарға ($\varphi = 90^\circ$) қарай өскен сайын Кориолис күшінің мәні де өседі. Сонымен қатар, қозғалып жатқан дене немесе ауа массасының жылжу жылдамдығының өсуімен Кориолис мәні де өседі. Кориолис күші әсерінен барлық қозғалып жатқан дене немесе ауа массасы қозғалыс бағытынан солтүстік жарты шарда оңға (оңтүстік жарты шарда - солға) ауытқиды.

Үйкеліс күші

Үйкеліс күші $R \{R_x, R_y, R_z\}$ ауа массаларының жылжуына тежегіш әсерін тигізеді. Оның әсері

атмосфераның жерге жақын қабатында жақсы байқалады, жел жылдамдығы мәнінің азаюына, жел жылдамдығы векторы мен барикалық градиент арасындағы бұрыштың азаюына алып келеді. Желдің барикалық градиенттен ауытқу бұрышы жерге жақын қабатта шамамен 40° тең.

Биіктік бойынша үйкеліс күшінің әсері азаяды, жел биіктік бойынша оңға бұрылады, бағыт бойынша изобараға (изогипске) жақындайды және жылдамдық бойынша өседі.

Ортадан тебу күші

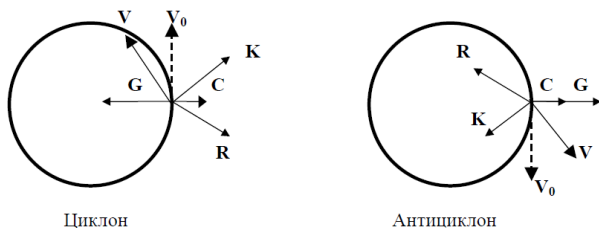
Қисық сызықты қозғалыс кезінде жылжып бара жатқан ауа бөлшектеріне ортадан тебу күші (С) әсер етеді, Жердің ось бойынша айналуына байланысты болады. Ортадан тебу күші r траекторияның қисықтық радиусы бойынша қисықтық орталығынан шеткі аймақтарына қарай бағытталған және қозғалыс жылдамдығына пропорционал:

$$c = \frac{V^2}{r}$$

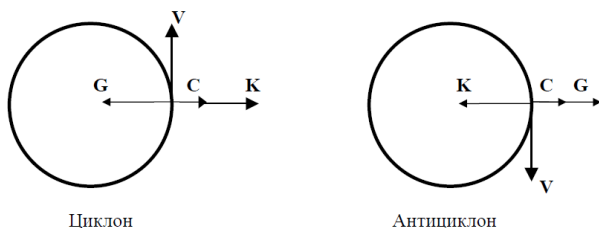
Ортадан тебу күші жел жылдамдығы үлкен, қисықтық радиустары аз (ауа траекториясы қисықтығы үлкен) болатын тропикалық циклондарда қуатты, сонымен қатар аз масштабты құйын, смерч, торнадоларда қуатты болып табылады.

Циклон мен антициклондағы әсер етуші күштердің таралуы келесі суретте көрсетілген:

а) Жер беткейінде:



б) Еркін атмосферада:



Сурет 6.3. Жер бетінде және еркін атмосферада циклон мен антициклондағы күштердің арақатынасы мұндағы, К- Кориолис күші
 С- ортадан тебу күші
 R - үйкеліс күші
 G – градиент күші
 V – жел жылдамдығы

6.3 Қозғалыс теңдеуі

Қозғалыстың сақталуы заңының (Ньютонның 2-заңы) жүзеге асуы бір-біріне перпендикулярлы

бағытта әсер ететін күштердің балансын орнататын теңдеулер болып табылады:

Z-жүйесі (ортадан тебу күшінсіз):

$$\frac{du}{dt} + u \frac{du}{dx} + v \frac{du}{dy} + w \frac{du}{dz} = - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} + lv + R_x,$$

$$\frac{dv}{dt} + u \frac{dv}{dx} + v \frac{dv}{dy} + w \frac{dv}{dz} = - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy} - lu + R_y,$$

$$\frac{dP}{dz} = - \rho g. \quad (6.1)$$

Соңғы теңдеуді Z-жүйесінде келесі өрнектен аламыз:

$$\frac{dw}{dt} + u \frac{dw}{dx} + v \frac{dw}{dy} + w \frac{dw}{dz} = - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} = g,$$

$\frac{dw}{dt}, \frac{dw}{dx}, \frac{dw}{dy}, \frac{dw}{dz}$ - шамасы аз болғандықтан,

$$0 = - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} = g \text{ тең болады.}$$

P-жүйесі үшін:

$$\frac{du}{dt} + u \frac{du}{dx} + v \frac{du}{dy} + \tau \frac{du}{dp} = - g \frac{dH}{dx} + lv + R_x,$$

$$\frac{dv}{dt} + u \frac{dv}{dx} + v \frac{dv}{dy} + \tau \frac{dv}{dp} = - g \frac{dH}{dy} - lu + R_y,$$

$$T = - \frac{g}{R} P \frac{dH}{dp}. \quad (6.2)$$

Соңғы өрнекті Менделеев-Клайперон теңдеуінен аламыз:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g, \quad \frac{dP}{dH} = \frac{P}{RT}g$$

Сонда, горизонтальды тасымалдану кезіндегі қозғалыс теңдеуі:

$$\frac{dV}{dt} = G + K + R + c, \quad \text{немесе}$$

$$\frac{dV}{dt} = -g \frac{dH}{dn} + lv + R + \frac{V^2}{r}. \quad (6.3)$$

6.4 Геострофикалық жел

Геострофикалық жел – үйкеліс күшінің әсерінсіз, ауаның горизонтальды түзу сызықты қозғалысы. Геострофикалық қозғалыс кезінде барикалық градиент күші мен Жердің айналу күші тең болады және бір-біріне қарама-қарсы бағытталған. Циклон мен антициклонның орталығында:

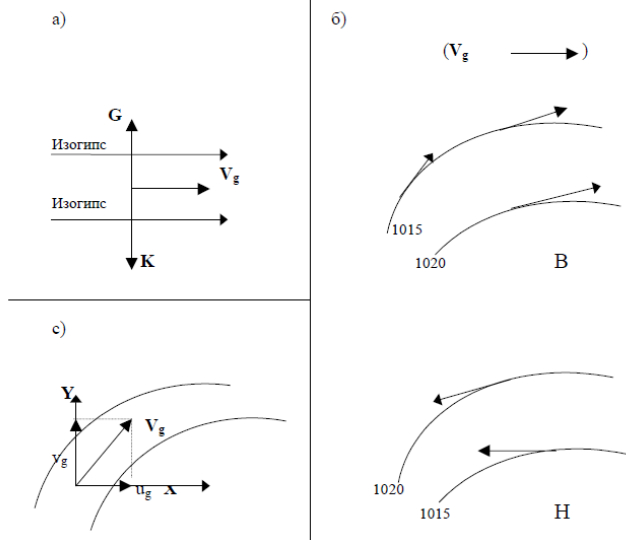
$$\frac{dP}{dx} = \frac{dP}{dy} = 0,$$

яғни барикалық градиент күші $G = 0$, соған сәйкес $Vg = 0$ тең болады.

Геострофикалық желдің жылдамдығы географиялық ендікке байланысты, экваторда – максимум, полюстарға қарай минимумға жетеді.

Геострофикалық желдің жылдамдықтары бірдей болса да, барикалық градиент төменгі ендіктерде аз, жоғары ендіктерде көп болады.

Сонымен қатар, геострофикалық желдің жылдамдығы ауаның тығыздығына да байланысты болады. Мысалы, 7 км биіктікте ауа тығыздығы Жер бетіне қарағанда екі есе аз, сондықтан изобаралардың арақашықтығы Жер картасындағыдай болғанда, биіктікте геострофикалық желдің жылдамдығы екі есе үлкен болады.



Сурет 6.4. Геострофикалық желдің графикалық бейнесі

а – сызба (түзусызықты изобаралар), б – антициклон мен циклонға, с – X және Y координата осьтері бойындағы құраушылар

Үйкеліс күші әсер етпейтін, түзу сызықты қозғалыс кезінде:

$$\frac{dV}{dt} = 0, \quad R = 0, \quad c = 0$$

Онда қозғалыс теңдеуі келесідей болады:

$$0 = G + K, \quad G = -K$$

$$g \frac{dH}{dn} = lV, \quad (6.4)$$

немесе

$$0 = -g \frac{dH}{dx} + lv$$

$$0 = -g \frac{dH}{dy} - lu$$

Мұндай қозғалыс геострофикалық деп аталады, ал жылдамдығы келесідей есептеледі:

$$v_g = \frac{g}{l} \frac{dH}{dn} \quad \text{немесе} \quad v_g = \frac{1}{\rho l} \frac{dP}{dn},$$

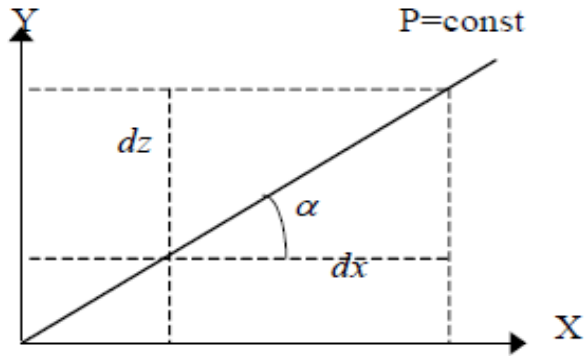
$$u_g = -\frac{g}{l} \frac{dH}{dy}, \quad v_g = \frac{g}{l} \frac{dH}{dx},$$

$$u_g = -\frac{1}{\rho l} \frac{dP}{dy}, \quad v_g = \frac{1}{\rho l} \frac{dP}{dx}, \quad (6.5)$$

Мұндағы, v_g және u_g геострофикалық желдің құраушылары, l – Кориолис параметрі.

Геострофикалық жел мен изобаралық беттіктер иілуінің байланысы.

Изобаралық беттіктердің иілуін желдің жылдамдығының мәні бойынша немесе қысымның горизонтальды градиентінің мәні бойынша анықтауға болады.



Сурет 6.5. Геострофикалық жел мен изобаралық беттердің иілуінің байланыс сызбасы.

X осін сол деңгейдегі изобараға перпендикулярлы, ал Z осін – вертикальды болатындай координаттар жүйесін жүргіземіз. Сызбаға сәйкес:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = - \frac{\frac{dP}{dx}}{\frac{dP}{dz}}, \quad \frac{dP}{dz} = -\rho g, \quad \frac{dP}{dx} = \rho l V_g,$$

Осыдан:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\rho l V_g}{\rho g} = \frac{l}{g} V_g,$$

$$V_g = \frac{g}{l} \operatorname{tg} \alpha, \quad (6.6)$$

Мұндағы, l – Кориолис параметрі, $l = 2\omega \sin \varphi$
 g – еркін түсу үдеуі

Изобаралық беттіктердің иілу бұрышы желдің жылдамдығына тура пропорционал, яғни желдің

жылдамдығы неғұрлым үлкен болса, соғұрлым иілу бұрышы да көп болады. Бірақ, бір жағынан, желдің жылдамдығы көп болса, онда қысым градиенті көп болады және изобаралардың арасындағы ара қашықтық аз болады. Демек, изобаралардың арасындағы қашықтық аз болса, онда иілу бұрышы көп болады.

Ауаның тығыздығы биіктік бойынша азаяды, сондықтан изобаралық беттік неғұрлым биік орналасса, соғұрлым қысым градиентінің және желдің жылдамдығының бірдей мәндерінде олардың арасындағы бұрыш үлкен болады.

Тәжірибеде геострофикалық желдің жылдамдығын есептеу үшін келесі формула қолданылады:

$$v_g = \frac{5.4}{\sin\varphi} \frac{dP}{dn}, \quad (6.7)$$

$\frac{dP}{dn} \approx \frac{\delta P}{\delta n}$ - гПа/100 км берілген қысым градиенті,
 δn – нормаль бойынша изобаралар арасындағы арақашықтық.

$\delta P = 5$ гПа болғанда:

$$v_g = \frac{27}{\sin\varphi} \frac{1}{dn}, \quad (6.8)$$

Жоғарыдағы формулаларды ескеріп, градиентті сызғыш құрастырылған. Градиентті сызғыш арқылы ендікті ескере отырып, изобара немесе изогипстер арасындағы арақашықтық бойынша геострофикалық желді анықтауға болады.

6.5 Градиентті жел

Геострофикалық жел – қозғалыстың нақты жағдайы. Көбінесе қозғалыс түзу сызық бойымен емес, қисық сызық бойымен қозғалады, яғни $c \neq 0$.

Үйкеліс күші әсер етпеген жағдайдағы қисық сызықты қозғалысты қарастырамыз:

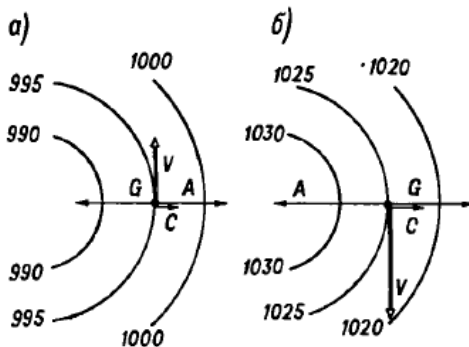
$$0 = G + K + c$$

немесе

$$0 = -g \frac{dH}{dn} + lV + \frac{V^2}{r}$$

Градиентті жел дегеніміз (геоциклострофикалық, циклострофикалық) – барикалық градиент күші мен Кориолис және ортадан тебу күштерінің (модификацияланған күштер) әсерінен пайда болған қозғалыс.

Егер циклон мен антициклонда қозғалыс үшін бірдей жағдайлар болса (бірдей ендік пен қозғалыстың градиент күші бірдей), онда циклон мен антициклондағы күштердің таралуы келесідей болады:



Сурет 6.6 Градиентті жел жағдайында циклон (а) мен антициклондағы (б) әрекет етуші күштер

Циклонда барикалық градиент күші циклонның орталығына бағытталған, модификацияланған күштер (Кориолис және ортадан тебу күштері) орталықтан сыртқа қарай бағытталған:

$$G = K + c$$

Антициклонда Кориолис күші антициклонның орталығына, барикалық градиент күші мен ортадан тебу күштері орталықтан сыртқа қарай бағытталған:

$$K = G + c$$

Синоптикалық тәжірибеге сәйкес градиентті жел еркін атмосферадағы циклон мен антициклондардағы нақты желге жақын болып келеді.

6.6 Нақты жел

Атмосферадағы нақты желдің градиентті жел мен геострофикалық желден айырмашылығы бар. Бұл айырмашылық Жерге жақын қабатта анық байқалады, себебі жерге жақын қабатта үйкеліс күші әсер етеді.

Нақты желді желдің геострофикалық және агеострофикалық құраушыларының қосындысы ретінде қарастыруға болады:

$$\begin{aligned} u &= u_g + u', \\ v &= v_g + v', \end{aligned} \quad (6.9)$$

мұндағы u_g және v_g – геострофикалық жел, u' және v' – агеострофикалық жел.

Тәжірибеде жел жылдамдығын анықтау үшін $V = k v_g$ формуласын қолданады. Мұндағы, k коэффициенті – географиялық ендікке, орографиялық жағдайларға, жел жылдамдығының мөлшеріне байланысты өзгеріп отыратын ауыспалы коэффициент.

30-35 градус солтүстік ендік үшін:

$$V = \frac{3.7}{\sin\varphi} \frac{dP}{dn} \text{ (теңіз),} \quad (6.10)$$

$$V = \frac{2.3}{\sin\varphi} \frac{dP}{dn} \text{ (құрлық),} \quad (6.11)$$

Нақты желдің жуықтаған мәндерін анықтау үшін:

$$V = 0.7V_g \text{ (теңіз),} \quad (6.12)$$

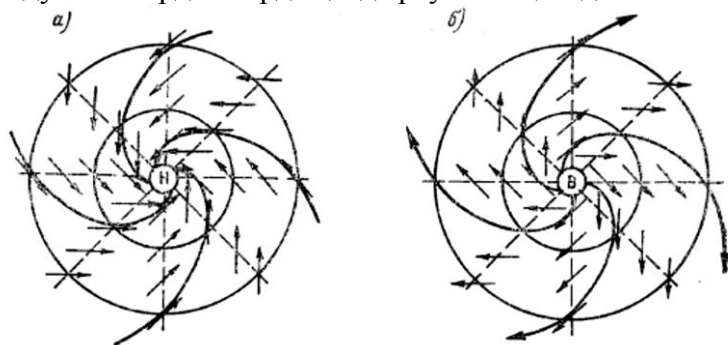
$$V = 00.55V_g \text{ (кұрлық)}, \quad (6.13)$$

Жерге жақын қабаттағы үйкеліс күшінің әсері ақты желдің изобараларға қатысты ауытқуына алып келеді, орташа алғанда құрлық үстінде $35-40^\circ$ және мұхит үстінде $10-15^\circ$ ауытқиды. Ауытқу бұрышы төселме беткейдің сипатына, ауаның стратификациясына, географиялық ендікке байланысты болады. Орографиялық жағдайлары қиын аймақтарда нақты желдің бағыты изобара бағытынан 90° дейін ауытқиды. Циклонның әр түрлі секторларында да ауытқу бұрышы әр түрлі болады. Бұл жылжып бара жатқан циклондағы тұрақты емес қозғалыстардың тез жылжуы әсеріне, сонымен қатар ауа массаларының стратификацияларына байланысты. Тұрақсыз стратификация кезінде атмосфераның төменгі және жоғарғы қабаттары арасындағы турбулентті алмасу қарқынды болады. Стратификация тұрақсыз болған сайын, төменгі қабаттарда жел мөлшері мен бағыты бойынша геострофикалық желге жақындайды. Сонымен қатар жел жылдамдығы жоғары болғанда турбуленттілік те жоғары болады, тұрақсыз ауа массаларында тұрақты ауа массаларына қарағанда жоғары, құрлықта жазда қысқа қарағанда жоғары болады. Соған сәйкес, жел жылдамдығы жоғары болғанда желдің градиенттен ауытқу бұрышы да көп болады, тұрақсыз ауа массасында тұрақты ауа массасына қарағанда ауытқу бұрышы көп болады.

6.7 Жел алабының кейбір сипаттамалары

Жел алабының маңызды сипаттамасының бірі – ол ағыс сызықтары. Ағыс сызықтары дегеніміз белгілі бір сызықтың әр бір нүктесінде жылдамдық векторы оған жанама орналасқан сызық. Шынында да, геострофикалық және градиенттік желдің векторы изобаралармен (изогипстермен) сәйкес келеді, ал нақты желдің ағыс сызығы атмосфералық қозғалыстардың агеострофикалығына байланысты, әсіресе шекаралық қабатта изобаралармен (изогипстермен) қиылысады.

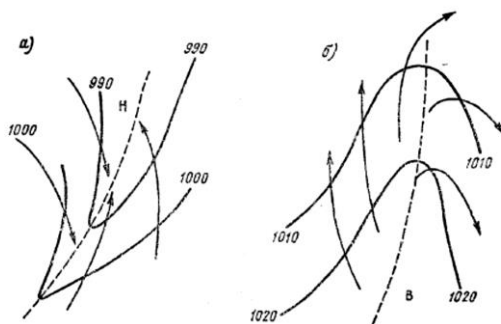
Ағыс сызықтарын жүргізген кезде желдің жылдамдығын ескерген дұрыс. Яғни жел жылдамдығының модулі үлкен жерде ағыс сызықтарының тығыздануы, ал жел жылдамдығының модулі аз жерде олардың ыдырауы байқалады.



Сурет 6.7 Ауа райының жер карталарында циклондағы (а) және антициклондағы (б) ағыс сызықтары

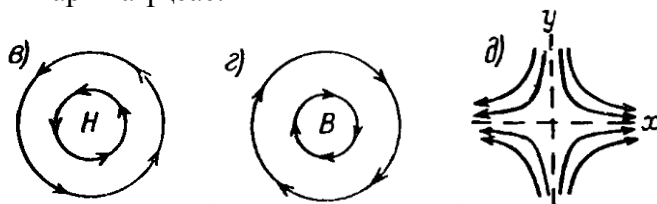
Ағыс сызықтары осы уақытта болып жатқан жылдамдық алабын көрсетеді. Суретте солтүстік

жарты шарда жер бетіндегі циклон мен антициклондағы ағыс сызықтары көрсетілген. Ауаның қозғалысы циклонда оның шеткі аймақтарынан ортаңғы бөлігіне қарай, сағат тіліне қарама-қарсы бағытталған, ал антициклонда сағат тілінің бағытымен оның ортаңғы бөлігінен шеткі аймақтарына қарай бағытталған. Яғни циклонның орталығы ағыс сызықтарының қосылу нүктесі, ал антициклонның орталығы – олардың ажырау нүктесі болып табылады. Жыраның осі ағыс сызықтарының қосылу сызығы, ал жотаның осі – ажырау сызығы болып табылады (сур. 6.8)



Сурет 6.8 Ауа райының жер карталарында жыра (а) мен жотадағы (б) ағыс сызықтары

Еркін атмосферада жел градиенттік желге жақын, және ағыс сызықтарының бағыты изогипс бағыттарына ұқсас.



Сурет 6.9 Горизонтальды жазықтықта биік циклонда (в), антициклонда (г) және деформациялық алқапта (д) ағыс сызықтары

Ағыс сызықтары ауа бөлшектерінің қозғалысының траекториясы болып әрқашанда табылмайды, яғни белгілі бір ауа бөлшегінің қозғалысы болып жатқан сызығы болып табылмайды. Траектория ағыс сызықтарымен тек қысым алабы уақыт бойынша өзгермеген жағдайда ғана сәйкес келеді. Траектория ауаның бір бөлшегінің уақыттың әр кезеңінде қозғалысын сипаттайды.

Ауа бөлшектерінің қозғалысының траекториясын екіге бөлуге болады:

- 1) диагностикалық
- 2) болжамдық

Бірінші жағдайда ауа бөлшегі белгілі бір нүктеге Δt уақыт аралығында *қайдан* келгенін, және осы уақытта белгілі бір нүктедегі ауа бөлшегі Δt уақыт аралығында *қайда* жылжитынын анықтауға болатының көрсетеді.

Екінші жағдайда белгілі бір жерге Δt уақыт аралығында *келетін* ауа бөлшектерінің орналасуын, сонымен бірге, ол Δt уақыт аралығында *қайда* жылжитынын табуға мүмкіндік береді.

Мысалы, сіз циклон қайдан келді (диагностикалық есеп) немесе берілген пунктке бір тәуліктен кейін өзіндік ауа-райының сипаттамасымен ауа массасы қайдан келеді деген сұрақтарға жауап бере аласыз (болжамдық есеп). Берілген циклон бір тәуліктен кейін қай жерде орналасатынын шешкен кезде (болжамдық есеп), бұл циклонның болжам

пунктіне әсер ететінін, егер солай болса, оның қай бөлігін, қашан жауын-шашын күтілетінін, жел бағыты өзгеретінін және т.б. анықтауға болады.

Траектория ауа райының жер картасындағы қысым алабы және АТ карталары бойынша жасалады.

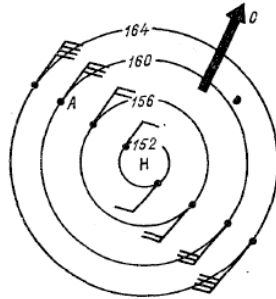
12 сағатқа есептеу кезінде нақты ауа райы карталары қолданылады (бұл көбінесе жеткілікті, өйткені атмосфералық процестер белгілі бір инерцияға ие, және, әдетте, 12 сағат ішінде биіктік барикалық алқаптың айтарлықтай қайта құрылуы жүрмейді). 12 сағаттан астам мерзімге есептеу кезінде нақты да, болжам кезінде салынған болжамдық картаны да пайдалану қажет.

6.8 Барикалық жүйелердің жел алабы

Қысым мен жел алқаптар арасындағы тығыз байланыс әр қысым жүйесінде өзінің белгілі бір жел алабы болатындығына әкеледі.

Әр түрлі деңгейдегі синоптикалық карталарды бірігіп талдау циклонның көлденеңінен көлбеу осімен, оның айналасында ауа бөлшектерінің сағат тіліне қарсы айналу қозғалысы болатын үш өлшемді құйын екенін көрсетеді.

Циклонның орталық бөлігінде желдің жылдамдығы оның ортаңғы бөлігінен шеткі аймақтарына қарай өседі, осылайша еркін атмосферада уақыттың әр кезеңінде бөлшектер ағыс сызығының (изогипстердің) бойымен тұрақты бұрыштық жылдамдықпен қозғалады (сурет 6.10). Сондықтан, уақыттың әр кезеңінде циклонды айналатын қатты дене деп санауға болады.



Сурет 6.10 15 м/с жылжитын циклонның аумағында желдің таралуы

Бұл кезде жылжитын циклондағы ауа бөлшектерінің траекториясы қатты дененің бөлшектерінің қозғалысынан ерекшеленеді, өйткені циклон қалыптасқан ауа массасы үнемі жаңарып отырады. Шынында, егер циклондағы барлық ауа бөлшектері тұйықталған траектория бойынша қозғалса, онда желдің жылдамдығы нөлге циклонның ортасында емес, бір нүктесінде тең болар еді, мұнда желдің жылдамдығы циклонның қозғалу жылдамдығына шамамен тең және оның бағытына қарама-қарсы. 6.10 суретте ол А нүктесі, мұнда 15 м/с тең желдің жылдамдығы циклонның қозғалыс жылдамдығына тең және қарама-қарсы бағытқа ие.

Яғни, циклонның еркін атмосферада айналмалы қатты дене ретінде моделі ода желдің белгіленген уақытта таралуын жақсы сипаттайды. Ондағы ауа бөлшектерінің траекторияларын талдағанда, циклонды қысым алабындағы қозғалмалы толқын ретінде қарастырған дұрыс.

Шекаралық қабатта, төселме бетке жақындаған сайын үйкеліс күшінің әсерінің күшеюімен байланысты, циклондағы жел алабының құрылымы күрделене түседі. Циклонның орталығына бағытталған нақты жел компоненті пайда болады.

Төмен қысым аймағындағы жел алабының дифференциалды ерекшеліктерінің талдау нәтижелерін салыстыра отырып мынадай қорытындыларды жасауға болады:

- еркін атмосферада циклонның орталығында және жыраның осінде жел жылдамдығының дивергенциясы нөлге тең;

- жер бетіндегі үйкеліс қабатында циклонның орталығы мен жыралардың осьтерінде ауа ағындарында конвергенциясы байқалады;

- еркін атмосферада және үйкеліс қабатында циклонның ортасында және жыралардың осьтерінде жылдамдық құйынының тігінен құраушысы оң таңбалы.

Еркін атмосферада қозғалыстардың квазигеострофикалығы болғанда, шекаралық қабатта циклонның орталық бөлігінде және жыралардың осьтарында ауа ағындарының конвергенциясы үлкен аймақта жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстардың пайда болуында маңызды рөлді атқарады, олар төменгі қысым аймағында кең бұлттылық пен жауын-шашын аумағының пайда болуын анықтайды.

Жоғары қысым аймағындағы жел алабының дифференциалды ерекшеліктерінің талдау нәтижелерін салыстыра отырып мынадай қорытындыларды жасауға болады:

- еркін атмосферада антициклонның орталығында және жоталардың осінде жел жылдамдығының дивергенциясы нөлге тең;

- жерге жақын орналасқан үйкеліс қабатында антициклонның орталығы мен жоталардың осьтерінде ауа ағындарының дивергенциясы байқалады;

- еркін атмосферада және жерге жақын орналасқан қабатта антициклонның ортасында және жоталардың осьтерінде жылдамдық құйынының тігінен құраушысы теріс таңбалы.

Антициклонның орталық бөлігінде және жоталардың осінде жерге жақын қабатта ауа ағындарының шашырауымен, еркін атмосферада қозғалыстардың квазигеострофикалығымен, үлкен аудандарда төмен бағытталған ағындардың кең аймақтары пайда болады, олар ауа райы жағдайларының қалыптасуына айтарлықтай әсер етеді.

7 АТМОСФЕРАДАҒЫ ВЕРТИКАЛЬДЫ ҚОЗҒАЛЫСТАР АЛАБЫ

Атмосфералық процесстердің дамуында вертикальды қозғалыстар маңызды рөл атқарады. Таулы аудандарда вертикальды жылдамдықты ескеру атмосфералық процесстерді және конвективті процесстерді зерттегенде қажет. Атмосфераның вертикальды қозғалыстарын зерттеу бұлттар мен жауын-шашындардың қалыптасуын зерттегенде маңызды болып табылады.

Z-жүйесінде вертикальды жылдамдық $w = \frac{dz}{dt}$ (м/с, см/с) нақты ауа бөлшегі биіктігінің уақыт бойынша өзгеруімен сипатталады.

Егер, $w = \frac{dz}{dt} > 0$ болса, нақты ауа бөлшегінің биіктігі өседі, яғни ауа бөлшегі жоғары бағытталады.

Егер, $w = \frac{dz}{dt} < 0$ болса, нақты ауа бөлшегінің биіктігі төмендейді, яғни ауа бөлшегі төмен бағытталады.

P-жүйесінде вертикальды жылдамдықтың аналогі $\tau = \frac{dP}{dt}$ (гПа/12 сағ).

P-жүйесінде вертикальды жылдамдық нақты ауа бөлшегінің көтерілуі немесе төмен түсуі кезіндегі қысымның өзгерісін сипаттайды.

Егер, $\tau = \frac{dP}{dt} > 0$ болса, ауаның нақты бөлшегіндегі қысым өседі, яғни ауа бөлшегі төмен бағытталады.

Егер, $\tau = \frac{dP}{dt} < 0$ болса, ауаның нақты бөлшегіндегі қысым азаяды, яғни ауа бөлшегі жоғары бағытталады.

Ауа бөлшегінің көтерілуі мен төмендеуі кезінде w және τ -дың таңбалары мен өлшемі әр түрлі болады, w және τ -дың өзара байланыс формуласы:

$$\tau \approx \frac{dP}{dt} = \frac{dP}{dt} + u \frac{dP}{dx} + v \frac{dP}{dy} + w \frac{dP}{dz}, \quad (7.1)$$

$\frac{dP}{dz}$ шамасы басқа шамалардан үлкен болғандықтан,

$$\tau = w \frac{dP}{dz}$$

Атмосфера статикасының негізгі теңдеуінен:

$$\tau = -w\rho g, \quad w = -w\tau \frac{1}{\rho g}$$

w -дан τ – ға ауысу үшін алдын-ала есептелген коэффициенттер қолданылады: $k_1 = -\rho g$, $k_2 = -\frac{1}{\rho g}$.

7.1 Атмосферадағы вертикальды қозғалыстардың классификациясы

Атмосфераның вертикальды қозғалыстарының құрылымы және масштабтары әр түрлі болып келеді. Вертикальды қозғалыстардың келесідей классификациялары бар:

Реттелмеген вертикальды қозғалыстар, турбуленттілікпен байланысты болады. Бұл қозғалыстар нәтижесінде турбуленттілік ауаның төменгі қабаттарын қамтыса, қатпарлы және қатпарлы-

будақ бұлттары пайда болады; егер турбуленттілік жоғары қабаттарда пайда болса, онда биік-будақ бұлттары қалыптасады.

Реттелген вертикальды қозғалыстар, конвекциямен, жергілікті құйындармен, жергілікті циркуляциялық жүйелермен (бриз, тау-аңғар желдері) байланысты болады. Бұл қозғалыстар локальді және қысқамерзімді болады. Ылғалды жылы ауаның конвективті ағыны су буының конденсациясын тудырады, соның нәтижесінде конвективті бұлттылық пайда болады (будақ-жауын бұлттылығы) және онымен байланысты құбылыстарға (найзағай, нөсерлі жауын, бұршақ, дауыл) алып келеді.

Толқынды қозғалыстар, атмосферадағы әр түрлі типті толқынды қозғалыстардан пайда болады, нәтижесінде толқынды бұлттар пайда болады - *Cs undulatus*, *Cs und.*, *Ac und.*, *As und.*, *Sc und.*, *St und.*

Жергілікті орографиялық құбылыстар, таулы жоталардан немесе басқа да тегіс емес жерлердің беткейімен ауаның жоғары көтерілуі немесе төмен түсуі. Горизонтальды бағытта қозғалып бара жатқан ауа өзінің жолында тау жотасын кездестіретін болса, онда ауа тау жотасын екі жанынан немесе төбесінен айналып өтуі керек. Ауа тау жотасы алдына жиналғанда ауаның артық мөлшері пайда болып, ауа массасы мәжбүрлі түрде барьерден жоғары көтеріледі де, оны асып өтеді.

Жердің үйкелуіне және ірі масштабты ауа ағындарының тұрақсыздығына (уақыт пен кеңістікте өзгеруі) байланысты вертикальды қозғалыстар, әсіресе атмосфералық фронттарда және циклондар мен антициклондардың орталық бөліктерінде.

7.2 Атмосферадағы реттелген вертикальды қозғалыстар

Синоптикалық процесстердің сараптамасы бойынша реттелген вертикальды қозғалыстар маңызды болып табылады. Бір таңбалы реттелген вертикальды қозғалыстар үлкен территорияларды, атмосфераның біраз қабаттарын қамтиды және ұзақ мерзімді болып табылады. Бұл процесс макромасштабты болғандықтан, оған Жердің айналуы үлкен әсер етеді, циклон мен антициклондардың пайда болуына алып келеді.

Реттелген вертикальды қозғалыстар адвекциямен қатар атмосферадағы температура мен ылғалдылықтың таралуында бірқатар өзгерістерге алып келеді. Жылудың адвекциясы – атмосферадағы жоғары бағытталған қозғалыстарды, суықтың адвекциясы – төмен бағытталған қозғалыстарды тудырады.

Реттелген вертикальды қозғалыстар атмосферадағы су буы конденсациясымен байланысты ауа райы құбылыстарының құрылуында маңызды рөл атқарады. Ауаның жоғары көтерілуі кезінде ондағы температура шық нүкте температурасына дейін төмендейді де, су буының конденсациясына алып келеді, бұл өз тарапынан бұлттардың түзілуіне алып келеді. Жоғары бағытталған ауа қозғалыстары вертикаль бойынша жақсы дамыған, кең ауқымды бұлттылық және ақ жауын алқабын тудырады.

Жерге жақын қабатта циклонда қозғалып бара жатқан ауа массалары үйкеліс күшінің әсерінен барикалық градиент бойынша бағытталады, яғни

циклон орталығына қарай бағытталады (еркін атмосферада үйкеліс күші әсер етпегендіктен ауаның айналымы изогипстерге қатысты жүреді). Циклондағы ағыс сызықтары изобараларды қиып өтіп, тік бұрыштан аз градиентпен бұрыш түзеді. Нәтижесінде жерге жақын қабаттағы ауа циклонның орталығына ұмтылады, циклон орталығы – *конвергенция (ағындардың қосылуы) нүктесі* болып табылады. Циклон орталығындағы ағыс сызықтарының конвергенциясы атмосфераның төменгі қабатында циклон аймағындағы жоғары бағытталған қозғалыстарға алып келеді. Сонымен қатар, циклонда әр түрлі типті ауа массалары араласып, жылырақ ауаның суық ауа бойымен жоғары көтерілуіне алып келеді, бұл өз тарапынан қатпарлы бұлттардың As-Ns түзілуін тудырады.

Антициклонда керісінше, қозғалып бара жатқан ауа массалары үйкеліс күшінің әсерінен барикалық градиентке қарсы бағытталады, яғни антициклон орталығынан шетіне қарай бағытталады. Жер бетіндегі антициклондағы ағыс сызықтары антициклонның орталығынан шашырайды, *дивергенция (ағындардың шашырауы)* тудырады. Антициклондағы жел мен градиент арасындағы бұрыш циклонмен бірдей - тік бұрыштан аз. Нәтижесінде жерге жақын қабатта антициклондағы ауа төмен бағытталған қозғалыс жасайды. Бұлттылық түзілмейді, ал бар бұлттылық сейіледі. Жерге жақын қабатта антициклондағы ағыс сызықтары антициклонның орталығынан шашырайды да, дивергенция орнайды. Ауа массалары төмен түскенде олардың жылуы орнайды. Кейбір жағдайларда антициклондағы төмен бағытталған

қозғалыстардың жылдамдығы атмосфераның әр түрлі қабаттарында өзгеруі мүмкін, бұл инверсияға алып келуі мүмкін. Турбуленттіліктің нәтижесінде ылғалдың төменнен жоғарыға тасымалдануы жүреді, инверсия астындағы ылғал артады. Инверсия астында ылғалдылық көбінесе 100 % жетеді. Мұнда арозольді бөлшектер жиналады. Бұл қабаттың астында су буының конденсациясы басталуы мүмкін. Инверсия астында қатпарлы бұлттылық St пайда болады. Кейбір жағдайларда сіркіреуік жауын жаууы мүмкін, кейде бұлттылықтың вертикальды қуаттылығы артқанда – ақ жауын жауады.

Сонымен, қысымның динамикалық өзгерулері (ауа массаларының жиналуы немесе шашырауы) вертикальды қозғалыстар дамуының тұрақсыздығына алып келеді. Вертикальды қозғалыстардың тұрақсыздығымен төмен бағытталған қозғалыстар кезіндегі динамикалық сығылу әсерінен ауа массаларының адиабатты жылынуы, жоғары бағытталған қозғалыстар кезіндегі динамикалық кеңею әсерінен ауа массаларының динамикалық салқындауы байланысты. Қысымның динамикалық өзгеруі ауа көлемінің сығылуын немесе кеңеюін қамтамасыз етіп, температураның динамикалық өзгеруіне алып келеді. Реттелген вертикальды қозғалыстар адвекциямен қатар, атмосферадағы температура мен ылғалдылықтың таралуындағы елеулі өзгерістерге алып келеді.

7.3 Атмосферадағы реттелген вертикальды қозғалыстарды есептеу

Атмосфераның вертикальды қозғалыстары өлшенбейді, ауа температурасы, қысым және жел алаптарымен байланысы негізінде есептеледі.

Реттелген вертикальды қозғалыстарды есептеудің бірнеше әдістері бар: үздіксіздік теңдеуі (изобарикалық координат жүйесінде үздіксіздіктің интеграцияланған теңдеуі), жылу ағыны теңдеуін қолдану арқылы және температураның адиабатты өзгерулері арқылы есептеуге болады.

Лебедева формуласы бойынша есептеу:

Вертикальды жылдамдықты есептеудің кең қолданылатын әдісі жылдамдық күйінның вертикальды құраушысын қолдануға және ауа массаларының дивергенциясы әсерін ескере отырып, үздіксіздікке негізделген әдіс болып табылады (Дюбюк А.Ф., Булеев Н.И., Юдин М.И.). Есептеу 1000-850, 850-700, 700-500, 500-300 гПа қабаттарында жүргізіледі. Н.В. Лебедева әдісіне негізделген есептеу формулалары:

$$\tau_{\text{тр}} = -3.5 \overline{\nabla^2 P_0}, \quad (7.2)$$

$$\tau_{850} = -3.5 \left(\overline{\nabla^2 P_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 P_0 \right),$$

$$\tau_{700} = \tau_{850} - 2.1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} \right),$$

$$\tau_{500} = \tau_{700} - 2.8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} \right),$$

$$\tau_{300} = \tau_{500} - 2.8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{300} \right), \quad (7.3)$$

$\tau_{\text{тр}}$ - жерге жақын қабаттың жоғарғы шекарасындағы үйкеліспен байланысты вертикальды қозғалыстар, гПа/12 сағ;

$\overline{\nabla^2 P_0}$ - ауа бөлшегі траекториясы бойымен жер беті қысымы лапласианының орташа арифметикалық мәні;

$\frac{d}{dt} \nabla^2 P_0$ және $\frac{d}{dt} \nabla^2 H_p$ - жер бетіндегі қысым мен Р беткейі геопотенциалы лапласиандарының индивидуалды өзгерулері, есептеу пунктінде уақыттың соңғы кезеңіндегі және уақыттың бастапқы кезеңіндегі траекторияның басында $\nabla^2 H_p$ және $\nabla^2 P_0$ айырмашылығы ретінде анықталады. Есептеу үшін берілген деңгейде кері тасымалдану әдісімен 12 сағаттық траектория құрылады ($\nabla^2 P_0$ үшін - АТ₈₅₀ бойынша).

$\nabla^2 H_p$ және $\nabla^2 P_0$ - лапласиандар 500 км қадамы бар тікбұрышты тор арқылы есептеледі.

Егер вертикальды жылдамдықты есептегенде ауа райының болжамды картасы бастапқы (соңғы) ретінде қолданылса, онда біз сәйкесінше вертикальды жылдамдықтың болжамдық мәндерін аламыз, егер карталар нақты болса, онда есептеулер диагностикалық болып табылады.

Конвективті қозғалыстарды есептеу:

Конвективті қозғалыстарды есептеу атмосфераны вертикальды зондылау мәліметтерін қолдану арқылы жүзеге асады.

P_0 деңгейінен $(T' - T) = 0$ (мұндағы T' - жоғары көтеріліп жатқан ауа бөлшегінің температурасы, T - қоршаған ауаның температурасы) болатын Р деңгейіне дейін көтеріліп жатқан бөлшек үшін

конвекцияның орташа жылдамдығы (м/с), Жер деңгейінде (P_0) конвекция жылдамдығы нөлге тең деп алынса, келесі қатынаспен анықталады:

$$\overline{w_k} = \sqrt{R(T' - T)} \ln \frac{P_0}{P}, \quad (7.4)$$

Бұл формуланың негізінде графиктер тұрғызылған, сол графикті қолдану арқылы ($T' - T$) мәндері бойынша ($P_0 - P$) деңгей биіктігіне байланысты әр түрлі қабаттардағы конвекцияның вертикальді жылдамдығын есептеуге болады.

8 АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫ АЛАБЫ

Атмосфераның жылулық күйінің сипаттамасы ауа температурасы болып табылады.

Ауа температурасының алабы қысым алабына карағанда қиынырақ, себебі ауа температурасы үнемі өзгеріп отырады, тәуліктік және жылдық жүрісі бар, сонымен қатар ауа массаларының адвекциясымен байланысты, оның ішінде адиабатты көтерілу және төмен түсумен байланысты периодсыз ауытқулардан тұрады.

Ауа температурасының жылдық жүрісі Жердің Күнді жыл бойы айналуына сәйкес радиациялық жағдайлардың ауысуы мен атмосфераның жалпы циркуляциясының маусымдық өзгерістеріне байланысты болады.

Ауа температурасының тәуліктік жүрісі Жердің тәуліктік айналуымен байланысты. Ауа температурасының тәуліктік жүрісінде максимум – жергілікті уақыттың талтүсі, минимумы – Күн шығар алдында байқалады.

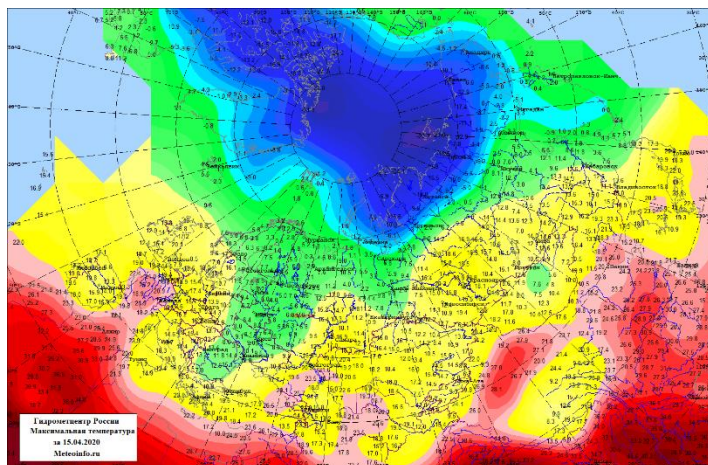
Ауа температурасының жергілікті өзгерулеріне адвекция маңызды үлес қосады. Ауа температурасының тәуліктік жүрісінің бұзылуы ауа массаларының жылжу әсерінен болады.

Ауа температурасының алабы изотермалар көмегімен көрсетіледі. Алғаш рет изотермалар әдісі 1817 жылы нақты пункт үшін климатологиялық мәліметтер пайда болғанда Гумбольдпен ұсынылды.

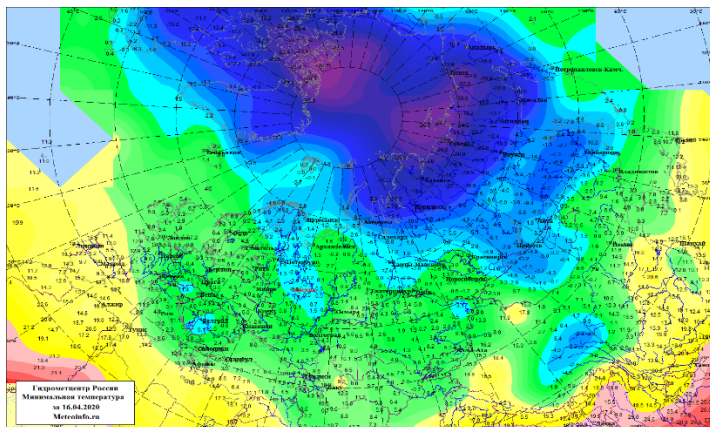
Температура алабының негізгі ірімасштабты ерекшеліктері жылу мен суықтың ошақтары, жылудың жотасы мен суықтың жырасы, фронтальды зоналар

(жылы және суық ауа массалары арасындағы ауыспалы аймақтар) болып табылады.

Ауа температурасының Жер алабы төселме беттің біртектілігі әсерінен өте қатты өзгерістерге ұшыраған. Атмосфералық фронттар өткен аймақтарда, теңіздер мен мұхиттардағы мұздардың шетінде, қар жамылғысының шекараларында, мұхиттық және теңіздік ағыстардың жылы және суық аймақтарында, қыста жағалау сызығына жақын жерде ауа температурасы горизонталь бойынша өте өзгермелі келеді. Алайда, 1,5 км биіктікте (AT_{850}) температура алабы біртегіс болып келеді, дегенмен Жер картасындағы термикалық алқаптың негізгі сипаттарын сақтайды.



Сурет 8.1. Максимальды ауа температурасы картасы



Сурет 8.2. Минималды ауа температурасы картасы

8.1 Температуралық градиенттер

Скалярлы температуралық алқаптың маңызды сипаттамалары температураның вертикальды және горизонтальды градиенттері болып табылады.

Вертикаль бойынша ауа температурасының өзгеруін сипаттайтын шама – вертикальды температура градиенті деп аталады:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz}, \quad (8.1)$$

Көбінесе, биіктік бойынша ауа температурасы төмендейді. Бірақ, кейде тропосферада температураның өсуі немесе биіктік бойынша оның тұрақты болуы байқалады.

Атмосфераның тұрақтылығын бағалау үшін адиабатты (а) және ылғаладиабатты (ыа) температура градиенттері қолданылады:

$$\gamma_a \approx 0,98^\circ/100 \text{ м}$$

$$\overline{\gamma_{\text{ыа}}} \approx 0,66^\circ/100 \text{ м}$$

Ылғал адиабата градиенті ауа температурасы мен қысымға байланысты.

$P = 1000$ гПа, ауа температурасы 40, 20, 0, -20, -40 °С болғанда ылғал адиабата градиентінің мәні $\gamma_{\text{ыа}} = 0,32; 0,44; 0,66; 0,88; 0,98$ °/100 м тең болады.

$P = 500$ гПа, ауа температурасы 40, 20, 0, -20, -40 °С болғанда ылғал адиабата градиентінің мәні $\gamma_{\text{ыа}} = 0,26; 0,34; 0,52; 0,78; 0,95$ °/100 м тең болады.

Ауа температурасы төмен болғанда ылғал адиабата құрғақ адиабатаға жақындайды, яғни жылы ауа массасы суық ауа массасына қарағанда потенциалды түрде тұрақсыз болады.

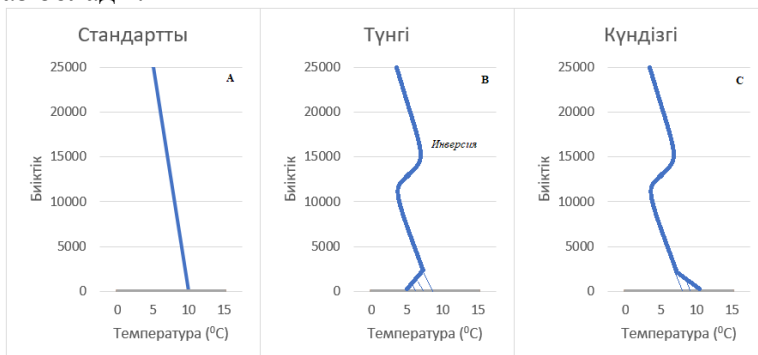
Егер белгілі бір қабатта $\gamma > \gamma_a$ болса, онда қабат тұрақсыз термодинамикалық теңдікте тұрады.

Егер $\gamma < \gamma_a$ болса, онда атмосфера қабатында тұрақты теңдік болады. Әсіресе, $\gamma < 0$ қабатында тұрақты, яғни ауа температурасы биіктік бойынша өсетін қабат (инверсия қабаты) немесе $\gamma = 0$ болатын, температура өзгермейтін қабат (изотермия).

Инверсия, изотермия және градиенттері нөлге жақын қабаттарды атмосфераның тежегіш қабаты деп атайды. Атмосфераның бұл қабаты барлық қозғалыстарға күшті тұрақтандыру әсерін тигізеді, турбулентті араласуды, конвективті ағындарды әлсіретеді, ұстап тұру қабаты мен одан жоғары және

төмен ауа қабаттары арасында ауа алмасуға кедергі жасайды.

Температураның горизонталь бойынша өзгеруін горизонтальды температура градиенті сипаттайды. Горизонтальды температура градиенті вертикальды температура градиентіне қарағанда шамамен 1000 есе аз болады.



Сурет 8.1 Ауа температурасының биіктік бойынша таралуы

Горизонтальды температура градиентінің шамасы 100 км-ге градустың ондық бөлігіне тең. Фронтальды аймақтар горизонтальды температура градиенттерінің жоғарылаған мәндерімен сипатталады, олар изотермаларға нормаль бойынша шамамен $5-10^{\circ} \text{C} / 100 \text{ км}$ жетеді.

8.2 Ауа температурасының адиабатты өзгерулері

Нақты бөлшектің ауа температурасының өзгеруін қарастырайық, бұл бөлшек пен қоршаған орта

арасында жылу алмасу жоқ деп есептейтін болсақ, онда:

$$\frac{dT}{dt} = 0$$

Ауаның термодинамикалық күйінің мұндай өзгеруі *адиабатты өзгеру* деп аталады. Адиабатты процесс кезінде ішкі энергия мен ауа температурасы сығылу мен кеңеюдің әсерінен өзгеріп отырады. Сығылғанда қысым мен ішкі энергия өсіп, ауа температурасы жоғарылайды. Кеңейгенде қысым мен ішкі энергия азайып, температура төмендейді.

Адиабатты процесстерге ұзақтығы аз және соның салдарынан қоршаған ортамен жылу алмасу аз болатын атмосфералық процесстерді жатқызуға болады.

Атмосфера статикасының негізгі теңдеуін қолданамыз:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad -\frac{\partial T}{\partial z} = \gamma, \quad (8.2)$$

мұндағы, γ – температураның вертикальды градиенті.

P-жүйесінде шешетін болсақ:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \tau \frac{\partial T}{\partial p} = 0, \quad (8.3)$$

Мұнда τ – вертикальды жылдамдықтың аналогі (X, Y, P жүйесі).

$$w = \frac{\partial Z}{\partial t} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial P}{\partial t}, \quad \frac{\partial P}{\partial t} = -\rho g \frac{\partial Z}{\partial t},$$

$$\tau = \frac{\partial P}{\partial t} = -w\rho g, \quad w = -\frac{1}{\rho g} \tau$$

$$w \frac{\partial T}{\partial z} = -\tau \frac{1}{\rho g} \frac{\partial T}{\partial z} = -\gamma \frac{1}{\rho g} \tau = -\gamma \frac{RT}{Pg} \tau$$

Онда теңдеу келесідей болады:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \gamma \frac{RT}{g} \frac{\tau}{P} = 0, \quad (8.4)$$

Бірақ, ауа массаларының вертикальды жылжуы кезінде жылудың келуі болмағанда да ауа бөлшегінің температурасы өзгереді: ауа бөлшегі төмен түскенде сығылудың әсерінен адиабатты түрде жылиды, яғни температура өседі, ал ауа бөлшегі жоғары көтерілгенде кеңею әсерінен адиабатты түрде салқиндайды, яғни ауа температурасы төмендейді:

$$\frac{dT}{dt} = \left(\frac{dT}{dt}\right)_1 - \left(\frac{dT}{dt}\right)_a, \quad (8.5)$$

мұнда $\left(\frac{dT}{dt}\right)_a \neq 0$ адиабатты процесс жағдайындағы T температураның өзгеруі.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = 0, \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_a = 0, \left(\frac{dT}{dt}\right)_a = w \frac{\partial T}{\partial z} = w\gamma_a$$

P-жүйесінде:

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_a = \tau \left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_a = \tau \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a \frac{dz}{dp} = -\gamma_a \frac{1}{\rho g} \tau,$$

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_a = -\frac{RT}{g} \gamma_a \frac{\tau}{p}, \quad (8.6)$$

Жылудың келуі келесідей теңдеумен өрнектеледі:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - (\gamma_a - \gamma) \frac{\tau}{p} \frac{RT}{g} = 0, \quad (8.7)$$

Теңдеудің оң жақ бөлігінде сыртқы көздерден келетін жылудың мөлшері (ε) ескерілуі керек. Мұнда ауа бөлшегі мен қоршаған бөлшектер арасындағы турбуленттік жылу алмасумен байланысты және нақты ауа бөлшегі бар көлемнің ішіндегі ылғалдың конденсациясы (булануы) нәтижесінде бөлінетін сәулелі жылу алмасумен байланысты келетін (кететін) жылу жатады. Бірақ, көбінесе $\varepsilon = 0$ тең болады.

8.3 Термикалық жел

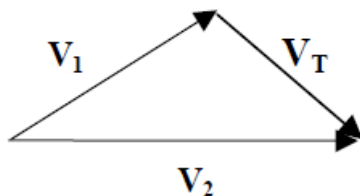
Еркін атмосферада жел бағытының өзгеруінде үйкеліс күші маңызды емес, температураның горизонтальды градиентінің әсерінен барикалық градиенттің өзгерулері маңызды рөлді атқарады. Бірақ барикалық градиент желдің бағытын анықтайды. Егер барикалық градиент биіктік өскен сайын бағыты бойынша термикалық градиентке жақындайтын болса, градиентті жел биіктікте изотермаға жақындайды. Еркін атмосферада нақты желдің градиентті желден айырмашылығы байқалмайды, сондықтан нақты жел де градиентті жел сияқты болады.

Термикалық жел дегеніміз – геострофикалық жел векторының атмосфераның төменгі деңгейінен

жоғарғы деңгейіне ауысуы кезіндегі өсуі, яғни геострофикалық желдің екі деңгейдегі векторлы айырмашылығы.

$$V_T = V_{g_2} - V_{g_1}, \quad (8.8)$$

Термикалық желдің векторы изотермаларға солтүстік жарты шарда жел бағытына қатысты төмен температуралар сол жағында, жоғары температуралар оң жағында болатындай етіп орналасады. Температураның горизонтальды градиенті қысым градиенті сияқты қызмет атқарады.



Сурет 8.2.Термикалық жел векторы

Жылдамдық векторы мен термикалық желдің векторының орналасуына қарап термикалық адвекция, яғни жылы және суық адвекция туралы айтуға болады.

Суықтың адвекциясы температурасы төменірек аймақтардан ауа массалары бағытталғанда, жылудың адвекциясы – температурасы жоғарырақ аймақтардан бағытталғанда орын алады. Ағыстардың бағытын абсолютті топография карталары (AT_{700} және AT_{500}) арқылы көруге болады. OT_{1000}^{500} карталары қабаттағы температураның таралуын көрсетеді.

изогипстерінен сол жаққа қарай (сағат тіліне қарама-қарсы) ауытқиды. В нүктесіне жылырақ ауа массалары тасымалданады (бұл нүктеде белгілі уақыттан соң температура жоғарылайды) – жылудың адвекциясы орын алады. Төменгі деңгейден жоғарғы деңгейге ауысқан кезде желдің оң жаққа бұрылуы орын алады, А нүктесінің оң жағындағы H_{1000}^{500} изотермалары H_{500} изогипстерінен оң жаққа қарай (сағат тілімен бағыттас) ауытқиды.

Солтүстік жарты шарда:

- Суықтың адвекциясына биіктікте желдің сол жаққа ауытқуы сәйкес келеді, H_{1000}^{500} изотермалары H_{500} изогипстерінен солға ауытқиды;

- Жылудың адвекциясына биіктікте желдің оң жаққа ауытқуы сәйкес келеді, H_{1000}^{500} изотермалары H_{500} изогипстерінен оңға ауытқиды;

Соған сәйкес, изотермалардың изогипстерден ауытқуы термикалық адвекцияның бағытын көрсетеді, екіншіден, әр түрлі биіктіктерде желдің бағытын білу арқылы атмосфераның әр түрлі қабаттарында температураның адвекциясы таңбасын (жылы адвекция, суық адвекция) анықтай аламыз.

- егер изотермалар изогипстерге параллельді болса (нөлдік адвекция), онда температурада өзгерістер болмайды.

Термикалық жел векторы

$$V_T = 6.74 \lg \frac{P_1}{P_2} \frac{g}{l} \frac{\partial T_m}{\partial v}, \quad (8.9)$$

тең болғандықтан, P_1 және P_2 деңгейлер арасындағы қабаттың үлкен қалыңдығына $\frac{\partial T_m}{\partial v}$ бірдей мәнінде V_T үлкен мәні сәйкес келеді.

Термикалық желді өте жиі H_{1000}^{500} үшін есептейді, мұндағы изогипс $2\text{ }^\circ\text{C}$ сайын жүргізілген қабат изотермаларына эквивалентті. Бұл картадағы бағыт изогипске жанасуымен анықталады (АТ карталарында да сол сияқты). Желдің жылу жылдамдығын кәдімгі градиент сызғышының көмегімен есептеуге болады, өйткені

$$V_T = \frac{g}{l} \frac{\partial H_{P_1}^{P_2}}{\partial n}$$

Сондай-ақ

$$(V_T)_{1000}^{500} = \frac{g}{l} \frac{dH_{1000}^{500}}{dn}. \quad (8.10)$$

Сонымен қатар, жылдамдық шкаласын орната отырып, үшбұрыш ережесі бойынша есептеудің графикалық әдісін қолдануға болады, мысалы, $1\text{ м/с} = 1\text{ см}$.

8.4 Ауа температурасының жергілікті өзгерулері

Еркін атмосферада және жер бетінде ауа температурасының жергілікті өзгерулері ауа массаларының адвекциясымен және трансформациясымен (өзгеруімен) анықталады:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{жерг}} = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{трансф}} - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right)_{\text{адв}}, \quad (8.11)$$

Сонымен қатар, метеорологиялық элементтердің тәуліктік жүрісі де әсер етеді. Еркін атмосферада температураның өзгеруіне вертикальды қозғалыстар да әсер етеді. Ауа бөлшектерінің жоғары көтерілуі кезінде температураның адиабатты төмендеуі, ал төмен түсуі кезінде – температураның адиабатты жоғарылауы жүреді.

Температураның өзгеруіне үлкен үлесті адвекция қосады:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right), \quad (8.12)$$

Теңдеудегі u және v құрамаларын u_g және v_g ауыстыратын болсақ,

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(-\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y}\right),$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\frac{g}{l}(H, T), \quad (8.13)$$

Натуралды координат жүйесінде:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial x} = -V_g \frac{\partial T}{\partial x},$$

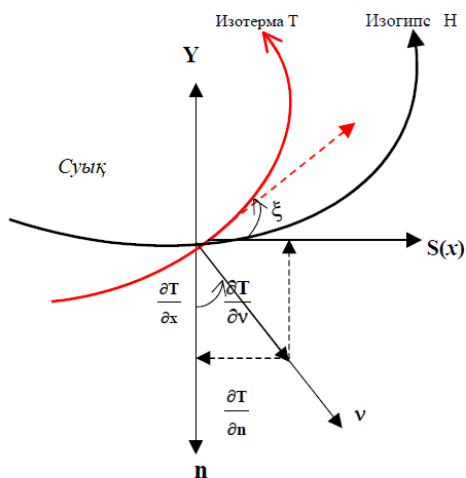
$$\sin \xi = \frac{\frac{\partial T}{\partial x}}{\frac{\partial T}{\partial l}}, \quad \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial v} \sin \xi,$$

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{\text{адв}} = -V_g \frac{\partial T}{\partial v} \sin \xi, \quad (8.14)$$

мұндағы, ξ – изотермалардың изогипстерден ауытқу бұрышы, яғни адвекция бұрышы (изогипстен изотермаға сағат тіліне қарсы бағыт оң қабылданады).

$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{adv} > 0$ - жылудың адвекциясы,

$\left(\frac{dT}{dt}\right)_{adv} < 0$ - суықтың адвекциясы.



Сурет 8.4. Натуралды координат жүйесінде белгіленуі

$\sin \xi > 0$ болғанда, яғни ξ 0 мен 90 градус аралығында – жылудың адвекциясы болады, изотермалар изогипстерден оңға ауытқиды;

$\sin \xi < 0$ болғанда, яғни ξ 0 мен минус 90 градус аралығында – суықтың адвекциясы болады, изотермалар изогипстерден солға ауытқиды;

$\xi = 90$ градус, $\sin \xi = 0$ градус болғанда нөлдік адвекция орнайды.

Ауа райы карталарында суықтың адвекциясы циклонның арты жағында суық фронттың артында немесе дамып келе жатқан антициклонның алдыңғы бөлігінде, яғни қысымның адвективті өсуі мен төмен бағытталған қозғалыстар қалыптасатын аймақтарда байқалады.

Жылудың адвекциясы циклонның алдыңғы және антициклонның артқы бөліктерінде, яғни қысымның адвективті төмендеуі және жоғары бағытталған қозғалыстардың аймақтарында байқалады.

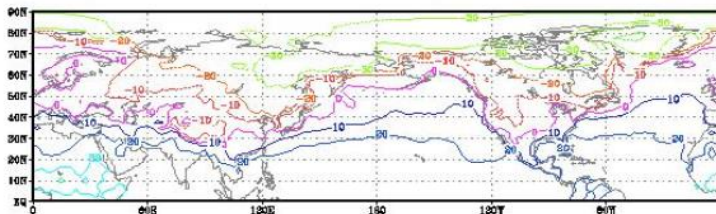
Тропосфераның термобарикалық алабында суықтың адвекция аймағынан жылу адвекциясы аймағы белгілі өтпелі зонамен бөлінген, онда адвекция жоқ. Осы өтпелі аймақтың ортасында изотермалар изогипске параллель болатын сызық жасалады. Бұл сызық нөлдік адвекция сызығы деп аталады. Нольдік адвекция сызығы суық адвекция аймағын жылу адвекциясы аймағынан бөледі және сонымен бірге адвективті қысымның өсу аймағын адвективті қысымның төмендеу аймағынан бөледі. Нөлдік адвекция сызығы (картадағы қос сызықшалы сызық) әдетте жыра мен жоталардың осьтері арқылы, ал жер бетінде – қысым жүйелердің орталықтары арқылы өтеді.

8.5 Жер шары бойынша ауа температурасының таралуы

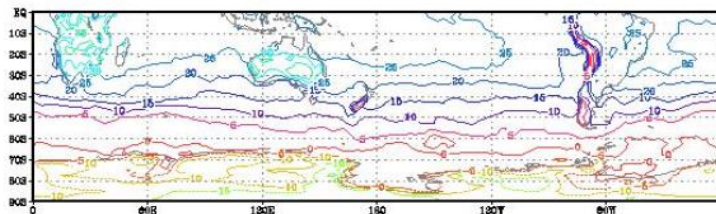
Жер шарында ауа температурасының таралуы атмосфераға және жер бетіне күн радиациясының келу жағдайларына, төселме беткейдің сипатынан

байланысты оны жұтуына, ауа массаларының тасымалдануын қамтамасыз ететін атмосфераның жалпы циркуляциясына байланысты.

а)



б)



Сурет 8.5. Солтүстік (а сурет) және оңтүстік (б сурет) жарты шарлардағы теңіз деңгейіндегі ауа температурасының алабы, қаңтар 2001 жыл

Қыста солтүстік жарты шардың негізгі суық полюсі (және Антарктидадан кейінгі Жердегі суықтың екінші полюсі) Якутия болып табылады, мұнда шамалы бұлт кезінде қар жамылғысының күшті сәуле шашуы мен ауаның тұрып қалуы ауа температурасын тағы да төмендетеді.

Верхоянск станциясында ($-67,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) ең төменгі температура тіркелген деп саналған, кейіннен Верхоянскіден оңтүстік-шығысқа қарай биік таулы алқапта жатқан Оймякон станциясында қаңтар айының

орташа ауа температурасы -50°C жетеді, минимальды температура $-77,8^{\circ}\text{C}$ тең.

Солтүстік жарты шардағы суықтың екінші полюсі Гренландияның орталығында орналасқан ($-66,1^{\circ}\text{C}$). Канадада қаңтар айындағы минимумдар $-62,8^{\circ}\text{C}$ дейін жетеді.

Қыста континенттердің бір ендік бойында батыс және шығыс шеттері арасында үлкен температуралық айырмашылықтар болады – материктердің батыс шеттері шығысқа қарағанда айтарлықтай жылы болады, бұл ауаның жылы мұхиттан келуімен байланысты.

Жылы Атлант мұхитының арқасында Еуропадағы -20°C изотермасы 83° с.е. дейін ығысады, ал Азия континентінің шығыс бөлігінде $45-50^{\circ}$ с.е. дейін төмендейді (кесте 6).

Осы уақытта жаз болатын оңтүстік жарты шарда изотерма алабы 30° о.е. төмен аудандарда зоналдылықпен ерекшеленеді. Оңтүстік Америка мен Африкада шілденің орташа температурасы 28°C -дан, Австралия үстінде 32°C -дан жоғары аймақтарды анықтауға болады.

Кесте 6

Әр түрлі нүктелердегі ауа температурасының салыстырмалы сипаттамасы

Пункттер	Солтүстік ендік	Ауа температурасы		
		қаңтар	шілде	жыл
Владивосток	43	-13.1	18.5	5.0
Ницца	43	8.4	23.9	15.7
Марсель	43	6.3	22.6	13.9
Жаңа Жер	75	-12.4	4.7	-7.0
Париж	48	2.3	18.3	10.0
Мәскеу	56	-10.2	18.1	3.8

Якутск	62	-43.2	18.7	10.3
--------	----	-------	------	------

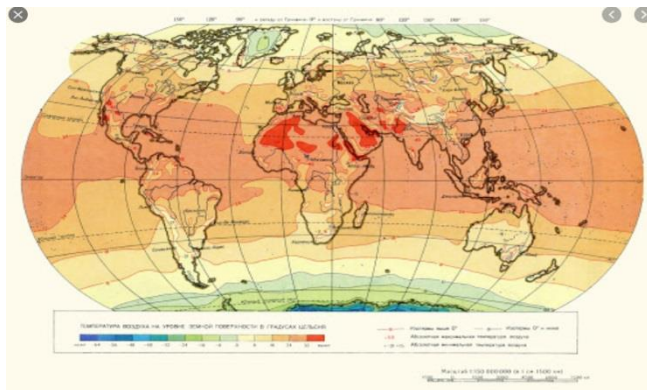
Жазда ауа температурасының таралуы қыс айларына қарағанда тегістеу болады. Изотермалар негізінен ендік шеңберлеріне параллель орналасқан.

Арктиканың кіші аймағында ғана 80° с.е. солтүстікке қарай шілдеде ауаның орташа айлық температурасы 0 °С-тан төмен. +10 °С изотермасы Азия мен Америка континенттерінің солтүстік шеттерін бойлай өтіп, ормандар өспейтін аумақты шектейді. Изотермалар негізінен ендік шеңберлеріне параллель орналасқан.

Материктер жазда мұхиттарға қарағанда жылы болады. Якутиядағы +20 °С изотермасы 60° с.е. дейін көтеріледі, ал Якутск өзі шілдеде Мәскеуге қарағанда жылырақ (шілде айындағы орташа ауа температурасы 18,7 °С, максимум 38 °С).

Солтүстік жарты шарда ауаның 35 °С-дан жоғары орташа айлық температурасы Африка мен Азияда тропиктің екі жағында орналасқан кең аумаққа тән.

Жазда континенттерде бірнеше жылу полюстері пайда болады. Сахарада 25° с.е. бойында булану жоқ болғандықтан шілде айының орташа ауа температурасы 40 °С, Ирак (Бағдадта) 35 °С, Термезде (Орталық Азия) 32 °С дейін жетеді. Ең жоғары температура 56 °С-қа дейін көтерілетін Иранда жергілікті мақал «Жер оттан, жел жалыннан» дейді. Өлім даласында (Оңтүстік Калифорния) терең шұңғымада (теңіз деңгейінен 53 м төмен) шілденің орташа температурасы 39 °С-қа жетеді, ал максимум солтүстік Африкадағыдай 57 °С-қа дейін көтеріледі.



Сурет 8.6. Жер шары бойынша ауа температурасының таралуы

Қызыл теңіз жағалауын үнемі ыстық және ылғалды климат сипаттайды. Мұнда ауаның орташа температурасы шілдеде 35°C , қаңтарда 26°C жетеді. Жазда максимум күн сайын 40°C дейін көтеріледі.

Мұхиттар үстінде, сондай-ақ Африка мен Оңтүстік Американың ыстық тропикалық ормандары аймақтарында шілде айының орташа температурасы 27°C -тан жоғары емес.

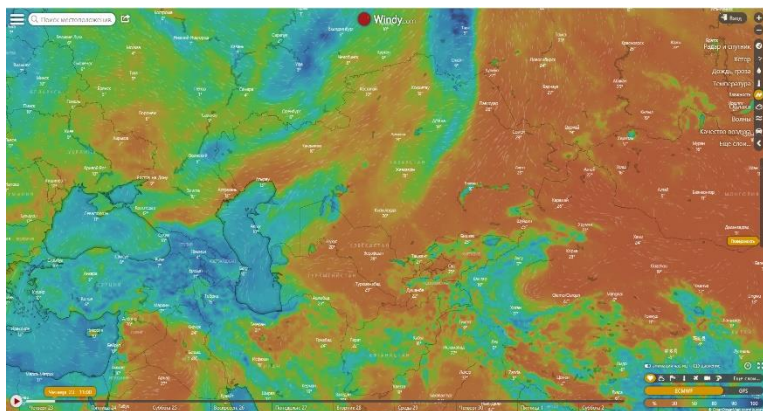
Осы уақытта оңтүстік жарты шарда басым болатын қыстың температуралық алапқа әсері аз. Құрлық төмен ендіктерде шоғырланған, мұнда қатты салқындау мүмкін емес. 55° о.ендікке жетіп, Оңтүстік Американың шеті соншалықты тар, ол теңіз климатына ие, ол сонымен бірге кез келген салқындатуды болдырмайды. Оңтүстік жарты шардың теңіздік климаты қысқы изотермалардың дерлік бұзылмаған зоналық орналасуымен көрінеді.

9 ЫЛҒАЛДЫЛЫҚ АЛАБЫ

Атмосфераға түсетін су буының көзі судың булануы жүретін төселме беткей болып табылады. Турбулентті араласу мен реттелген (горизонтальды және вертикальды) ауа ағындары процесстерімен су буы жоғары қабаттарға және булану болып жатқан территориядан алыс аймақтарға тасымалданады. Осы процесстердің әсерінен Жер бетінде, шекаралық қабатта және еркін атмосферада ылғалдылық алабы құрылады.

Қыс мезгілінде солтүстік жарты шарда су буы парциалды қысымының экватор маңында максимумы бақыланады. Бұл максимум тропиктік ормандармен қамтылған мұхиттар мен құрлықтардың үстінен белсенді булану нәтижесінде орын алады. Солтүстік полюстарға қарай су буының парциалды қысымы тез азаяды, әсіресе құрлық үстінде мұхитқа қарағанда тез азаяды. Солтүстік жарты шарда минималды су буының парциалды қысымы Азияның солтүстік бөлігінде (ауа температурасы төмен болғанда) бақыланады. Солтүстік Американың солтүстік-шығысында да парциалды қысым өте аз бақыланады. Атлант пен Тынық мұхиттары бұл мерзімде жоғары ылғалдылықты аймақтар болып саналады. Нәтижесінде зональды бағытта құрлықтар мен мұхиттар арасында ылғалдылықтың үлкен контрасттары пайда болады. Қоңыржай ендіктерде батыс тасымалдануы кезінде құрлықтардың батыс бөліктеріне ылғалды және жылы ауаның қарқынды адвекциясын қамтамасыз етеді, бұл аумақтарда жылы және ылғалды қыстың қалыптасуына әсер етеді.

Жазда солтүстік жарты шарда су буы парциалды қысымының максимумы солтүстікке қарай таралады. Полюстерге қарай ылғалдылықтың азаюы қысқа қарағанда баяу жүреді.



Сурет 9.1 Windy.com сайтынан алынған ылғалдылық алабы

Мұхит үстінде ылғалдылық қысқа қарағанда жазда артады, сонымен қатар төселме беткейдің жоғары температуралары кезінде буланудың әсерінен құрлықтарда да ылғалдылық артады. Сондықтан, мұхиттар мен құрлықтарда контраст орын алмайды.

9.1 Ауа ылғалдылығының уақыт бойынша өзгеруі

Ылғалдылықтың локальді өзгерулері су буының горизонталь және вертикаль бойынша тасымалдануы мен трансформациялық өзгерулері нәтижесінде

анықталады. Су буының массалық үлесінің жергілікті өзгеруін келесі формуламен анықтаймыз:

$$\Delta q = \Delta q_a + \Delta q_w + \Delta q_t, \quad (9.1)$$

мұндағы, Δq_a - ылғалдылықтың адвективті өзгеруі температураның адвективті өзгеруі сияқты анықталады;

Δq_w - вертикаль бойынша су буының тасымалдануынан ылғалдылықтың өзгеруі – реттелген вертикальды қозғалыстардың мәліметтері негізінде аэрологиялық диаграмма көмегімен есептеледі;

Δq_t - ылғалдылықтың трансформациялық өзгерулері – тәуліктік өзгеру $\Delta q'_t$ мен ылғалды ауаның төселме беткейден тасымалдануы процессіндегі өзгеруінің $\Delta q''_t$ қосындысы ретінде анықталады:

$$\Delta q_t = \Delta q'_t + \Delta q''_t$$

Құрлық үстінде атмосферадағы су буының тәуліктік жүрісінің 3 түрі бар:

1) екі максимум (таңертең және кешке) және екі минимум (түнде және күндіз);

2) күндіз максимум және түнде минимум, бұл жүрісте шық нүкте тапшылықтың тәуліктік жүрісі ауа температурасының тәуліктік жүрісімен сәйкес келеді;

3) тәулік бойы ылғалдылықтың жүрісі бірдей, шық нүкте тапшылығының тәуліктік амплитудасы ± 1 °C құрайды. Жылы мерзімде қоңыржай ендіктерде шық нүктесінің тәуліктік жүрісінің 1-типі басым болады, екі максимум және екі минимум. Күн шыққан соң төселме беткейдің температурасы өскен сайын

ылғалдың булануы артады, соның нәтижесінде жер бетінде ылғалдылық артады. Ылғалдылықтың артуы шамамен таңертеңгі 9-10 сағатқа дейін жалғасады, содан соң ылғалдылық төмендей бастайды. Бұл төмендеу турбуленттік араласудың күшеюімен түсіндіріледі, яғни жер бетінен су буы атмосфераның жоғарғы қабаттарына тасымалданады. Сондықтан, түстен кейін (15-16 сағ.) буланудың қарқынды болуына қарамастан тәуліктік жүрісінде ылғалдылықтың минимумы бақыланады. Күн батқан соң (21-22 сағ.) турбуленттік араласу әлсіреп, ылғалдылықтың тәуліктік жүрісінде екінші максимумы бақыланады. Түнде буланудың әлсіреумен екінші минимум орнайды.

Шекаралық қабаттан жоғары ылғалдылықтың тәуліктік жүрісі жер бетіндегі тәуліктік жүріске қарама-қарсы болады:

1) ылғалдылықтың тәуліктік жүрісінің бұл типі азбұлтты ауа райы, құрғақ топырақ пен құрғақ адиабата градиентінің үлкен қалыңдығы жағдайына тән;

2) күндіз максимум және түнде минимум бақыланатын ылғалдылықтың тәуліктік жүрісінің бұл типі бұлтты ауа райында (нөсерлі жауын жауады), ылғалды топырақ пен құрғақ адиабата болмағанда немесе аз қалыңдығында бақыланады. Бұл тип жиі жылдың суық мезгілінде құрлық үстінде және жыл бойы мұхит акваториясында бақыланады;

3) бұл тип екінші типке ұқсас, бірақ бұл жағдайда бұлттардан ақ жауын жауады.

9.2 Жауын-шашын алабы

Жауын-шашын деп – бұлттардан қатты немесе сұйық күйінде түсетін немесе ауадан жер бетіне және ондағы заттарға қонатын суды айтамыз.

Атмосфералық жауын-шашындардың мөлшері – горизонтальды беткейге жиналған су қабатының биіктігі, мм-мен өлшенеді.

Жауын-шашынның қарқындылығы – уақыт бірлігінде жауған жауын-шашынның мөлшері, мм/сағ, мм/12 сағ, мм/тәулік–пен өлшенеді.

Фазалық күйіне байланысты сұйық (жаңбыр, сіркіреуік), қатты (қар, қар жармасы, бұршақ) және аралас (қар аралас жаңбыр, бұршақпен бірге жаңбыр) болып бөлінеді.

Морфологиялық жағдайына байланысты сіркіреуік, жаңбыр, қар, ылғалды қар, қар жармасы, бұршақ болып бөлінеді.

Жауын-шашынның генетикалық классификациясы:

- Ақ жауын – реттелген жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстар аймақтарында ауаның адиабатты салқындауымен байланысты қатпарлы-жауын (Ns) бұлттарынан түсетін жауын.

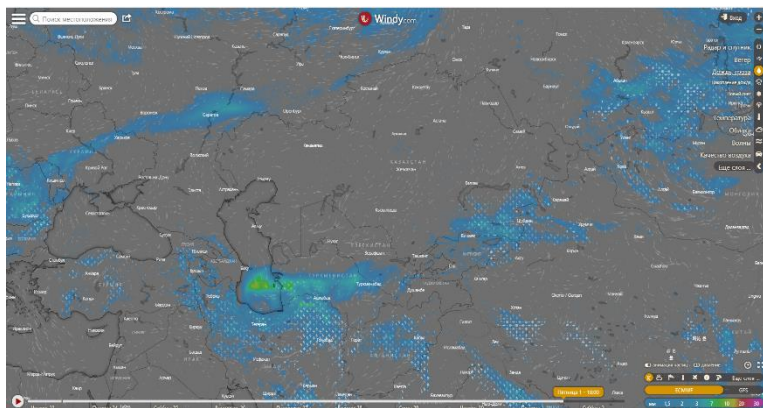
- Нөсерлі жауын – конвективті жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстар аймақтарында көбінесе адиабатты салқындаумен байланысты будақ-жауын бұлтынан (Cb) түсетін жауын. Нөсерлі жауын-шашынның қарқындылығы жоғары және уақыт бойынша тез өзгереді. Нөсерлі жауынмен бұршақ, найзағай және дауылдар қатар жүруі мүмкін.

- Сіркіреуік жауын – төселме беткейден шекаралық қабатқа дейінгі аралықта су буының турбулентті араласуы нәтижесінде және ауаның адиабатты емес салқындауы кезінде (бұлттардың жоғарғы шекарасының эффективті сәуленуі нәтижесінде) қатпарлы (St) және қатпарлы-будак (Sc) бұлттарынан түсетін жауын.

Синоптикалық классификациясы бойынша:

- Ішкімассалық – көбінесе сіркіреуік жатады;
- Фронтальды – ақ жауындар жатады.

Нөсерлі жауын ішкімассалық та, фронтальды да болуы мүмкін.



Сурет 9.2. Windy.com сайтынан алынған жауын-шашын алабы

Жауын-шашынның кеңістіктік-уақыттық таралу ерекшеліктері

Жауын-шашындар уақыт және кеңістік бойынша өте өзгермелі болып келеді. Жауын-шашын алабы кеңістіктің әрбір нүктесінде нақты белгіленген

уақыт интервалындағы жауған жауынның қосындысы ретінде сипатталады. Осы уақыттың ұзақтығына байланысты И.В. Литвинов жауын-шашынның келесідей алаптарын қарастырады:

- Қалыптасқан жауын-шашындар - берілген территориядағы жауын-шашын алып келетін бір синоптикалық жағдайдың соңғы нәтижесі. Олар нақты синоптикалық процесстің дамуы кезінде қалыптасқан бір немесе бірнеше аумақтардан түскен жауын-шашындардан құрылуы мүмкін.

- Қысқамерзімді жауын-шашындар – бірнеше минуттан 1 сағатқа дейінгі құрылған жауын-шашын алабы. Мұндай алаптар жеке дақтардан тұрады.

- Жинақталған жауын-шашын алабы – жауын-шашынның тәуліктік суммасы арқылы декадалық, айлық, маусымдық және жылдық алаптарын құрастыруға болады, бұл жинақталған жауын-шашын алабы деп аталады.

- Шұғыл жауын-шашын алабы – үлкен территориялардағы тәуліктік және жарты тәуліктік жауын-шашын суммасы.

Нөсерлі жауын мен найзағай алабы

Нөсерлі жауын будақ-жауын бұлтынан нөсерлі жаңбыр, қар, ылғалды қар, қар жармасы және бұршақ түрінде түседі. Нөсерлі жауынның жауу ықтималдығы жеке бұлт құрылымдарының сызықтық өлшемдері мен қарастырылып жатқан территорияны бұлттың жабу дәрежесіне байланысты.

Қоңыржай ендіктерде нөсерлі жауындардың жылдық жүрісі ауа температурасының жылдық жүрісіне сай болады. Құрғақ климат аймақтарында жазда ауа массалары құрғақ болады, сондықтан жақсы

дамыған конвекцияға қарамастан конденсация деңгейіне жетпейді және конвективті бұлттылық түзілмейді, нөсер жауын көбінесе жаумайды.

Тәуліктік жүрісінде құрлық үстінде ішкімассалық нөсерлі жауынның максимумы – түстен кейінгі уақытта, минимум – түнде бақыланады, мұхит үстінде керісінше.

Ішкімассалық нөсерлі жауын алабы ошақты сипатты болып келеді, ошақтың ортасында қарқындылығы 3-5 мм/мин-тан ошақтың сыртына қарай 0,01-0,02 мм/мин-қа дейін әлсірейді. Ішкімассалық нөсерлі жауынның ұзақтығы 35-40 минут.

Фронтальды нөсерлі жауындар ақ жауындармен бірге жауады, қарқындылығы жоғары және қысқамерзімді болып табылады. Ұзақтығы фронттың типіне байланысты 30 минуттан 2 сағатқа дейін созылуы мүмкін.

Найзағай нөсерлі жауын сияқты жақсы дамыған будақ-жауын бұлтынан пайда болады. Қоңыржай ендіктерде найзағай бұлттардың жоғарғы шекарасы -23°C изотермасынан жоғары орналасқанда, вертикальды жылдамдық 9 м/с-тан жоғары, жер бетіндегі су буының массалық үлесі 9,2 ‰, 850 гПа деңгейінде 7,0 ‰, 700 гПа деңгейінде 3,8 ‰ болғанда пайда болады.

Найзағайдың тәуліктік және жылдық жүрісі нөсерлі жауынның тәуліктік және жылдық жүрісіне ұқсас.

Ақ жауын және сіркіреуік жауынның алабы

Ақ жауындар көбінесе Ns-As фронтальды бұлт жүйелерінен жауады. Онда су буының мұз кристалдарына сублимациясы жүріп, мұз кристалдары өсіп, тамшыға қарағанда тез түседі және жол бойында тамшыларды өздеріне қосып алады. Кейде ақ жауындар ішкімассалық қатпарлы (St) және қатпарлы-будак (Sc) бұлттарынан (бұл бұлттардың қалыңдығы үлкен, температурасы төмен, бұлттардың жоғарғы шекарасында мұз кристалдарын қамтамасыз ете алған жағдайда) жаууы мүмкін. Ақ жауын алабы нөсерлі жауын алабына қарағанда біртекті, бірақ кейде қарқындылықтары әр түрлі болуы мүмкін.

Сіркіреуік жауын ішкімассалық қатпарлы және қатпарлы-жауын бұлттарынан жауады.

10 АУА МАССАЛАРЫ

Ауа массасы дегеніміз – горизонтальды өлшемдері бірнеше жүз немесе мың километр, вертикальды өлшемдері шамамен 5 км-ге дейін болатын, ауа температурасы мен ылғалдылығының біртектілігімен сипатталатын және атмосфераның жалпы циркуляциясының бір ағысындағы біртекті жүйе ретінде жылжитын ауаның үлкен көлемі.

Ауа массаларының біртектілігі біртекті төселме беткейдің үстінде және ұқсас радиациялық жағдайларда құрылуына байланысты. Сонымен қатар, ауа массасы құрылған ауданында ұзақ уақыт тұрақталып қалатындай циркуляциялық жағдайлар қажет.

Ауа массаларындағы метеорологиялық элементтердің мәні аз өзгереді – олардың үздіксіздігі сақталады және горизонтальды градиенттері аз болады. Горизонтальды градиенттердің бірден өсуі және градиенттердің бағытының өзгеруі екі ауа массасы арасындағы ауыспалы аймақта орын алады.

Ауа массасының қасиетін сипаттаушы ретінде псевдопотенциалды температура алынады. *Псевдопотенциалды температура* шын ауа температурасы мен оның ылғалдылығын сипаттайды. Ауа массалары атмосфераның жалпы циркуляциясының негізгі ағыстары сияқты болады. Ауа массаларының горизонтальды бағыттағы сызықты алымдылығы мыңдаған километрлермен өлшенеді. Вертикаль бойынша ауа массалары тропосфера қабатына дейін, кейде тропосфераның жоғарғы қабатына дейін созылып жатады.

Ауа массаларының әрекеттесуі нәтижесінде пайда болған объекттер – ауыспалы аймақтар (фронтальды беткейлер), бұлттылық пен жауын-шашынның фронтальды бұлттылық жүйесі, циклондық әрекеттердің де алымдылығы ауа массаларының алымдылығы сияқты болады.

Ауа массаларының шекаралары нақты болады, басқа ауа массаларынан бөліп тұрады.

Әр түрлі қасиетті ауа массаларының арасындағы ауыспалы аймақ – фронтальды беткей деп аталады.

10.1 Ауа массаларының құрылу ошақтары

Ауа массалары құрылу ошақтарында нақты сипаттарға ие болады.

Ауа массаларының құрылу ошақтары нақты талаптарға сәйкес болуы керек:

- су немесе құрлықтың төселме беткейлерінің біртектілігі;
- радиациялық жағдайлардың біртектілігі;
- осы ауданда ауаның тұрақталуына алып келетін циркуляциялық жағдайлар.

Ауа төмен түсіп, горизонтальды бағытта таралатын аймақтар көбінесе *құрылу ошақтары* болып табылады. Мұндай талаптарға антициклонды жүйелер сәйкес келеді. Антициклондар циклондарға қарағанда аз жылжымалы, сондықтан ауа массаларының құрылуы азжылжымалы (квазистационарлы) антициклондарда орын алады.

Сонымен қатар, құрылу ошақтарының талаптарына құрлықтың жылынған аймақтарында

пайда болған азжылжымалы және сейілген термикалық депрессиялар да сәйкес келеді. Полярлы ауаның құрылу ошағы – атмосфераның жоғарғы шекарасында жоғары ендіктердегі азжылжымалы, терең орталық циклондар болып табылады. Бұл барикалық жүйелерді синоптика тұрғысынан ауа массаларының құрылу ошақтары деп атауға болады.

10.2 Ауа массаларының географиялық классификациясы

Ауа массалары, ең алдымен, олардың құрылу ошақтарының ендік шеңберлерінің бірінде – арктикалық немесе антарктикалық, полярлы немесе қоңыржай ендікте, тропикалық және экваториальдыда орналасуына байланысты жіктеледі.

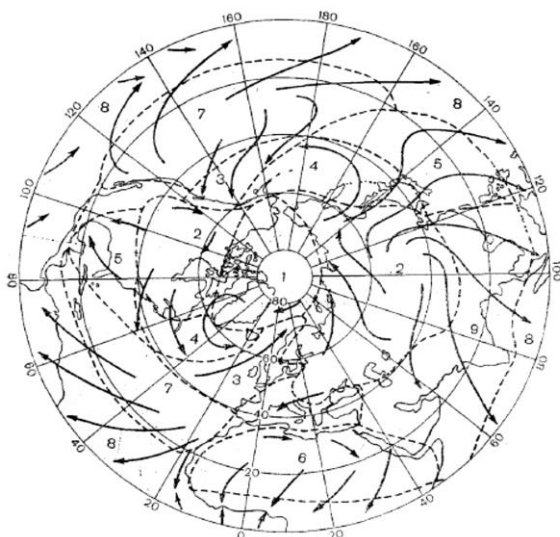
Ауа массаларының географиялық классификациялары бойынша барлық ауа массаларын олардың құрылу ошақтары орналасқан ендік шеңберіне сәйкес келесі негізгі түрлерге бөлуге болады:

- арктикалық немесе антарктикалық ауа,
- полярлы немесе қоңыржай ауа,
- тропикалық ауа,
- экваторлық ауа.

Экваторлықтан басқа ауа массаларының әрқайсысы құрылу ошағының төселме бетінің сипатына байланысты теңіздік және құрлықтық болуы мүмкін. Мысалы, қоңыржай ендіктің ауасы теңіздікте, құрлықтықта бола алады. Қоңыржай ендіктің ауасын кейде полярлы деп атайды. «Экваторлық ауа» термині қолданыстан шыққан, өйткені оның тропикалық

ауамен температурасында айтарлықтай айырмашылықтар жоқ. Сондықтан оны әдетте тропикалық ауаның бір түрі – ылғалды тропикалық ауа деп санайды.

10.1 және 10.2 суреттерде ауа массаларының құрылу ошақтарының орналасуы көрсетілген. Құрылу ошақтарының шекарасынан басқа, олар жер бетіне жақын ауа ағындарының басым бағытын көрсетеді.

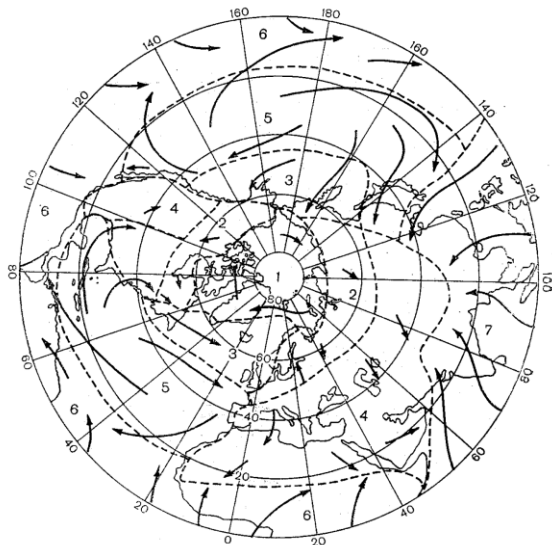


Сурет 10.1 Ауа массаларының қыста қалыптасу ошақтары. С.Петтерсен бойынша.

Ауа: 1 – арктикалық, 2 – қоңыржай ендіктік құрлықтық, 3 - қоңыржай ендіктік теңіздік, 4 және 5 – ауыспалы, 6 – тропикалық құрлықтық, 7 – тропикалық теңіздік, 8 – экваториальды, 9 – муссонды.

Қысқы картада, атап айтқанда, мұхит бетімен қозғалғанда бір түрдегі ауа массасы екінші түрге айналатын орталықтар белгіленген. Бұл Атлантикалық

және Тынық мұхиттарындағы құрлықтық қоңыржай ауа теңіздік қоңыржай ауасына айналатын 4 аймақ және екі мұхиттағы құрлықтық қоңыржай ауа теңіздік тропикалық ауаға айналатын 5 аймақ. Белсенді трансформация процессінде осы аудандарда болатын ауа массаларын С. Петтерсен өтпелі деп атады.



Сурет 10.2 Ауа массаларының жазда қалыптасу ошақтары. С.Петтерсен бойынша.

Ауа: 1 – арктикалық, 2 – қоңыржай ендіктік құрлықтық, 3 - қоңыржай ендіктік теңіздік, 4 – тропикалық континентальды, 5 – тропикалық теңіздік, 6 – экваторлық, 7 – муссонды.

Қыста Азияның оңтүстігінде (9-шы ошақ) азиялық қысқы муссондық жүйеде қоңыржай ендіктердің құрлықтық ауасы тропикалық ауаға, алдымен құрлықтық ауаға, содан кейін теңіздік ауасына айналады, сондықтан оны ауа массасы құрылу ошақтарының схемасында муссонды деп атайды

(сур.10.1). Сол сияқты ауа массаларының ошақтарының жазғы таралуын бейнелейтін 10.2-ші суретте азиялық жазғы муссондық жүйеде қалыптасатын ауа (7-ші ошақ) муссонды деп аталады.

10.3 Ауа массаларының трансформациясы

Циркуляциялық жағдайлардың өзгеруіне байланысты ауа массалары құрылу ошақтарынан көрші аудандарға тасымалданып, басқа ауа массаларымен әрекеттеседі.

Жылжу барысында ауа массасы өзінің қасиеттерін өзгерте бастайды: бұл өзгеру құрылу ошағаның қасиеттеріне ғана емес, көрші ауа массаларының қасиетіне де, ауа массасы өтетін төселме беткейдің құрамына, ауа массасының құрылу уақытынан бастапқы уақыт ұзақтығына байланысты.

Бұл әсерлер ауадағы ылғалдың болуының өзгеруіне, сонымен қатар жасырын жылуының босап шығуы немесе төселме беткеймен жылуалмасу нәтижесінде ауа температурасының өзгерулеріне алып келеді.

Ауа массасы құрамының өзгеру процессін трансформация немесе эволюция деп атайды.

Ауа массаларының жылжуымен байланысты трансформация динамикалық деп аталады. Ауа массаларының жылжуы жылдамдығы әр түрлі биіктіктерде әр түрлі болады, желдің ауытқуы турбулентті алмасуға алып келеді. Ауаның төменгі қабаттары жылынса, онда тұрақсыздық пайда болып, конвективті араласу дамиды.

Көбінесе ауа массасының трансформациясы 3 – 7 тәулік аралығында бақыланады. Оның аяқталуының белгісі күн өткен сайын ауа температурасының тұрақталуы болып табылады.

Температураның тұрақталуы дегеніміз берілген аудандағы берілген жыл мезгіліне тән температураға сәйкес келуі.

Температураның тұрақталу процессін жаңа ауа массасының құрылу процессі деп қарастыруға болады.

Төселме беткей ауысқанда, яғни ауа массасы құрлықтан теңізге жылжығанда ауа массаларының трансформациясы қарқынды жүреді.

Жерге жақын қабатта ауаның термикалық трансформациясында ауа массасы мен теңіздік төселме беткей арасындағы жылу алмасу негізгі рөлді атқарады.

Теңіз үстінде суық ауаның жылу қарқындылығы су мен ауа температураларының айырмашылығына тура пропорционал. Эмпирикалық бағалауға сәйкес, теңіз үстіндегі суық ауаның термикалық трансформациясының шамасы мына туындыға тура пропорционал:

$$(T - T_w) * t, \quad (10.1)$$

мұндағы, T – континентальды ауа температурасы, T_w – теңіз беткейінің температурасы, t – континентальды ауаның теңіз үстімен жылжу уақыты (сағат).

Әлсіз жел кезінде күшті жел кезіне қарағанда ауа тез жылынады, алайда атмосфераның тек жіңішке қабаты ғана жылынады. Күшті жел кезінде араласуға

1,5 км және одан жоғары қабат қатысады. Теңіз үстінде қоңыржай және күшті желдердің қайталанушылығы жанама индикатор болып табылатын қарқынды турбулентті жылу алмасу жылы ауаның жоғарғыға тез таралуына жағдай жасайды. Бұл кезде биіктік бойынша суықтың адвекциясы өседі, бұл ауа массаларының тұрақсыздығына алып келеді.

Теңіз үстінде жылжығанда континентальды ауа жылып қана қоймай, ылғалмен қамтамасыз етіледі, бұл жағдайда конденсация деңгейі төмендеп, ауа массаларының тұрақсыздығына алып келеді.

Ылғалды ауаның жоғары көтерілуінде конденсация процесі нәтижесінде буланудан жасырын жылу бөлінеді. Бөлінген конденсация жылуы (буланудың жасырын жылуы) ауаны жылытуға жұмсалады. Ылғалды ауа жоғары көтерілгенде температураның төмендеуі ылғаладиабата заңы бойынша, яғни ауа құрғақ болғанға қарағанда жай жүреді.

Теңіз үстінде жылжу барысында ауа массасы жылынып және ылғалданып, атмосфераның 1,5 км қабатында тұрақсыздыққа ие болады. Онда тек динамикалық емес, термикалық конвекцияда да қарқынды дамиды. Соның нәтижесінде деформацияланған жабық ұяшықтардан тұратын будақ бұлттылығы түзіледі.

Теңіз үстінде бұлттылықтың пайда болуы мен оның өзгеруі ауа массасының жылжу жолында ауа температурасының өзгеруіне алып келеді. Пайда болған бұлттылық сәулеленуге экран болып, атмосфераның қарсы сәуле шашуын құрайды.

Сонымен қатар бұлттылық ұяшығы перифериясында ауаның төмен бағытталған ағындары қалыптасады. Ауа төмен түскенде қанығу жағдайынан алыстап, адиабатты түрде жылынады. Теңіз үстіндегі жиынтық төмен бағытталған ағын ауа температурасының өзгеруіне маңызды әсер етеді.

Температураның өсуінде альбедо маңызды рөл атқарады: қыста қар жамылғысы бар құрлық үстінен (альбедо, орташа алғанда 0,7) ашық теңіз беткейіне (альбедо, орташа алғанда 0,2) ауаның жылжуы нәтижесінде ауа температурасы 5 – 10 °С дейін өседі.

Әртүрлі биіктікте температураның біркелкі емес адвекциясы тұрақтылықтың жоғарлауына әкеледі, егер жылудың адвекциясы биіктеген сайын күшейсе немесе суықтың адвекциясы азайса. Биіктік бойынша жылудың адвекциясы азайғанда немесе суықтың адвекциясы күшейгенде ауа массасының тұрақсыздығы артады. Үлкен әсер төменгі қабаттағы адвекцияның таңбасы жоғарғы қабаттағы адвекцияның таңбасына қарама-қарсы болған кезде болады. Ауа массасының жоғарғы қабатының радиациялық салқындауы тұрақсыздықтың жоғарлауына, ал жылынуы – тұрақтылықтың жоғарлауына ықпал етеді. Төменгі және ортаңғы тропосферадағы су буының конденсация процесстері стратификацияның тұрақсыздығының жоғарлауына, ал булану оның төмендеуіне ықпал етеді.

Ауа массасының құрлық пен теңіз үстінде өзгеруінің шарттары әртүрлі. Жазда құрлық үстінде суық ауаның трансформациясы ең қарқынды жүреді, ал трансформация жылдамдығы ауаның жерге жақын орналасқан қабатындағы және төселме беттің

температуралары арасындағы айырмашылықтан бағынышты.

Қыста континенттің үстінде жылы ауа массаның трансформациясы кезінде температураның өзгеруі тропосфераның барлық төменгі бөлігіне таралады және олардың мәні бойынша жазда құрлықтың үстіндегі суық ауа массасы температурасының өзгеруімен салыстыруға болады. Трансформация кезінде атмосфераның термикалық тұрақтылығы артады. Трансформация температуралық және ылғалдылық режимі бойынша 5-6-шы күндері аяқталады.

Қыста, қар жамылғысы болған кезде, аймаққа енген салыстырмалы суық ауа массасы жиі салқындауды жалғастырады, әсіресе түнде қатты, алғашқы екі-үш түнде температура 10–15 °С-ға төмендеуі мүмкін. Келесі күндері түнгі температураның төмендеуі әлсірейді. Егер температурасы 0 °С-ға жақын салыстырмалы түрде жылы ауа массасы қар жамылғысының үстімен жылжыса, онда температураның тәулік аралық айырмашылықтары аз және тек 1–2 °С құрайды. Бұл мұндай жағдайда төселме беттің нәтижелі сәулелешіғаруын азайтатын төменгі бұлттардың, кейде тұманның тегіс жамылғысының болуымен байланысты. Сонымен қатар, ауа мен еріген қардың температуралық айырмашылығы шамалы.

Шаңды немесе құмды дауылдарда шаңмен тіке күн сәулесінің жұтылуы жер бетіне жақын ауа температурасының 5–8 °С-ға өсуіне әкелуі мүмкін.

10.4 Ауа массаларының термодинамикалық классификациясы

Ауа массаларының трансформациялануы тұрғысынан оларды келесідей жіктеуге болады:

- жылы,
- суық,
- бейтарап.

Мұндай жіктеуді термодинамикалық классификациясы деп атайды. Ауа массасын анықтаған кезде бақыланатын температура тепе-теңдік температурасымен, яғни радиациялық және жылулық балансының шарттарына сәйкес келетін температурамен салыстырылады. Синоптикалық талдаудың тәжірибесінде ауа массаның температурасы көрші жатқан ауа массаның температурасымен салыстырылады.

Жылы ауа массасы – оны қоршаған ортадан жылырақ және осы ауданда уақыт өте салқындайтын ауа массасы.

Суық ауа массасы – оны қоршаған ортадан суығырақ және осы ауданда уақыт өте жылитын ауа массасы.

Қоршаған орта ретінде төселме беткейдің күйі, оның жылулық жағдайы, сонымен қатар көрші ауа массалары қарастырылады.

Салыстырмалы жылы (суық) ауа массасы – оны қоршаған ортадан жылырақ (суығырақ) ауа және уақыт өте келе осы ауданда жылитын (суитын) ауа, яғни термодинамикалық мағынада суық (жылы) болатын ауа.

Жергілікті (бейтарап) ауа массасы – өз ортасында жылулық теңдікте болатын ауа массасы, яғни уақыт өте келе өзінің қасиеттерін сақтайтын ауа массасы.

От_{500/1000} картасында суық ауа массасына жыра немесе суықтың тұйықталған аймағы (суық ошағы) тән, жылы ауа массасына жота немесе жылу ошағы тән.

Температураның вертикальды таралу ерекшеліктерін ескеру үшін тұрақты және тұрақсыз ауа массасы туралы түсініктер енгізіледі.

Тұрақты ауа массасы – тұрақты вертикальды теңдік басым болатын ауа массасы, яғни оның негізгі қалыңдығында температураның вертикальды градиенті γ ылғаладиабата градиентінен $\gamma_{\text{гала}}$ аз болады.

Тұрақсыз ауа массасы – оның негізгі қалыңдығында ылғал тұрақсыз теңдік басым болатын ауа массасы.

Берілген ауа массасы пайда болған ауа массасының бастапқы қасиеттері мен өзгеру бағытына байланысты кез-келген маусымда бейтарап (жергілікті) ауа массалары тұрақты да, тұрақсыз да болуы мүмкін. Құрлықтарда бейтарап ауа массалары жазда тұрақсыз, ал қыста тұрақты болады. Мұхиттар мен теңіздерде мұндай массалар көбінесе жазда тұрақты, ал қыста тұрақсыз болады.

10.5 Тұрақты ауа массаларының сипаттамалары

Тұрақты ауа массасында термикалық конвекция дамымайды, ал динамикалық конвекция әлсіз дамиды.

Тұрақты ауа массасында температураның вертикальды градиенті $0,6 \text{ } ^\circ/100$ м-ден аз болады. Мұнда инверсия қабаты мен изотермия қабаты (ұстап тұрушы қабаттар) кездеседі.

Тұрақты ауа массасында динамикалық конвекция бұлттары – қатпарлы (St) және қатпарлы-будақ (Sc) бұлттары пайда болады. Егер динамикалық конвекция әлсіз дамыған болса, мысалы әлсіз желдер немесе конденсация деңгейі динамикалық конвекцияның шекарасынан жоғары орналасса, онда ашық ауа райы бақыланады.

Тұрақты ауа массасында көп мөлшерде жауын-шашын жаумайды. Кейде қатпарлы бұлттардың вертикальды қуаттылығы жоғары болғанда – сіркіреуік, қатпарлы-будақ бұлттарынан – қыста әлсіз қар жаууы мүмкін. Вертикальды алмасу әлсіз болғандықтан жер бетіндегі желдер әлсіз болады. Жер беті инверсиялары күшті болғанда жер бетінде тымық (штиль) орнайды. Вертикальды алмасу әлсіз болғандықтан тұрақты ауа массасында дымка, кейде тұмандар бақыланады.

Тұрақты ауа массасы жылы және суық болып бөлінеді.

Жылы тұрақты ауа массасы

Төселме беткейдің күйі. Құрлық үстінде жылы тұрақты ауа массасы жылдың суық мезгілінде бақыланады. Көбінесе жылы мұхиттан суық құрлыққа тасымалданған ауа массасы болады. Теңіздер мен мұхиттар үстінде жылы тұрақты ауа массасы жылдың жылы мезгілінде қалыптасады, құрлық үстіндегі жылы ауа суық су беткейіне тасымалданғанда.

Синоптикалық жағдайы. Жылы тұрақты ауа массасы белгілі ауданға циклондардың жылы секторынен және оларға жақын орналасқан антициклондардың солтүстігінен түседі. Бұл ауа массаның жоғары ендіктерге келуі қоңыржай ендіктегі антициклондардың оңтүстік-батыс және батыс шетімен болады.

Ауа массасына тән ауа райы. Қатпарлы (St) және қатпарлы-бұдақ (Sc) тегіс бұлттылығы, кейде сіркіреуік жауын жауады және адвективті тұмандар пайда болады. Метеорологиялық элементтердің тәуліктік жүрісі әлсіз бедерленген. Жылу сыйымдылығы үлкен суық беткейінен (қар жамылғысы, теңіз беткейі) ауа массаларының қозғалысы кезінде температураның адвективті инверсиясы пайда болуы мүмкін. Турбулентті араласу инверсияны турбулентті қабаттың жоғарғы шекарасына қарай «көтеруі» мүмкін. Кей жағдайларда қатпарлы бұлттардың вертикальды қуаттылығы үлкейіп, өзінің жоғарғы шекарасымен кристаллизация деңгейіне дейін жетіп, қатпарлы-жауын (Ns) бұлтына айналып, ақ жауын жаууы мүмкін. Температураның вертикальды таралуы инверсия мен изотермия қабаттарымен немесе 4 км-ге дейінгі температураның аз градиенттерімен сипатталады.

Суық тұрақты ауа массасы

Төселме беткейдің күйі. Суық тұрақты ауа массасы құрлық үстінде көбінесе қыста бақыланады, мұхиттар мен теңіздер үстінде әдетте бақыланбайды. Арктика мұздарының үстінде суық тұрақты ауа массасы жазда да қалыптасуы мүмкін.

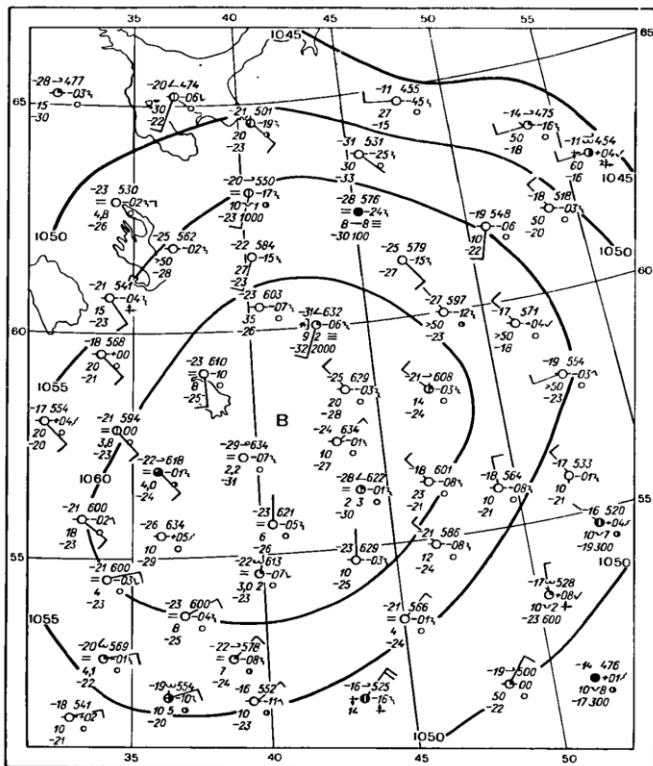
Синоптикалық жағдайы. Антициклонды жүйе, әсіресе антициклонның орталық бөлігі. Қыста құрлық үстінде суық тұрақты ауа массасы кең азжылжымалы антициклонның жүйесінде қарқынды радиациялық салқындау кезінде пайда болады. Мұндай ауа массаның мысалы ретінде қалыптасуының синоптикалық ошағы Сібір антициклоны болып табылатын Якутия үстіндегі континентальды қоңыржай ауа табылады.

Ауа массасына тән ауа райы. *Негізгі ауа райы типі:* аязсыз, бұлтсыз ауа райы. Кейде радиациялық тұмандар бақыланады. *Қосымша ауа райы типі:* қатпарлы және қатпарлы-будак бұлты, кейде қар жауады. Ауа райының қосымша түрі негізінен антициклондардын батысы мен солтүстігінде суық ауаның төменгі қабатының үстімен салыстырмалы түрде жылы және ылғалды ауаның адвекциясы кезінде байқалады.

Суық тұрақты ауа массаларында жерге жақын қабатта өте төмен температуралар, көбінесе жер бетінен 2 – 3 км биіктікке дейін созылатын, қалыңдығы үлкен инверсиялар байқалады. Инверсияның қуаттылығы төселме беттің тек түнде ғана емес, сонымен қатар күндіз де қарқынды нәтижелі сәулешығаруынан ауа массасының пайда болуымен біртіндеп жоғарылайды, бұл ылғалдылығы өте төмен ауаның аз қарсы сәулеленуімен байланысты.

Ішкі континентальды аудандарда бұл ауа массаларында шамалы бұлтты, әсіресе түнде және таңертең қарқынды болатын, қатты аязды ауа райы басым болады, әлсіз жел, жақсы көріну қашықтық (сур.10.3). Пешпен жылытылатын елді мекендерде

немесе автокөліктердің көп болуы кезінде отынның жануынан атмосфераға су буының көп мөлшері түседі, нәтижесінде антропогендік (пештік, аязды) тұман пайда болады.



Сурет 10.3. Суық тұрақты ауа массасы бар ауа райының жер картасының кескіні

Теңіз жағалауларында тұрақты суық ауа массаларының ылғалдылығы, ішкі континентальды ауа массасына қарағанда, көбірек. Сондықтан мұнда төмен қатпарлы және қатпарлы-будак бұлттар пайда болуы мүмкін, дымка, кейде аздаған қар да байқалады.

Ашық ауа райында суық тұрақты ауа массасында метеорологиялық шамалардың тәуліктік жүрісі айтарлықтай үлкен, бірақ суық тұрақсыз ауа массасына қарағанда аз. Суық тұрақты ауа массасында төмен қатпарлы және қатпарлы-будак бұлттар пайда болғанда температураның, жел жылдамдығының, салыстырмалы ылғалдылықтың тәуліктік жүрісінің амплитудасы азаяды.

10.6 Тұрақсыз ауа массаларының сипаттамалары

Тұрақсыз ауа массасы – ылғал тұрақсыз теңдік орнайтын ауа массасы.

Мұнда $\gamma > \gamma_{\text{ыа}}$ болғанда, абсолютті тұрақсыздық немесе құрғақ тұрақсыздық, $\gamma > \gamma_{\text{а}}$ болғанда, салыстырмалы тұрақсыздық немесе ылғал тұрақсыздық деп бөледі.

Тұрақсыз ауа массасындағы вертикальды температура градиенті $0.6^\circ/100$ м-ден үлкен болады. Тұрақсыз ауа массасында термикалық және динамикалық конвекция дамиды. Жел әлсіз болған сайын, термикалық конвекция басым болады. Жел жылдамдығы жоғары болғанда және биіктік бойынша тез өзгерген жағдайда динамикалық конвекция рөлі артады.

Тұрақсыз ауа массасына будак (Cu) және будак-жауын (Cb) бұлттылығы тән. Егер динамикалық конвекция басым болса, онда бұлттылық жартылай немесе толығымен вертикальды қуаттылығы жоғары қатпарлы-будак бұлттының сипатына ие болады.

Тұрақсыз ауа массасында барикалық градиенттің бірдей мәндерінде жел жылдамдығы тұрақты ауа массасына қарағанда жоғары болады. Жел көбінесе екпінді болады, ал будақ-жауынмен бірге дауыл бақыланады. Тұрақсыздық күшті будақ-жауын (Cb) бұлтының дамуында, нөсерлі жауын жауғанда және найзағай дамығанда айқын бақыланады.

Ауа массасының тұрақсыздығы неғұрлым үлкен болса, берілген ауа массасы соғұрлым үлкен биіктіктерге көтеріле алады.

Тұрақсыз ауа массасы жылы және суық болып бөлінеді.

Жылы тұрақсыз ауа массасы

Төселме беткейдің күйі. Жылы тұрақсыз ауа массасы құрлық үстінде жазда бақыланады, теңіз жағалауларына жақын аймақтарда қыста да бақылануы мүмкін. Теңіздер мен мұхиттарда жылдың суық мезгілінде бақыланады. Жылы тұрақсыз ауа массасы оның қалыптасу ошағына жақын жерде ғана тұрақсыздығын сақтайды.

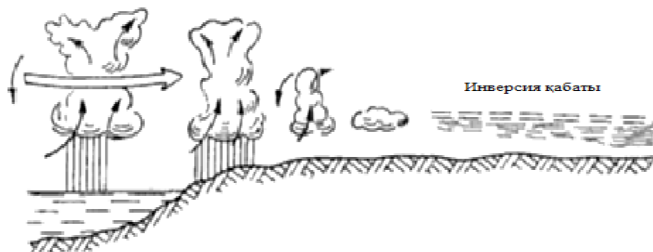
Синоптикалық жағдайы. Жылы ауа массасы циклондардың жылы секторінде, антициклонның батыс перифериясында тұрақсыз болады. Әдетте, салыстырмалы жылы ауа массасы циклонның екінші жылы секторінде тұрақсыз болады.

Ауа массасына тән ауа райы. Будақ (Cu), будақ-жауын (Cb) бұлттылығы, нөсерлі жауын, найзағай, түнгі радиациялық тұмандар бақыланады. Жоғары ылғалдылық пен қарқынды конвекция кезінде түнде де нөсер мен найзағай болатын будақ-жауын бұлттары байқалады.

Температураның вертикальды градиенті атмосфераның жоғары қабаттарында ылғал адиабата градиентінен жоғары.

Жылы тұрақсыз ауа массасында метеорологиялық шамалардың тәуліктік жүрісі, тұрақты ауа массасына қарағанда, едәуір байқалады, бірақ жалпы алғанда, мысалы, суық тұрақсыз ауа массасымен салыстырғанда тегістеу болып келеді.

Жоғары және қоңыржай ендіктерде жылы ауа массалары, әдетте, тұрақты болады, өйткені олар пайда болғаннан кейін ұзақ уақыт бойы өзінің қалыптасу ошағында емес, қозғалыста болады. Суық төселме бетке ауысқанда, олар тез тұрақтанады, нәтижесінде ауа райының сипаты өзгереді. Мұндай өзгерістердің мысалы келесі суретте көрсетілген.



Сурет 10.4. Жылы тұрақсыз ауа массасының жылдың суық жартысында теңізден құрлыққа ауысқанда тұрақтыға айналуы. А.С. Зверев бойынша

Суық тұрақсыз ауа массасы

Төселме беткейдің күйі. Құрлық үстінде – жазда, мұхиттар мен теңіздер үстінде – суық мезгілде бақыланады, сонымен қатар ол жазда мұхиттың салқын бөлігінен жылы бөлігіне жылжығанда да болуы мүмкін.

Синоптикалық жағдайы. Суық тұрақсыз ауа массасы суық фронттан кейінгі циклонның артында және оған іргелес жатқан антициклонның шетінде болады.

Ауа массасына тән ауа райы. Будақ (Cu), будақ-жауын (Cb) бұлттылығы, жиі көп рет қайталанатын нөсерлі жауын, кейде күндіз найзағай, түнде құрлық үстінде радиациялық тұмандар бақыланады. Метеорологиялық элементтердің тәуліктік жүрісі анық байқалады. Ішкі континентальды аудандарға түнде ауаның төмен температурасымен, ауыспалы маусымдарда – кейде үсіктер, салыстырмалы ылғалдылығы жоғары, кейде радиациялық тұманмен ашық, тыныш ауа райы тән. Күндіз температураның тез көтерілуі байқалады. Жел екпенді, кейде күшті болады. Мұхиттарда конвективті құбылыстар түнде қарқынды дамиды. Бұл ауа массасы көбінесе ерте көктемге тән – «сәуір айының ауа райы» - «Сәуір болмай, тәуір болмас», қоңыржай ендіктің солтүстігінде қар, оңтүстігінде топырақ жылынған кезде болады.

10.6 Қазақстанға әсер ететін ауа массалары

Қазақстан территориясының атмосфера циркуляциясы планетарлы циркуляция әсерінен қалыптасады. Қазақстан территориясына көбінесе арктикалық, қоңыржай және тропикалық ендіктердің ауа массалары әсер етеді. Қазақстан мұхиттардан алыс орналасқандықтан, Тынық және Үнді мұхиттарындағы ауа массалары әсер етпейді. Сонымен қатар, қоңыржай ендіктердегі тұрақты желдер батыс желдері болып

табылатындықтан да бұл ауа массалары территорияға келмейді. Сонымен бірге, Үнді мұхитының ауа массаларына Памир және Тянь-Шань таулары кедергі жасайды. Сондықтан, Қазақстан климатына тек Атлант және Солтүстік мұзды мұхиты және олардың теңіздері әсер етеді. Таулы кедергілердің болмауы ауа массаларының солтүстіктен оңтүстікке, батыстан шығысқа қарай еркін тасымалдануына жағдай жасайды.

Арктикалық ауа қыста да, жазда да төмен температуралармен сипатталады. Ауасы өте мөлдір, таза. Солтүстіктен арктикалық ауа массасының енуі кезінде Қазақстан территориясында (көбінесе қыста) антициклональды ауа райы қалыптасады, яғни антициклонның әсерінен қалыптасады. Құрғақ ашық ауа райы тән: қыста – аязды, жазда – ыстық. Арктикалық құрлықтық ауа оңтүстікке қарай өтпелі мерзімдерде өтеді, онымен күзгі және көктемгі үсіктер байланысты.

Қоңыржай ендіктің ауа массалары құрлықтың орта ендіктерінде қалыптасады. Қазақстан қоңыржай климаттық белдеуінде орналасқандықтан, қоңыржай ендіктің ауа массасы басым. Батыстан Атлант мұхитынан келетін ауа массаларын қоңыржай теңіздік ауа массасы деп атайды. Үлкен қашықтықтан келетіндіктен, жол бойы ылғалдылығын жоғалтып, Қазақстанға құрғақ ауа болып келеді. Дегенмен, республикада жауатын жауын-шашынның негізгі бөлігін алып келеді. Бұл ауа массалары аяздарды жұмсартады, жазда ыстықты басады. Егер қоңыржай ауа массалары Евразия материгінің үстінде, оның

ішінде Қазақстан үстінде қалыптасатын болса, континентальды қоңыржай ауа массасы деп аталады.



Сурет 10.5. Қазақстанға келетін ауа массалары

Тропикалық ауа массалары Қазақстанға жазда Орта Азия мен Ираннан келеді. Олар оңтүстік Қазақстанның қиыр оңтүстігіне дейін кіріп, Қызылорда, Түркістан, Жамбыл және Алматы облыстарын да қамтиды (кесте 7).

Ауа массаларының сипаттамалары

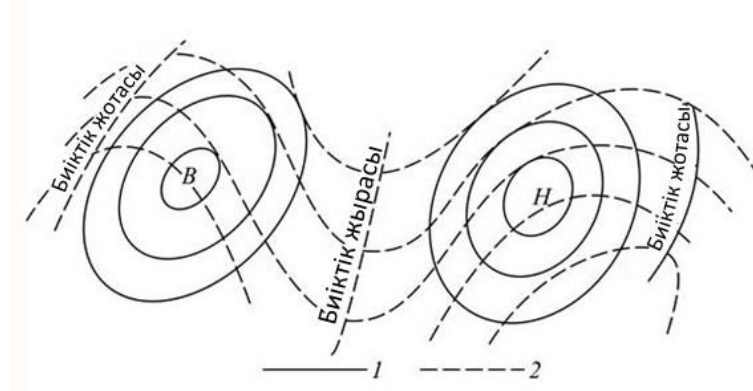
Географиялық ендік	Ауа ағындарының бағыты	Атмосфералық қысым	Жауын-шашын мөлшері	Температуралық режим	Ауа массасының типі	Күн сәулесінің түсу бұрышы
Экваториалды	жоғары бағытталған	циклон	өте көп жауады	ыстық	ыстық, ылғалды экваториалды ауа массасы	жоғары, Күн зенитте, 21 наурыз, 23 қыркүйек
Тропикалық	төмен бағытталған	антициклон	аз жауады	ыстық	ыстық, құрғақ тропикалық ауа массасы	жоғары, Күн зенитте, солт.ж.ш – 22 маусым, оңт.ж.ш. – 22 желтоқсан
Қоңыржай	жоғары бағытталған	циклон	көп жауады	жылы	жылы, ылғалды қоңыржай ауа массасы	орташа
Полярлы	төмен бағытталған	антициклон	аз жауады	суық	суық, құрғақ арктикалық ауа массасы	кіші, полярлы күн немесе полярлы түн

11 БИІКТІК ҚЫСЫМ АЛАПТАРЫ

Жер бетінде пайда болған қысым жүйелерінің барлығы да, биіктікте өздерінің таңбасын сақтай бермейді. Жер бетіндегі циклонға биіктікте антициклон сәйкес келуі мүмкін және керісінше.

Салыстырмалы топография (СТ) карталарында жоғарғы циклонға тұйықталған суық ауа аймақтары сәйкес келеді. Антициклондар жылы болған жағдайда ғана биік болуы мүмкін, сондықтан да биік антициклондарға СТ карталарында тұйықталған жылы аймақтар сәйкес келеді. Қысым жүйелерінің биіктігіне қарамастан олардың осьтері еңкейген болып келеді, сондықтан да орталықтардың орналасуы деңгейден деңгейге өзгеріп отырады.

Абсолюттік қысым топографиясының карталарында, жер карталарындағы сияқты, циклон мен антициклондар, жоталар мен жыралар безендіріледі.

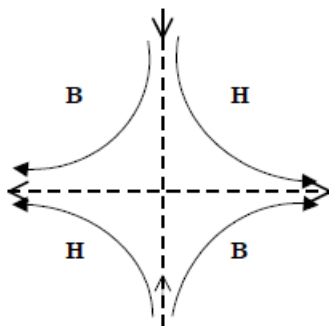


Сурет 11.1 Биіктік қысым алабы

7. Биіктікте қысым және термикалық градиенттерінің біркелкі емес таралуының ерекше түрі кездеседі. Ол жоғарғы фронтальды аумақтарға және ауаның жылғалы ағындарына байланысты.

11.1 Биіктік деформацияланған алқап

Биіктік деформацияланған алқап дегеніміз – екі қарама-қарсы жатқан суық циклондардан және екі қарама-қарсы жатқан жылы антициклондардан пайда болған алқап.

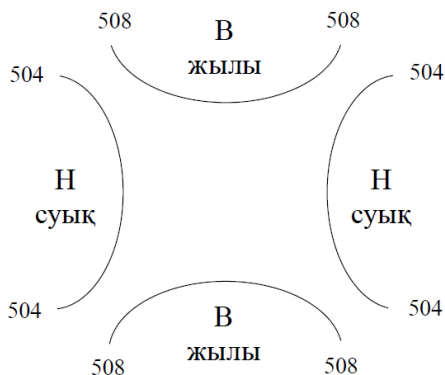


Сурет 11.3 Биіктік деформациялық алқап

Егер де жоғарғы және төменгі қысымның тұйықталған аймақтарынан пайда болған болса, онда ол симметриялы биіктік деформацияланған алқап деп аталады. Ал егер де ол антициклондар мен жыралардан немесе циклондар мен жоталардан пайда болған болса, онда ол асимметриялы биіктік деформацияланған алқап деп аталады.

Биіктік деформацияланған алқаптар уақыт өткен сайын өзінің формасын және орналасу жағдайын сақтамайды, яғни олар өзгеруі мүмкін. Биіктік

деформацияланған алқаптың формасының және орналасуының өзгеруі олардың өзгерісі деп аталады.



Сурет 11.4 Симметриялы деформацияланған алқап

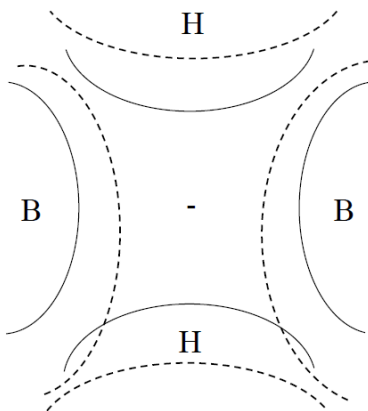
Олардың 2 түрін ажыратады:

1. Ендіктік және бойлықты циклондық қайта құрылу. Бірінші жағдайда төменгі қысым аймағының ендік бойымен орналасуы, екінші жағдайда – бойлық бойымен орналасуы қалыптасады.

2. Ендіктік және бойлықты антициклондық қайта құрылу. Бірінші жағдайда жоғарғы қысым аймағының ендік бойымен, екінші жағдайда бойлық бойымен орналасуы қалыптасады.

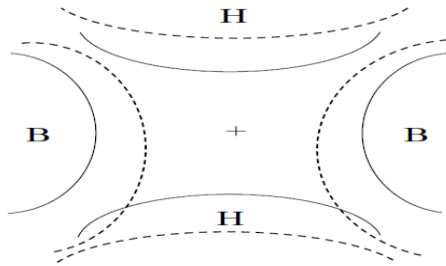
Циклондық қайта құрылу, деформацияланған алқаптың гиперболалық нүктесінде қысымның төмендеуі байқалған жағдайда пайда болады. Егер де гиперболалық нүктеде қысым төмендесе, онда екі циклонда шығыңқы келген төменгі қысым аймағын құрайды, ал гиперболалық нүктенің орнында төменгі қысым қосқышы пайда болады. Антициклондар бір-

бірнен ажырап кетеді де, антициклонның тосқауылы пайда болады. Суретте бойлықты циклондық өзгеріс үлгісі көрсетілген (сур.11.5). Үзік сызықтармен алқап өзгергеннен кейінгі изобаралар жүргізілген.



Сурет 11.5 Бойлықты циклондық қайта құрылудың схемасы

Ал егер де, гиперболалық нүктеде қысым жоғарыласа, онда уақыт өткен сайын, антициклондар бір аймаққа бірігеді, ал гиперболалық нүктенің орнында жоғарғы қысым қосқышы қалыптасады да, циклонның одақтасуы пайда болады. Суретте ендікті антициклондық өзгеріс келтірілген.



Сурет 11.6 Ендіктік антициклондық қайта құрылу схемасы

Биіктік карталарын талдау, көрші орналасқан деформацияланған алқаптардың әр таңбалы өзгеруін көрсетеді. Егер де белгілі бір алқапта циклондық өзгеріс жүрсе, онда көрші орналасқан алқапта сол уақытта антициклондық өзгеріс жүреді.

Бойлықты өзгеріс суық ауа массаларының енуіне немесе жылы ауа массаларының шығуына байланысты. Ал ендікті өзгеріс суық немесе жылы ауа массаларының үзілуіне байланысты.

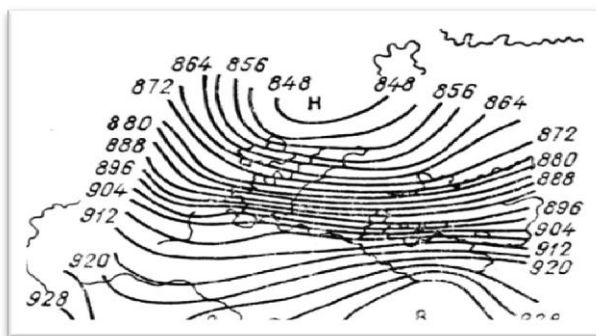
Биіктік деформацияланған алқап үлкен ауданды алып жатуы мүмкін. Олардың құрылымына ендік те, жыл мезгілдері де әсер етеді.

11.2 Жоғарғы фронтальды аумақ

Жоғарғы фронтальды аумақ дегеніміз – абсолюттік топография карталарында шамамен параллельді орналасқан изогипстердің қатты шоғырланған аймағы. ЖФА биіктікте орналасқан суық циклон (жыра) мен жылы антициклонның (жота) арасындағы өтпелі аумақ болып табылады.

Ол түзу изогипстермен, циклондық немесе антициклондық қисық сызықты изогипстермен бедерленуі мүмкін. Осыған байланысты:

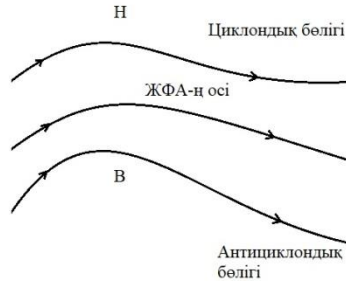
1. қалыпты – түзу сызықты изогипстермен
2. циклондық
3. антициклондық жоғарғы фронтальды аумақ деп бөледі.



Сурет 11.7 Жоғарғы фронтальды аумақ

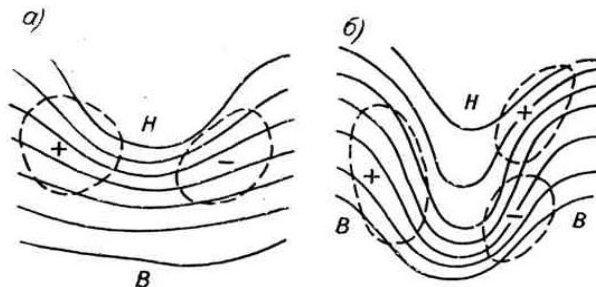
Жоғарғы фронтальды аумақтағы орталық изогипс осьтік изогипс деп аталады.

Ал осьтің сол жағында қалған бөлігі жоғарғы фронтальды аумақтың циклондық бөлігі, ал оң жағында қалған бөлігі антициклондық бөлігі деп аталады (сур.11.8). Бұның изогипстердің қисықтығымен ешқандай байланысы жоқ, тек қана ағынның бағытымен байланысты.



Сурет 11.8 Жоғары фронтальды аумақтың осі

Жоғарғы фронтальды аумақта изогипстердің қосылған бөлігі – ену бөлігі, ал изогипстердің шашыраған бөлігі – атырау бөлігі деп аталады. Жоғарғы фронтальды аумақтың көлденеңінен көлемі, яғни ену бөлігі мен атырау бөлігінің арасындағы арақашықтық, әртүрлі болуы мүмкін. Кейде ену бөлігі бірден атырау бөлігіне өтуі мүмкін, ал кей жағдайларда олардың арасындағы ара қашықтық мыңдаған километрмен өлшенуі мүмкін (12000 км-ге дейін жетуі мүмкін).



Сурет 11.9 Жоғары фронтальды аумақтың ену және атырау бөліктері

АТ₇₀₀ және АТ₅₀₀ карталарында фронтальды аумақтың көлденең көлемі 1 мың км-ден 1,5 мың км-ге дейін ауытқуы мүмкін. Температураның горизонтальды айырмашылығы биіктеген сайын өсуімен байланысты, аумақтың ені биіктеген сайын төмендейді. Мысалы, 300 гПа-ға тең изобаралық биіктікте аумақтың ені 300 ден 600 км-ге дейін ауытқиды.

Вертикаль бойынша (тігінен) жоғарғы фронтальды аумақ 12-14 км-ге дейін және одан да жоғары байқалуы мүмкін, яғни фронтальды аумақтар тропосферада ғана емес, стратосферада да байқалуы мүмкін.

Биіктегі тропосфералық циклоннан және антициклоннан пайда болған жоғарғы фронтальды аумақтың көлемінде әрқашанда бір немесе көптеген фронтальды бөлімдер байқалады. Солтүстік жарты шарда негізгі фронттың түріне қарай арктикалық жоғарғы фронтальды аумақ және қоңыржай ендіктегі жоғарғы фронтальды аумақ деп бөледі. Ал қоңыржай ендіктегі жоғарғы фронтальды аумақ өзін қоңыржай ендіктегі солтүстік жоғарғы фронтальды аумаққа және оңтүстік жоғарғы фронтальды аумақ деп екіге бөледі. Субтропикалық жоғарғы фронтальды аумақ биіктегі субтропикалық антициклондардың солтүстік бөлігінде пайда болған аумақтар.

Жоғарғы фронтальды аумақтың атырау бөлігі ену бөлігінің алдында орналаса бермейді. Екі аймақтың қосылған жағдайында ену бөлігі атырау бөлігінің алдында орналасуы мүмкін. Мұндай аймақтар күрделі жоғарғы фронтальды аумақ деп аталады.

Жоғарғы фронтальды аумақтың негізгі ерекшеліктерінің бірі – ол температураның қарама-қарсылығы немесе қарқындылығы. Үлкен биіктіктерде абсолютті топографияның изогипстері төмен жатқан қабаттың салыстырмалы топография изогипстерімен сәйкес келеді:

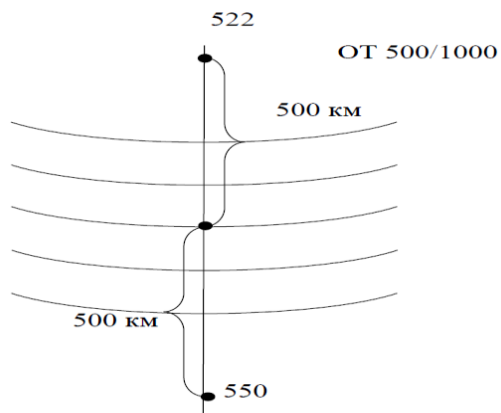
$$H_{P_1}^{P_2} = 2T$$

Сондықтан жоғарғы фронтальды аумақтар салыстырмалы топография карталарында да байқалады.

Жоғарғы фронтальды аумақтардағы температураның қарама-қарсылығы дегеніміз – 1000 км қашықтықтағы температураның айырмашылығы (немесе салыстырмалы топография карталары бойынша биіктіктердің айырмашылығы). Қарама-қарсылық изогипстерді қиып өтетін перпендикулярмен өлшенеді (сур.11.10). Оның қарқындылығы:

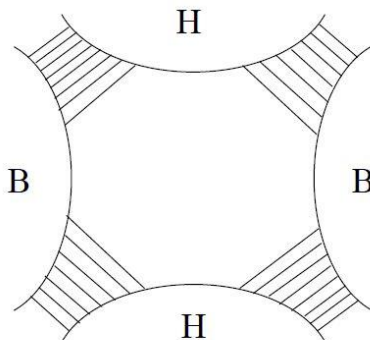
$$I = 550 - 552 = 28 \text{ дам}/1000 \text{ км} = 14 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ км}$$

Жоғарғы фронтальды аумақтың қарқындылығы 16 дам/1000 км (8 °C/1000 км) жоғары болса, онда ол динамикалық маңызды болып саналады.



Сурет 11.10 ЖФА қарқындылығын анықтау

Жоғарғы фронтальды аумақтың әртүрлі бөлігінде қарама-қарсылық та әртүрлі. Әрбір симметриялы биктік деформацияланған алқаптарға 4 жоғарғы фронтальды аумақ сәйкес келеді.



Сурет 11.11 Симметриялы деформацияланған алқап

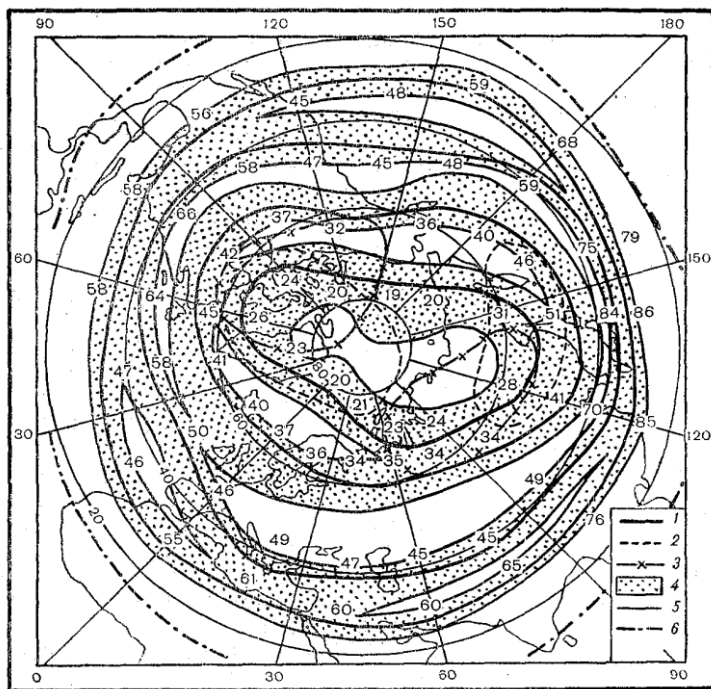
Асимметриялы деформацияланған алқапта 2 аумақ қосылып, біреу болуы мүмкін, бұл жағдайда оған тек 3 аймақ ғана сәйкес келеді. Жоғарғы фронтальды аумақтың қарқындылығы жазда, қысқа қарағанда аз.

11.3 Планетарлы жоғары фронтальды аумақ

Планетарлы жоғары фронтальды аумақ дегеніміз – барлық жарты шарды қоршап жатқан аумақ. Мұндай аймақтардың пайда болуы, солтүстік ендіктерде (полюс аудандары) биікте планетарлық төменгі қысым аймағы, ал тропикалық және субтропикалық ендіктерде – жоғарғы қысым аймағы қалыптасады. Төменгі қысым аймағы да, жоғарғы қысым аймағы да жылулықтың әсерінен пайда болады: солтүстік ендіктердегі төмен температуралар биіктік циклонның қалыптасуына, ал тропиктерде және субтропиктердегі жоғарғы температуралар субтропикалық жоғарғы қысым аймағының қалыптасуына әкеледі. Осы аталған аймақтардың арасында солтүстік және оңтүстік жарты шарлардағы планетарлы жоғары фронтальды аумақтар пайда болады. Планетарлы жоғары фронтальды аумақтың әртүрлі бөлігінде температураның әртүрлі қарама-қарсылығы болуы мүмкін. Бір аудандарда ол ендік бойымен, ал кейбір аудандарда бойлық бойымен өтуі мүмкін.

Барлық маусымда солтүстік жарты шардың тропосфералық фронтальды аумақтың жүйесі екі кіші жүйеден тұрады. Бұл қыста және жазда фронтальды аумақтар жүйесін көрсететін 11.12 және 11.13

суреттердегі фронтальды аумақтар осьтерінің өзара орналасуынан айқын көрінеді.



Сурет 11.12 В.И. Воробьёв бойынша қыс мезгіліндегі тропосфералық ПЖФА жүйесі

Шартты белгілер: 1 – ПЖФА осьтерінің орташа орналасуы, 2 және 3 – арктикалық ПЖФА екі ұшыққа бөлінгенде оның осьтерінің орташа орналасуының екі варианты, 4 – ПЖФА осьтерінің орналасуы мүмкін (50 %) болатын аумақтар, 5 – олардың шекаралары, 6 – 200 гПа изобара бетіндегі қаңтардағы батыс және шығыс циркуляция арасын бөлетін сызықтарының орны (В.Р. Дубенцов бойынша), сандар – ПЖФА-ның 20° бойлықтарға еселі (арктикалық ПЖФА үшін 30° бойлықтарға еселі) меридиандағы орташа қарқындылығы (м/с),

Кейбір уақыттарда, солтүстік жарты шардың үлкен кеңістігінде планетарлы жоғары фронтальды

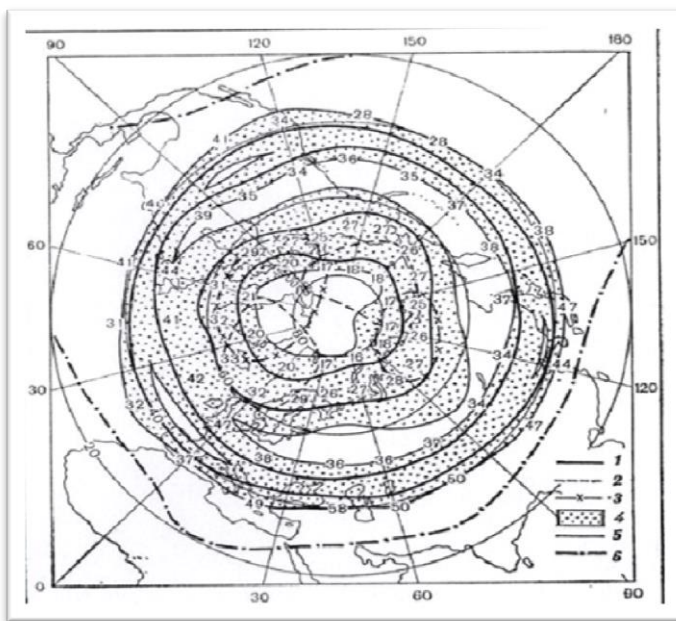
аумақ зональды бағытты болып келеді (циркуляцияның батыс түрлері). Бұл жағдайда фронтальды аумақтарға батыстан шығысқа қарай тез жылжитын кіші амплитудалы толқындар тән. Ал кейбір уақыттарда планетарлы жоғары фронтальды аумақтар деформацияланады, оның нәтижесінде үлкен амплитудалы толқындар пайда болады (ұзын толқындар). Бұл жағдайларда биіктегі циркуляция жақсы белгіленген жоталар мен жыралардың пайда болуымен ерекшеленеді. Бір синоптикалық кезеңнен екінші бір кезеңге жыралар мен жоталардың орналасуы өзгереді, ал бір кезеңнің ішінде ұзын толқындар салыстырмалы тұрақтылығымен ерекшеленеді.

Жоталар мен жыралардың орналасуына байланысты тропосферадағы макроциркуляциялық процесстер екі түрге бөлінеді – шығыстық және меридиональдық. Циркуляцияның шығыстық түрінде биіктегі негізгі жоталар Европаның шығыс бөлігінде және Американың батыс бөлігінде орналасады. Одан кіші жоталар Атлантиканың батыс бөлігінде, Сібірдің шығыс, Тынық мұхиттың батыс бөлігінде орналасады. Негізгі жыралар Батыс Европада және Тынық мұхиттың шығыс бөлігінде орналасады.

Процесстердің меридиональды түрінде қатты дамыған жоталар Атлант және Тынық мұхиттарының шығыс бөліктерінде орналасады. Циркуляцияның меридиональды түрінде жоталар мен жыралар сағат тілімен айналады.

Қыстан жазға дейін барлық ПЖФА-дың орналасуы мен қарқындылығында айтарлықтай өзгерістер болады. Олардың барлығы орташа алғанда

қыстан жазға қарай солтүстік бағытта ығысады және қарқындылығын төмендетеді. Жоғары және қоңыржай ендіктердегі ПЖФА-ның, олардың қарқындылығының маңызды төмендеуімен өтетін, ең көп ығысулары континенттердің шығыс жағалауына жақын жерлерде болады. Континенттердің батыс жағалауында, керісінше, бұл маусымдық өзгерістер минимальды.

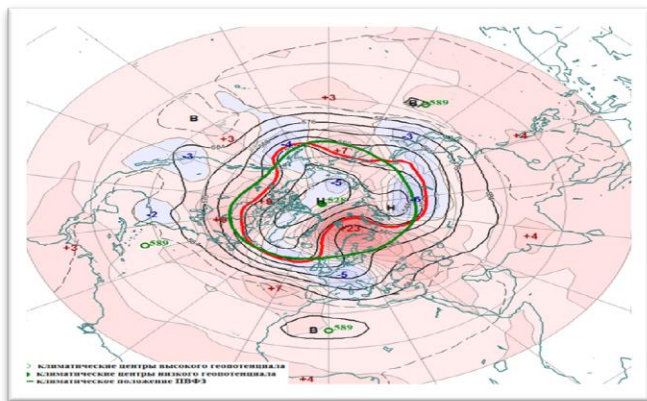


Сурет 11.13 В.И. Воробьев бойынша жаз мезгіліндегі тропосфералық ПЖФА жүйесі

Шартты белгілер: 1 – ПЖФА осьтерінің орташа орналасуы, 2 және 3 – арктикалық ПЖФА екі ұяшыққа бөлінгенде оның осьтерінің орташа орналасуының екі варианты, 4 – ПЖФА осьтерінің орналасуы мүмкін (50 %) болатын аумақтар, 5 – олардың шекаралары, 6 – 200 гПа изобара бетіндегі қаңтардағы батыс және шығыс циркуляция арасын бөлетін сызықтарының орны (В.Р. Дубенцов бойынша), сандар – ПЖФА-ның 20° бойлықтарға еселі (арктикалық ПЖФА үшін 30° бойлықтарға еселі) меридиандағы орташа қарқындылығы (м/с),

Циркуляцияның формаларының ауысуы тропосферадағы атмосфералық процесстердің ерекшеліктерінің және жер мен биіктікте ауа райының өзгеруіне әкеледі. Планетарлы жоғары фронтальды аумақтың орналасуы мен деформациясы полярлық аудандардағы процесстердің ерекшеліктерімен қатты байланысты. Полярлық антициклонның жылжуы жоғары фронтальды аумақ қарқындылығының және бағытының күрт өзгеруіне әкеледі. Кейбір уақыттарда екі планетарлы жоғары фронтальды аумақ байқалады, бірі – арктикалық, екіншісі – полярлық фронтқа сәйкес келеді. Жекеленген бөліктерде бұл екі аймақ қосылып, бір аймақ болуы мүмкін. Мұндай қосылу арктикалық және тропикалық ауа массаларының қосылуына әкеледі де, екеуінің қосылған жерінде температураның өте үлкен градиенттері байқалады.

Жоғары фронтальды аумақ планетарлы жоғары фронтальды аумақтың жекеленген бөлігі болып табылады, ал планетарлық аймақтар жоғарыдағы деформацияланған алқаптардың жиынтығын құрайды.



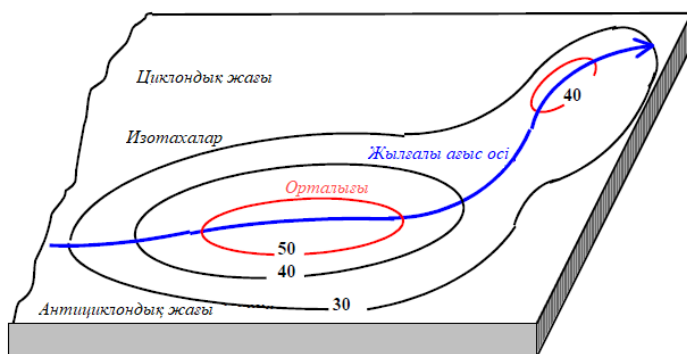
Сурет 11.14 ПЖФА-ның климаттық орналасуы

12 АТМОСФЕРАДАҒЫ ЖЫЛҒАЛЫ АҒЫСТАР

Жылғалы ағыс дегеніміз жоғарғы тропосфера немесе төменгі стратосферадағы желдің вертикальды және горизонтальды ауытқуы және бір немесе бірнеше максимумдармен сипатталатын горизонтальды осі бар күшті жіңішке ағын.

Жылғалы ағыстың ұзындығы мыңдаған километр, ені – жүздеген километр, вертикальды қуаттылығы - бірнеше километрді құрайды. Жылғалы ағыс жылдамдығының төменгі шегі ретінде 30 м/с қабылданады. Жел жылдамдығы 100 км/сағ-тан асатын жылғалы ағыс аймағында ұшып жатқан ұшақтардың жолдық жылдамдығына әсер етуіне байланысты көрсетілген жылдамдық шегі алынған.

Максималды жел аймақтары картада ағын бойынша созылған эллипстік формадағы тұйықталған изотаха жүйесі ретінде көрсетілген (сур.12.1).



Сурет 12.1. Жылғалы ағыс сызбасы

Бұл жылжымалы максимумдар жылғалы ағыс осі бойымен ағын бағытымен бағыттас жылжиды. Олар өте өзгермелі және уақыт бойынша бірнеше сағаттан тәулікке дейін созылады.

Жел жылдамдығы ең жоғары болатын жылғалы ағыстың орталық бөлігін жылғалы ағыстың өзегі деп атайды. Өзектің көлденең қимасы көлденеңінен 50-100 км және тігінен 1-2 км-ден аспайды.

Жылғалы ағыс өзегінің ішіндегі максимальды желдің сызығын жылғалы ағыс осі деп атайды. Жылғалы ағыс осіндегі максимальды жел жылдамдығы 50 – 100 м/с кұрайды. Жылғалы ағыс осі үнемі горизонтальды емес, сондықтан белгілі изобаралық беттікте байқалмайды. Жылғалы ағыстың көлденең осі немесе берілген деңгейдегі (бір изобаралық беттікте) осі – берілген ЖФА шегінде белгіленген деңгейдегі немесе белгілі бір изобаралық беттікте желдің максимальды жылдамдығы бар нүктелерді қосатын сызық. Анықтама бойынша, жылғалы ағыстың көлденең осі тандалған деңгейдегі ағыс сызығы болып табылады.

Жылғалы ағыс осінің оң бағыты сол жақта төмен қысым, ал оң жақта жоғары қысым қалатындай етіп қабылданады.

Жылғалы ағыс аймағындағы жел жылдамдығының ығысуы вертикаль бойынша 1 км-ге шамамен 5 – 10 м/с және горизонталь бойынша 5 – 10 м/с және одан жоғары болады.

Ағын бағыты бойынша қарайтын болсақ, жылғалы ағыс осінен сол жақта жылғалы ағыстың циклонды бөлігі, оң жақта антициклонды бөлігі орналасады. Тропосфералық жылғалы ағыстар үшін

«жылы» (жылғалы ағыстың антициклонды бөлігі) және «суық» (жылғалы ағыстың циклонды бөлігі) деп те атайды.

Желдің вертикальды кескіндеріндегі жылғалы ағыстың әр түрлі бөліктерінде максимальды жылдамдықтың нүктелері арқылы өтетін беткей максималды желдің беткейі деп аталады. Жылғалы ағыстың осі осы беткейде орналасқан. Көбінесе жылғалы ағысты анықтау үшін AT_{300} беткейі қолданылады, бұл қоңыржай ендіктердегі шамамен жылғалы ағыс осі жақын орналасқан беткей.

Максимальды жел беткейінің ең аз биіктігі жылғалы ағыс осінен сол жақта орналасады. Ағыстың бұл бөлігінде неғұрлым жел күшейген сайын, оның максималды жылдамдығының деңгейі соғұрлым төмен орналасады. Жылғалы ағыстың осі ең төмен барикалық жыраларда, ең жоғары – барикалық жоталарда орналасады.

Ағынның бойымен жылғалы ағыс осінің биіктігінің өзгеруімен қатар, остегі жел жылдамдығы да өзгереді: жоғары жел жылдамдығының жылжымалы аймақтары, ал олардың аралығында – әлсіз желдердің аймақтары пайда болады. Мұндай біртектіліктердің себебі, стационарлы емес процесстердегі жел мен температураның біртекті адвекциясы мен мезомасштабты құбылыстар болып табылады.

Жылғалы ағыс осі бойында жел жылдамдығының өзгеруі, максимальды желдердің жылжымалы аймақтары мен олардың арасындағы әлсіз желдер аймақтарының пайда болуының негізгі себебі динамикалық факторлар (дивергенция, құйынның тасымалдануы, құйын түзілу процесстері мен құйынның диссипациясы) болып табылады;

термикалық фактор – адвекция да маңызды рөл атқарады.

Жылғалы ағыстарда атмосферадағы кинетикалық энергияның максимумы жинақталған.

Жылғалы ағыстардың орналасуы тропосферадағы температура мен қысымның күшті меридиональды градиенттері аймақтарымен, яғни жоғары фронтальды аумақтың орналасуымен сәйкес келеді. Қоңыржай ендіктің жылғалы ағыстары тропосфераның негізгі фронттарымен – полярлы және арктикалық фронттармен байланысты.

Барлық жылғалы ағыстар бірнеше жоғары фронтальды аумақтардан тұратын (көбінесе 3 - 5) планетарлы жоғары фронтальды аумақтың құрамдас бөлігі болып табалады. Жоғары фронтальды аумақтың ұзындығы 5 000 – 12 000 км-ге дейін жетеді.

Екі жарты шарда да батыстан шығысқа қарай бағытталған бірнеше жылғалы ағыстар болады. Алайда, олардың орналасуы зональдыдан өзгеше болады, ендік бойынша жылжиды, жылғалы ағыстар бір-бірімен қосылып немесе екіге бөліне алады.

Планетарлы жоғары фронтальды аумақтың әр типіне жылғалы ағыс биіктігінің нақты диапазондары мен басқа да сипаттамалары сәйкес келеді.

12.1 Жылғалы ағыстардың классификациясы

Жылғалы ағыстардың жіктелуі олардың шегінде қалыптасатын жоғарғы фронтальды аймақтардың сипаттамаларына негізделуі мүмкін. Осы сипаттамаларды ескере отырып, барлық жылғалы

ағыстарды үш топқа біріктіруге болады: тропосфералық, стратосфералық және атмосфераның жоғары қабаттарындағы жылғалы ағыстар.

Географиялық орналасуына байланысты жылғалы ағыстардың келесідей түрлері бар:

- **Арктикалық** фронттың жылғалы ағыстары (арктикалық жылғалы ағыс) – қозғалмалы және қарқындылығы бойынша өзгермелі, 6 - 8 км-де орналасады, максимальды жел жылдамдығы 60 – 100 м/с дейін жетеді.

- **Полярлы** фронттың жылғалы ағыстары (қоңыржай ендіктің жылғалы ағысы) – арктикалық жылғалы ағыстар сияқты орналасуының және қарқындылығының үлкен өзгерушілігімен ерекшеленеді, 65 - 45° с.е. орналасады, 9-12 км биіктікте байқалады, максимальды жел жылдамдығы қыста 80 – 100 м/с дейін, кейде 120 – 130 м/с дейін жетеді. Жазда желдің максимальды жылдамдықтары қыстағыдан төмен, бірақ көбінесе 60 – 70 м/с асады. Ең жоғары жел жылдамдықтары Солтүстік Американың шығыс жағалауында және Азияда байқалады. Бұл жылғалы ағыстар желдің максимальды карталарында анық көрсетілген.

- **Субтропикалық** жылғалы ағыстар – 11 - 16 км биіктікте байқалады. Қыста желдің максимальды жылдамдықтары жиі 120 – 130 м/с, ал материктердің шығыс жағалауында 140 – 160 м/с дейін жетеді. Ең жоғары жел жылдамдықтар Азияның шығыс жағалауларында, Жапония үстінде, АҚШ шығыс жағалауларында байқалады. Жапония үстінде максимальды жел жылдамдығы 180 – 200 м/с дейін жетеді. Субтропикалық жылғалы ағыстар ең тұрақты

болып саналады және жоғары қысымның субтропикалық аймақтарының солтүстік перифериясындағы күшті батыс желдерінің үздіксіз белдеуі ретінде байқалады. Оның осінің орналасуы айтарлықтай маусымдық өзгерістерге ұшырайды.

- **Экваториальды** жылғалы ағыстар – жыл бойы 100 – 10 гПа деңгейлерінде байқалады және әдетте шығыс бағытқа ие. Максимальды жел жылдамдығы 40 – 50 м/с дейін жетеді. Экваториальды жылғалы ағыстар Африка, Оңтүстік-шығыс Азия, Австралия және Тынық мұхитында экватор мен екі жарты шардың 15° ендігі аралығында бақыланады. Солтүстік жарты шарда экваториальды жылғалы ағыстар экватордан алыс – шілде айында, экваторға жақын – қаңтар айында байқалады. Солтүстік жарты шарда экваториальды жылғалы ағыстар жазда, экватордан үлкен қашықтықта болған кезде өте қарқынды болады.

Батыс бағыттағы стратосфералық жылғалы ағыстар қыста барлық ендіктерде байқалады. Бұл жылғалы ағыстар тропосфералық жоғары фронтальды аумақтардың вертикальды дамуы нәтижесінде немесе жеке стратосфералық құрылым ретінде пайда болған стратосферадағы жоғары фронтальды аумақтармен байланысты болады. Жазда стратосфералық жылғалы ағыстардың қайталанушылығы азаяды, бұл жоғары деңгейлерде (18 км және одан жоғары) шығыс желдерінің пайда болуымен байланысты.

Салыстырмалы түрде тұрақты жылғалы ағыстар қыста субполярлы аймақта бақыланады. Оны көбінесе «поляр түнінің шетіндегі» жылғалы ағыс деп те атайды. Бұл жылғалы ағыс поляр күні мен түні

ауысатын полюстар мен кәдімгі күн мен түн ауысатын аймақтарда пайда болатын температураның үлкен мәнді горизонтальды айырмашылықтары аймағында пайда болады. Бұл жылғалы ағыстың осі шамамен 60 км биіктікте орналасады, орташа жел жылдамдығы 80 – 100 м/с құрайды.

Шығыс бағыттағы стратосфералық жылғалы ағыстар жазда планетарлы стратосфералық антициклонды құйынның оңтүстік перифериясында пайда болады. Бұл жылғалы ағыстар 45° ендікте, осі шамамен 60 км биіктікте орналасады. Оның қарқындылығы ось бойындағы желдің жылдамдығымен 60 м/с анықталады. Бұл жылғалы ағыстың осі «поляр түнінің шетіндегі» жылғалы ағыс сияқты стратосферадан жоғары мезосфера қабатында орналасады, алайда жалпыға ортақ стратосфералық жылғалы ағыстар деп атау қалыптасқан.

Арктикалық, полярлы және субтропикалық жылғалы ағыстардың осі көбінесе жоғары тропосферада орналасады, алайда жылғалы ағыстың өзі жоғары тропосфера мен төменгі стратосфераны қамтиды. Бұл жылғалы ағыстар – тропосфералық жылғалы ағыстар деп аталады.

Қыста тропосфералық жылғалы ағыстардың қарқындылығы жазға қарағанда 1,3 – 1,5 есе жоғары. Қыстан жазға қарай барлық типтегі тропосфералық жылғалы ағыстар солтүстікке қарай ығысады, субтропикалық жылғалы ағыстардың орташа орналасуы қатты өзгереді (30° -тан 41° с.е. дейін), ал арктикалық жылғалы ағыстың орналасуы ең аз өзгеріске ұшырайды (68° -тан 78° с.е. дейін).

Экваториальды жылғалы ағыстың осі үнемі 20 – 30 км-ден (50 – 10 гПа) жоғары болады және оны стратосфералық жылғалы ағыстарға жатқызады.

Геострофикалық желден ауытқыған жел ығысуы (сдвиг) бар, жоғары жылдамдықты жылғалы ағыстар мен планетарлы фронтальды жылғалы ағыстар жоғары тропосферада жылдамдықтың жақсы дамыған дивергенция мен конвергенция аймағы болып табылады. Бұл аймақтар Жер бетінде қысымның сәйкес өзгерулерін тудырады. Сондықтан жылғалы ағыс пен планетарлы жоғары фронтальды аумақтың құрылымы қоңыржай ендіктің циклон мен антициклондарының пайда болуы мен дамуында маңызды рөл атқарады. Планетарлы жоғары фронтальды аумақтың макромасштабты биіктік жырасының алдыңғы (оң жақ) бөлігінде циклонды құйындардың дамуы үшін қолайлы жағдайлар туады, онда ағын бойынша циклонды қисықтық азаяды.

Дамып жатқан циклон жылғалы ағыстың максимальды жылдамдығының тұйықталған аймақтарының алдында және оң жағында орналасады және сонымен бірге жылжиды. Дамып жатқан антициклон жылғалы ағыстың максимальды жылдамдығының тұйықталған аймақтарының артында және сол жағында орналасады және сонымен бірге жылжиды. Жылғалы ағыс осіндегі жел жылдамдығы суық фронт үстінде жылы фронтқа қарағанда үлкенірек болады. Жылғалы ағыс осі суық фронт артында және атмосфералық фронттардың жылы бөлігінің алдында орналасады.

Циклон тереңдеген сайын жылғалы ағыс осі біртіндеп циклонның жылы перифериясына қарай жылжып, онымен байланысты үзеді.

Антициклон күшейген сайын жылғалы ағыс осі оның суық перифериясына қарай жылжып, онымен байланысты үзеді.

Екі жағдайда да жоғары тропосферада барикалық құрылымдардың дамуына байланысты ауа ағындарының жылдамдығы әлсірейді.

Спутниктік карталарда жылғалы ағыстардың бұлттылығы кең массивті немесе ұзын, кең жолақ түрінде болады, кейде шарбы бұлттарының ағын бойымен созылып жатқан ұзын жолағы ретінде болады. Жылғалы ағыс бұлттылығының шеті циклонды жағында анық бөлінген, егер де төмен орналасқан қабаттарда бұлттылық болмаса, төселме беткей фонында жақсы көрінеді.

Фронтальды бұлттылық жағдайында төмен орналасқан бұлттарға түсіретін көлеңкесі бойынша бұлттардың шеті көрінеді. Бұлттылық жолағы биіктік жота мен жыраны иілу арқылы жылғалы ағыстың конфигурациясын қайталайды.

Төменгі тропосферада шекаралық қабатта күшті желдердің аймақтары (мезо-жылғалы ағыстар) бақыланады. Олардың алымдығы ағын бойынша бірнеше километрге дейін жетеді.

Төменгі тропосферада жылғалы ағыс осінде жел жылдамдығы 60 – 70 м/с дейін жетіп, геострофикалық жел жылдамдығынан 1 – 1,5 есе жоғары болады. Жылғалы ағыстарды төменгі тропосферада анықтау үшін 15 м/с жел жылдамдығы шегін қолданады.

Фронтальды емес жылғалы ағыстар атмосфераның тежегіш қабаттарында, көбінесе инверсия қабатының төменгі бөліктерінде бақыланады.

Фронтальды жылғалы ағыстар төменгі тропосферада жылы және суық фронттардың алдында, оларға параллельді орналасады.

Төменгі тропосфераның жылғалы ағыстары ауа райының қауіпті құбылыстарының: күшті желдер, қарқынды конвекцияның пайда болуы мен күшеюіне әсер етеді. Төменгі тропосферада жел үлкен ауытқуы әсерінен авиация үшін қауіпті болып табылады.

12.2 Төменгі деңгейдің жылғалы ағыстары

Төменгі деңгейдің жылғалы ағыстары немесе мезо-жылға (мезоструя) деп планетарлы шекаралық қабаттағы күшті желдердің жіңішке аймағын айтады. Мезо-жылғаның горизонтальды алымдығы ағын бойынша бірнеше жүз км-ден мыңдаған км-ге дейін созылып жатыр. Мезо-жылғаның осінің орташа биіктігі шекаралық қабаттың ортаңғы бөлігінде орналасады. Мезо-жылғаның осіндегі орташа жел жылдамдығы 60 – 70 м/с құрайды.

Мезо-жылғаны анықтау үшін жоғары тропосфера мен төменгі стратосферада желдің жылдамдығы 15 м/с, кейбір деректерде 12 м/с құрауы қажет.

Барлық мезо-жылғалар фронтальды және ішкімассалық болып бөлінеді. Фронтальды мезо-жылғаның көп бөлігі жылы және суық фронттардың алдында, оларға параллельді орналасады. Кейде фронт

артында да орналасуы мүмкін. Мезо-жылға суық фронт алдында циклонның жылы секторының жылы және ылғалды бөлігінде дамиды. Мезо-жылға осінің айналасында спиральді циркуляция дамиды, оның жоғары бағытталған бөлігі фронт беткейі бойындағы жоғары бағытталған ауа ағынымен қосылып кетіп, оның қарқыныдылғын арттырады. Нәтижесінде фронттағы бұлт түзуші процесстер белсенді жүреді. Мезо-жылға жылы фронт алдында және суық фронт артында суық ауада фронтальды инверсия астында қалыптасады. Фронтальды мезо-жылғалардың тәуліктік жүрісі болмайды. Фронтальды мезо-жылғалар циклонды циркуляция жағдайында қалыптасады.

Ішкімассалық мезо-жылға антициклонның перифериясында көтерілген инверсия астында қалыптасады. Бұл мезо-жылғаларда максимумы түнде, минимумы күндіз байқалатын тәуліктік жүрісі болады. Көбінесе ішкімассалық мезо-жылға антициклонның артында, яғни жылы ауаның адвекция жағдайында бақыланады. Ішкімассалық мезо-жылғада биіктік бойынша оның осінің төменгі жағында – желдің оңға бұрылуы, осінің жоғарғы жағында – желдің солға бұрылуы байқалады.

Төменгі деңгейдің фронтальды мезо-жылғалары күшті термикалық желді тудыратын Жер бетіндегі фронт беткейінде температураның үлкен мәнді горизонтальды градиенттерімен байланысты, биіктік бойынша желдің қатты күшеюі әсерінен қалыптасуы мүмкін. Ауаның төселме беткеймен үйкелуі жел жылдамдығы максимумын шекаралық қабат шегінде бірнеше биіктікке жылжытады.

Ішкімассалық мезо-жылғаның пайда болуы төселме беткей мен инверсияның жоғарғы шекарасы аралығында турбулентті алмасу эффектісінің байқалуына байланысты болады.

Мезо-жылғаны талдау үшін радиозондылау мәліметтерімен қоса, АТ₉₂₅ картасын қолдану ұсынылады.

Пайдаланылган әдебиеттер тізімі:

Негізгі әдебиеттер:

- 1) Коженкова З.П. Курс лекций по синоптической метеорологии. – А-Ата, 1967.– 551 с.
- 2) Дашко Н.П. Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: ДВГУ, 2005 -328 с.
- 3) Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
- 4) Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. 711 с.
- 5) Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. Ч.1.
- 6) Воробьев В.И. Основные понятия синоптической метеорологии. - СПб.: Изд. РГГМУ, 2003. – 48 с.
- 7) Bosart, Lance, Bluestein, Howard (Eds.). Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting.-American meteorological society, 2008
- 8) Howard B. Bluestein. Synoptic-Dynamic meteorology in Midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems. New Work, Oxford: Oxford University press, 1993. 593 p.

Қосымша әдебиеттер:

- 1) Практикум по синоптической метеорологии/ под ред. В.И.Воробьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.

- 2) Приходько М.Г. Справочник инженера-синоптика.–Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 328 с.
- 3) Lackmann G. Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis and Forecasting. American Meteorological Society, 2012, ISBN 1878220101
- 4) Matthew S. Van Den Broeke. Synoptic Meteorology—A Peer Review of Teaching Project Inquiry Project. University of Nebraska-Lincoln, 2014. – 45 p.