

ДӘРІСТЕРДІҢ ҚЫСҚАША МАЗМҰНЫ

Дәріс 1

Метеорология ілімі туралы және атмосфералық ауаның құрамы мен оның биіктік бойынша өзгеруі

Мақсаты: Атмосфералық ауаның негізгі құраушылығы мен олардың биіктік бойынша өзгерулерін жетік білу.

Енгізілген сөздер: Дүниежүзілік метеорология ұйымы (ДМҰ), атмосфера, литосфера, гидросфера, аэрозольдер, озон, иондар.

Дәріс жоспары:

1. Кіріспе
2. Ауа және атмосфера
3. Атмосфералық ауаның негізгі құраушылары
4. Ауа құрамының биіктік бойынша өзгеруі

Атмосфералық ауа деп атмосферадағы алуан түрлі газдардың жиынтығын айтамыз. Жерді планета ретінде үш қабықшадан (қатты – литосфера, сұйық – гидросфера, газдық – атмосфера) тұрады десек, метеорология ілімі - осы жердің газдық қабатын зерттеумен айналысатын ғылымның бір бөлігі. Метеорологиялық құбылыстарды бақылып, зерттеу туралы алғашқы мәліметтер ежелгі Қытай, Үндістан, Мысыр, Грекия және Рим сияқты мемлекеттердің жазба қағаздарынан табылған. Метеорологияның дербес салаларына: жалпы метеорология, климатология, динамикалық метеорология, агрометеорология, аэрология, актинометрия т.б. жатады.

Жер атмосферасы көптеген газдардың қоспасынан құралған. Көлемі бойынша ол 78,09 % - азоттан, 20,95 % - оттегінен, және 0,93 % - аргоннан тұрады. Қалған үлесі түрлі газдардан – гелий, неон, криптон, ксенон, сутек және т.б. газдардан тұрады.

Су буы – ауаның маңызды құраушысының бірі, оның көлемі 0,1 % - дан (полюсте) 4 % - ға (экваторда) дейін өзгереді. Атмосферадағы су буы жер бетінен булану (су, қар, мұз, топырақ, өсімдік) нәтижесінде пайда болады.

Көмір қышқыл газы (CO_2) – ауада жанартаулар атқылағанда, органикалық заттардың шіру, ыдырау процестерінде, жанармайларды жағу нәтижесінде, тірі ағзалар тыныс алу кездерінде бөлінеді. Ал жұмсалуды көбінесе өсімдіктердің тыныс алу процесінде болады. Орта шамамен ауадағы көлемі 0,033 % құрайды.

Озон (O_3), немесе оттегінің үш атомды молекуласы – атмосферада көбінесе найзағай процестерінде пайда болады, ал жоғары атмосферада күн сәулесінің ұзындығы 0,1 мкм – ге дейінгі ультракүлгін радиациясының әсерінен пайда болады. O_3 – ң атмосфера ауасындағы концентрациясы өте аз, төменгі атмосферада оның концентрациясы өте төмен, биіктік өскен сайын оның концентрациясы да өседі. Ең жоғары мөлшері 25 – 30 км биіктікте байқалады.

Аэрозольдер – атмосферада өте жеңіл, сондықтан да олар қалқыған жағдайда болатын қатты және жеңіл күйдегі заттар. Ең төменгі атмосферада оның концентрациясы ең жоғары, биіктеген сайын ол кемиді. Олардың атмосферадағы жалпы салмағы 10^8 тонна.

Иондар. Атмосферада үнемі электрлі зарядталған молекулалар пайда болып отырады. оларды жеңіл иондар деп атайды. Олар атмосферадағы аэрозольдерге қосылып, жиналып ауыр иондар түзеді. Биіктік өскен сайын иондар мөлшері 1 см^3 млн. – ға дейін өседі. Иондар көп шоғырланған ауа қабатын ионосфера деп атайды.

Тексеру сұрақтары:

1. Метеорология ғылымы немен айналысады
2. Метеорологиялық жүйе, метеорологиялық бақылаулар дегеніміз не
3. Атмосфералық ауа дегеніміз не және оның құрамы қандай
4. Ауа құрамындағы газдар биіктік бойынша қалай өзгереді және олардың атмосферада алатын орны.

Қолданылған әдебиеттер

1. Байшоланов С.С., Қожахметов П.Ж. Жалпы метеорология. Алматы: «Қазақ университеті» - 2005.
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.

3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1962
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

Дәріс 2

Құрғақ және ылғал ауа күйінің теңдеулері және атмосфераның ауа қабаттарына бөлінуі

Мақсаты: Ауа күйін сипаттайтын теңдеулерді ажырата білу және ауаның биіктік бойынша қабаттарға бөлінуін оқып үйрену.

Енгізілген сөздер: атмосфералық қысым, ауа температурасы, тығыздық, су буының парциалды қысымы, тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, экзосфера, гомосфера, гетеросфера.

1. Құрғақ және ылғал ауа күйінің теңдеулері

Атмосфералық ауа құрамындағы газдардың физикалық күйі 3 өлшеммен сипатталады. Олар P – қысым, T – температура, ρ – тығыздық.

P – атмосфералық қысым деп жер бетінен атмосфераның жоғары шекарасына дейінгі бірлік ауданды ауа бағанының жерге салмағымен түсіретін қысымын атайды. Жер бетінен биіктеген сайын ауа қысымы да азаяды. Метеорологияда ауа қысымының бірлігі ретінде гПа қолданылады.

T – ауа температурасы деп ауаның жылулық режимін сипаттайтын шаманы айтамыз, немесе метеорологияда ауа температурасы деп жер бетінен 2 м биіктікте метеорологиялық жәшікте орналасқан термометрлердің көмегімен өлшенген температураны айтамыз. Метеорологияда ауа, топырақ және су температураларына СИ жүйесі өлшем бірлігі, яғни халықаралық температуралық шкала қолданады. Теңіз деңгейінде бұл шкаланың $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – мұздың еруіне, ал $+100\text{ }^{\circ}\text{C}$ – судың қайнау температурасына сәйкес келеді. Теориялық метеорологияда температураның абсолюттік шкаласы – Кельвин шкаласы қолданылады. Цельсий шкаласынан Кельвинге ауысу үшін: $T\text{ }^{\circ}\text{K} = t\text{ }^{\circ}\text{C} + 273$

ρ – ауаның тығыздығы тікелей өлшеуге келмейді. Оны теориялық тәсілмен, газ күйі теңдеуінен анықтауға болады. Ылғалды ауаның тығыздығы құрғақ ауаның тығыздығына қарағанда төмендеу (температура мен қысым бірдей болған жағдайда). Себебі су буының тығыздығы құрғақ ауаның тығыздығынан төмен. Биіктік өскен сайын ауа тығыздығы атмосфералық қысым сияқты кемиді.

Осы аталған шамалар бір – бірімен өте тығыз байланыста яғни, бір шаманың өзгеруі екіншісінің өзгеруіне әкеп соғады. Газ күйі (құрғақ ауа) Менделеев – Клапейрон теңдеуімен анықталады:

$$PV = RT \text{ немесе } P = \rho RT$$

Мұндағы: P – атмосфералық қысым;

V – газдың өзіндік көлемі (меншікті);

R – универсальді газ тұрақтысы (газдың табиғатына байланысты өзіндік тұрақтылығы);

T – абсолют шкаласындағы газ тұрақтысы.

ρ – газдың тығыздығы.

Атмосферадағы ылғалды ауа құрғақ ауа мен су буының қоспасы болып табылады. Су буының парциалды қысымы белгілі бір метеорологиялық жағдайда қанығу қысымына жетеді, ал одан аса бастағанда артық су буы сұйық күйге көшеді:

$$eV_6 = R_6T \quad \text{немесе} \quad e = \rho_6 R_6 T$$

Мұндағы: e – су буының парциалды қысымы;

V_6 – су буының өзіндік көлемі;

ρ_6 – су буының тығыздығы;

R_6 – су буының газдық тұрақтысы.

2 Атмосфералық ауаның ауа қабаттарына бөлінуі

Атмосфералық ауа биіктік бойынша көптеген қабаттарға бөлінеді. Бөлу принциптері келесі ұстанымдар бойынша жүреді:

1. температураның биіктік бойынша таралуына байланысты;
2. ауа құрамының өзгеруіне байланысты;
3. ауа құрамының жер бетімен әсерлесуіне байланысты;
4. ғарыштық аппараттарға әсеріне байланысты

Температураның биіктік бойынша таралуына байланысты мынадай қабаттарға бөлінеді:

- Тропосфера – атмосфераның ең төменгі (12 – 15 км биіктікте қоңыржай белдеуде орналасқан ауа қабаты. 16 – 18 км – экваторда, 8 – 9 км - полюсте) орналасқан ауа қабаты. Бұл қабатта ауа температурасы биіктік бойынша әрбір 100 м – ге 0,5 – 0,6 °С – ге кемуі байқалады;
 - Стратосфера – тропосферадан жоғары 50 – 55 км биіктікке дейін тараған және температураның биіктік бойынша өсуімен сипатталатын ауа қабаты. Жоғары тропосфера мен төменгі стратосфера арасында қалыңдығы 1 – 2 км алып жатқан қабат тропопауза қабаты деп аталады. Стратосферада ауа температурасының өсуі ондағы озонның күннен келген ультракүлгін радиацияны жақсы сіңіріп, өзін қоршаған ортасын жақсы жылытумен түсіндіріледі (бұл қабатты кейде озоносфера деп те атайды);
 - Мезосфера – стратосферадан жоғары 80 – 85 км биіктікке дейін таралған ауа қабаты. Бұл қабатта ауа температурасының кемуі байқалады;
 - Термосфера – мезосферадан жоғары, бірте – бірте ғарышқа ауысатын ауа қабаты. Температура бұл қабатта биіктік бойынша өседі. Температураның өсуі атомдық оттегі мен азоттың ультракүлгін радиацияны жұтуымен түсіндіріледі. Осы қабаттың 100 км жоғары бөлігінде өте жоғары дәрежеде иондалған - зарядталған бөлшектердің көп шоғырлануына байланысты кейде бұл қабатты ионосфера қабаты деп те атайды.
 - Экзосфера – бұл Жер атмосферасының ең сыртқы қабаты немесе атмосфераның сыртқы 800 – 1000 км – ден жоғары жер тәжіне дейінгі ауа қабаты. Осы қабаттағы зарядталған бөлшектерге Жердің магниттік өрісі әсер ететіндіктен оны магнитосфера деп те атайды.
- Атмосфера құрамы бойынша мынадай қабаттарға бөлінеді;
- Гомосфера – жер бетінен 100 км биіктікке дейін орналасқан ауа қабаты. Бұл қабатта газдардың пайыздық құрамы бірінғай және ауаның молекулярлық массасы өзгермейді;
 - Гетеросфера – 100 км жоғары қарай орналасқан ауа қабаты. Бұл қабатта ауаның пайыздық құрамы өзгере бастайды.

Жер бетімен әсерлесуіне байланысты атмосфералық ауа :

1. шекаралық қабат – биіктігі жер бетінен 1 – 1,5 км дейін тараған ауа қабаты.
2. еркін атмосфера – шекаралық қабаттан жоғары қарай орналасқан ауа қабаты.

Шекаралық қабаттың ең төменгі 50 – 100 м қабатын жер бетінің қосарлама қабаты немесе жерге жақын ауа қабаты деп атаймыз.

Жердің жасанды серіктері (ЖЖС) мен ғарыштық кемелердің ұшу жағдайларына байланысты атмосфера:

1. нағыз атмосфера (тығыз қабаты)
2. жер маңындағы ғарыштық кеңістік деп бөлінеді.

Тексеру сұрақтары:

2. Атмосфера құрамындағы газдардың физикалық күйі қандай шамалармен сипатталады
3. Газ күйінің тендеулері дегеніміз не
4. Атмосфералық ауаның ауа қабаттарына бөлінуі қандай ұстанымдарға сүйенеді
5. Негізгі ауа қабаттарын ата және олардың ерекшеліктері

Қолданылған әдебиеттер

- 1 Байшолоанов С.С., Қожахметов П.Ж. Жалпы метеорология. Алматы: «Қазақ университеті» - 2005.
- 2 Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

Дәріс 3

Күн радиациясының түрлері. Күн тұрақтысы мен оның белсенділігі

Мақсаты: Күннің құрылысы мен оның сәулелік энергияларын оқып үйрену және радиация түрлерін ажырата білу

Енгізілген сөздер: ядро, конвективті аймақ, фотосфера, хромосфера, Күн тәжі, электромагнитті, корпускулярлы радиациялар, спектр, инсоляция, Вольф саны.

Күн – радиусы 695300 км болатын газды шар. Ол жерден шамамен 109 есе үлкен. Күннің ортасында температура 10 000 000 К, ал бетінде 6 000 К шамасында. Күн құрылысы бойынша бірнеше қабаттарға бөлінеді: ядро, конвективті аймақ, фотосфера, хромосфера және Күн тәжі.

Жер бетіндегі және атмосферадағы барлық табиғи процестердің негізгі энергия көзі – бұл Күннен келетін сәулелік радиациялар. Күн әлем кеңістігіне екі түрлі радиацияларды шашады: корпускулярлық және электромагниттік.

Корпускулярлық радиация бұл – Күн бетінен келетін электрлі зарядталған бөлшектердің ағыны (гелий мен сутегі), негізінен электрондар мен протондардан тұрады. Олар 200 – 1000 км/сағ жылдамдықпен қозғалып, жерге 1 – 2 тәулік ішінде жетеді, бірақ атмосфераның 90 км – ден төмен бөлігіне ене алмайды.

Электромагниттік радиация бұл – сағатына 300 000 км жылдамдықпен тарайтын және Жер бетіне дейін жете алатын Күннен келетін сәулелік радиация. Метеорологияда радиациялық ағын ұғымы пайдаланылады, яғни – бірлік уақыт аралығында (1 секунд) бірлік беткейге келіп түсетін сәулелік энергияның мөлшерін атайды. СИ жүйесінде оның өлшем бірлігі Вт/м², ал іс жүзінде Квт/м² қолданылады.

Күн дискісінен жер бетіне параллель сәулелер ретінде келетін радиацияны күннің тіке радиациясы (S: S – күн радиациясының перпендикуляр бетке келіп түсуі, S' –горизонталь бетке келіп түсуі) деп, ал барлық газдардың молекулалары мен аэрозольдердің арқасында жан – жаққа шашырап барып жерге келетін күн сәулелерін шашыранды радиациялар (D) деп атайды. Тура (тіке) және шашыранды радиациялардың қосындысы жиынтық радиацияны құрайды (Q).

$$Q = S + D$$

Атмосфераның жоғары қабатына келген күн радиациясы ағынының интенсивтігін, яғни өзгерістерге ұшырамаған күн сәулелерін Күн тұрақтысы (S₀) деп атайды. Халықаралық келісім бойынша оның мәні 1,98 кал/ (см² мин) немесе 1,38 Квт/м²) тең.

Атмосферадан өткен радиация сіңіру, шашырау сияқты құбылыстарға ұшыраған соң әлсірейді. әлсіреу заңдылығы радиация өткен ортаның құрамына, тығыздығына, сәуле жүріп өткен қашықтыққа байланысты болады.

Күн радиациясы жер бетіне түскенде келген радиацияның мөлшері атмосфераның тұнықтығына байланысты болады, оны көрсететін шама – тұнықтық (мөлдірлік) коэффициенті P:

$$P = S / S_0$$

Мұндағы: S - жер бетіне келген радиация

S₀ - Күн тұрақтысы

Көлденең қима ауданы бірге тең радиация ағыны өткен ауа массасын атмосфераның оптикалық салмағы (m) деп атаймыз. Мысалы, күннің түсу бұрышы 90⁰ болғанда, яғни, сәуле тік түскен кезде атмосфераның оптикалық салмағы бірге тең, ал күннің биіктігі азайған сайын оптикалық салмақ та өсе бастайды.

Атмосфераның тұнықтығы оның бұлыңғырлық факторына (Т) байланысты. Яғни, Т – нақты атмосфераның оптикалық қалыңдығының (τ) идеальді атмосфераның оптикалық қалыңдығына (τ_и) қатынасын айтамыз.

$$T = \tau / \tau_{и}$$

Тексеру сұрақтары

1. Күн және Күн тұрақтысы дегеніміз не
2. Электромагнитті және корпускулярлы күн радиациялары дегеніміз не
3. Күн радиациясының спектрлік құрамы қандай
4. Күн радиациясының атмосферада әлсіреуінің қандай сипаттамалары бар
5. Тура, шашыранды , жиынтық радиациялардың заңдылықтарын түсіндір

Қолданылған әдебиеттер

- 1.. Матвеев Л.Т. Физика атмосфера. - Л.: Гидрометеоздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
- 3 Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
5. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.

Дәрістер 4 ,5

1. Жер беті және атмосфераның сәуле шашуы
2. Күн радиациясының жер бетіне жұтылуы және жер бетінен шағылуы (Альбеда)
3. Парникті әсер

4. Жер бетінің және Жер – Атмосфера жүйелерінің радиациялық балансы және географиялық таралуы

Мақсаты: Жер беті мен атмосфера арасындағы жұтылу, шағылу және сәуле шашу сияқты күн радиацияларының, сол сияқты радиация балансын құраушылардың түсініктемелерімен таныс болу.

Енгізілген сөздер: нәтижелі сәулешашу, альбеда, панрикті әсер, радиациялық баланс және т.б.

1. Жер беті мен атмосфераның сәуле шашуы

Жер бетіне келетін күн радиацияларының біршамасы кері қарай – атмосфераға (30 %) және қалған (70 %) бөлігі жер бетіне қарай бағытталады. Осы жер бетінен жоғары қарай бағытталған күн сәулелерін Жер бетінің өзіндік сәулеленуі ($E_{ж}$) деп, ал ал жер бетіне қарай бағытталған күн сәулелерін Қарсы сәулешашу (E_a) деп атаймыз.

$E_{ж}$ мен E_a арасындағы айырманы нәтижелі сәулешашу (E_n) деп атаймыз.

$$E_n = E_{ж} - E_a$$

Нәтижелі сәулешашу яғни, бұл – жер бетінің түнде суығандағы таза жоғалтқан жылулық энергиясы болып табылады.

Жер бетінің өзіндік сәулешашуы табиғи денелер үшін Стефан – Больцман заңы бойынша анықталады, және дененің толық сәулешашуы оның абсолютті температурасының 4 – ші дәрежесіне тура пропорционал болады:

$$E_{ж} = \sigma \delta T_{ж}^4$$

Мұндағы: $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-11}$ Квт/м² К⁴ – Стефан – Больцман тұрақтысы;

$T_{ж}^4$ - төселме беттің абсолютті температурасы;

δ – төселме беттің салыстырмалы сәуле шашу мүмкіндігі (абсолютті кара денемен салыстырғандағы).

Күннен келетін тура, шашыранды және жиынтық радиациялардың мөлшеріне әсер ететін негізгі факторларға: күннің түсу бұрышы, теңіз деңгейімен салыстырғандағы биіктік, бұлттылық, атмосфераның бұлыңғырлығы және т. б. жатады.

2. Күн радиациясының жер бетіне жұтылуы және жер бетінен шағылуы (Альбеда)

Төселме беттен кері қарай шағылып кеткен қысқа толқынды күн радиациясын шағылған радиация (R_k) деп атаймыз. Осы шағылған радиацияның келген жиынтық радиацияға қатынасын беткейдің шағылдыру мүмкіндігі немесе Альбеда (А) дейміз:

$$A = R_k / Q \cdot 100 \%$$

Жер бетінің альбедосы оның түсіне, ылғалдылығына, бүдірлігіне және күн сәулесінің түсу бұрышына да байланысты болады. Табиғатта радиацияны ең көп шағылыстыратын жер беті – қар мен мұз беттері.

Төселме беткейдің қысқа толқынды радиацияны жұту коэффициенті ретінде ($1 - A_k$) мәні алынады. Ол коэффициент төселме бетке келіп түскен радиацияның қанша бөлігінің жұтылғанын көрсетеді және келесі формула бойынша анықталады:

$$V_{ж} = S' + D - R_k = (S \sin h_0 + D) (1 - A_k)$$

Қарсы сәуле шашудың жер бетінен шағылып кеткен бөлігін ұзынтолқынды шағылған радиация (R_{ν}) дейді және ол былайша анықталады:

$$R_{\nu} = (1 - \delta) E_a \approx 0,05 E_a$$

4. Парникті әсер

Жоғарыда айтылғандай, күндіз күн сәулесінен қызған жер, су басқа да денелер өздері түн мезгілінде ұзынтолқынды радиацияларды шашады. Ал атмосфера осы ұзынтолқынды радиациялардың көп бөлігін ұстап қалады да қысқа толқынды күн сәулелерін жерге қарай өткізіп отырады. Осылайша атмосфера парниктердегі шыны әйнек сияқты күн сәулесін атмосфераның қандай да бір бөлігінде ұстап қалып, жердің жылулық энергиясын сыртқа жібермейді. Атмосфераның осындай қасиеттерін парникті эффект (әсер) деп атаймыз. Парникті газдарға негізінен су буы, көмірқышқыл газының екі атомдық молекуласы, озон және аэрозольдер мен басқа да газдарды жатқызуға болады.

Климатолог ғалымдардың зерттеулері бойынша парникті газдардың көбеюі жер беті температурасын шамамен 1,5 – 4,5 °С арттыруы мүмкін. Ал мұндай глобалды жылу тіршілік үшін өте қауіпті жағдай туғызатыны белгілі.

5 Жер бетінің және Жер – Атмосфера жүйелерінің радиациялық балансы

Жер бетінің радиациялық балансы (В) деп - жер бетіне келген және жер бетінен кеткен радиациялар арасындағы айырмашылықты айтамыз:

$$B = (S' + D + E_a) - (R_k + E_j + R_y)$$

немесе

$$B = (S \sin h_0 + D) (1 - A_k) - E_{эф}$$

Яғни, В – жұтылған қысқа толқынды радиация мен ұзынтолқынды эффективті сәулешашудың айырмасына тең болады. Радиациялық баланстың мағынасын жер бетінде қалған радиация деп те түсінуге болады.

Жер – Атмосфера жүйесінің радиациялық балансы ($B_{ж-а}$) деп төселме беттен атмосфераның жоғары шекарасына дейінгі ауданы 1 см^2 ауа бағанындағы сәулелі энергия балансын айтады. Оның келетін бөлігі атмосфера мен төселме беткейдің жұтқан радиациясынан, ал кететін бөлігі жер беті мен атмосфераның шашатын ұзынтолқынды радиацияларының кеңістікке кететін бөлігінен тұрады:

$$B_{ж-а} = (S \sin h_0 + D) (1 - A_k) + q' - E_\infty$$

Мұндағы, q' – атмосфераның жұтқан қысқа толқынды радиациясы;

E_∞ - жер беті мен атмосферадан кеңістікке кететін ұзынтолқынды радиациялар.

Жалпы жер мен атмосфераны бірге алғанда, жоғалған радиацияның мөлшері келген радиациямен теңесіп отырады. Сондықтан көп жылдық мерзімді алғанда планетамыз не қызып кетпейді, не суып кетпейді. Яғни жер беті сәулелік тепе – теңдікте деген сөз.

Тексеру сұрақтары

1. Жер бетінің өзіндік, қарсы және нәтижелі сәулеленуін түсіндір
2. Жер бетінің өзіндік сәулешашу заңын сипатта
3. Альbedo дегеніміз не және табиғи денелердің альбедосы қандай
4. Жұтылған және шағылған күн радиациялары туралы
5. Парникті эффект дегенді қалай түсінесің
6. Жер бетінің радиациялық балансын құраушылар және оның теңдеуі қандай
7. Жер – атмосфера жүйесінің радиациялық балансының теңдеуін сипатта
8. Күн радиациясының географиялық таралуын түсіндір

Қолданылған әдебиеттер

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфера. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
5. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.

Дәріс 6

Атмосфераның жылу режимі

Мақсаты: Атмосфералық ауа жылынуы үшін топырақ беткейінің жылулық режимін оқу және бағалау.

Енгізілген сөздер: Сыбағалық және көлемдік жылусиымдылықтар, температура өткізгіш коэффициенті, тәуліктік және жылдық амплитудалар, изоплеталар, Фурье заңдылықтары.

1. Топырақ беткейінің жылу режимі
2. Топырақ беті температурасының тәуліктік және жылдық жүрісі

1. Топырақ беткейінің жылулық қасиеттері

Ауа температурасының атмосферадағы таралуын және үздіксіз өзгеруін атмосфераның жылулық режимі деп атайды. Топырақ беті өзіне түскен күн сәулелерін жақсы сіңіріп жұтады да инфрақызыл жылу сәулелерді қайтадан крі қарай атмосфера кеңістігіне жібереді. Яғни атмосфералық ауаның жылуы топырақ беткейінің жылуына байланысты.

Топырақ бетінің жұтатын энергиясының мөлшері оның түр – түсіне, құрамына және құрылысына байланысты болады.

Топырақтың қызуы немесе салқындауы оның жылусиымдылығы мен жылуөткізгіштігіне байланысты. Жылусиымдылық сыбағалық (С) және көлемдік (C_k) болып бөлінеді.

C – бірлік салмақты топырақты 1°K – ге қыздыру үшін жұмсалатын жылу мөлшерін айтамыз. Өлшем бірлігі Дж/кг К.

Ск – бірлік көлемді топырақты 1°K – ге қыздыру үшін қажет болатын жылу мөлшерін айтамыз. Өлшем бірлігі Дж/ $\text{м}^3\text{K}$.

Топырақтың жылуөткізгіштік және температура өткізгіштік коэффициенттері деген ұғымдар да бар. Температура өткізгіштік коэффициенті – бұл топырақтың жоғарғы және төменгі қабаттары температураларының қаншалықты жылдам теңесетінін көрсетеді. Ал жылуөткізгіштік коэффициенті - бұл ауданы 1 м^2 биіктігі 1 м топырақ бағанынан төменгі және жоғарғы беттерінің температура айырмашылығы 1°K болғанда 1 с өтетін жылу мөлшерін айтады.

Сонымен қатар, топырақтың әртүрлі минералдық құрылымдарының көлемдік жылусиымдылығы $0,84 - 1,68\text{ мДж/ м}^3\text{ K}$, ал жылуөткізгіштігі $0,4 - 2,5\text{ Вт/ м}^2\text{ K}$ тең болады.

2. Топырақ беті температурасының тәуліктік және жылдық жүрісі

Топырақ беті температурасының тәулік және жыл бойындағы (орташа айлық) температураларының өзгеруін (тербелісін) оның тәуліктік және жылдық жүрісі деп атайды.

Тәуліктік жүрісіндегі min – күн шығар алдында, яғни радиациялық баланс теріс кезінде анықталады. Ал max бұлтсыз ашық күндері күндізгі 13 – 14 сағаттарында байқалады.

Топырақ беті температурасының жылдық жүрісіндегі min – ы солтүстік жарты шарда қаңтар – ақпан айларында, max – ы шілде – тамыз айларында байқалады.

Тәуліктік және жылдық жүрісіндегі топырақ беті температурасының ең төменгі және ең жоғары мәндер айырмашылығын олардың тәуліктік және жылдық амплитудалары деп атаймыз.

Топырақ беті температурасының тәуліктік амплитудасы жыл мезгіліне, географиялық ендікке, бұлттылыққа, топырақтың жылусиымдылық және жылуөткізгіштік қасиеттеріне, топырақтың түр – түсіне, өсімдік пен қар жамылғысына, сол сияқты жер бедеріне байланысты болады. Жылдық амплитудасы да жер ендігі, өсімдік пен қар жамылғысы сияқты факторларға тәуелді.

Топырақ қабаттарында жылудың таралу ерекшеліктерімен Фурье айналысқан және көптеген заңдылықтар ашқан.

Бір тәулік ішінде температурасы өзгермейтін қабатты тәуліктік температурасы тұрақты қабат дейді. Ол қабат 7 - 100 см тереңдіктен төмен орналасады (орта ендіктерде). Ал бір жыл ішінде температурасы өзгермейтін қабатты жылдық температурасы тұрақты қабат дейді. Ол қабат 15 – 30 м тереңдіктен төмен орналасады (поляр ендіктерінде 30 м, орта ендікте 15 – 20м, тропикте 10 м).

Тереңдік бойынша тәуліктік және жылдық температуралардың таралуын арнайы графиктер – изоплеталар арқылы анықтауға болады. Оларды сызу үшін топырақтың әртүрлі тереңдіктеріндегі температураны өлшейтін термометрлер жиынтығының (Савинов термометрлері) мәліметтері қолданылады.

Тексеру сұрақтары

1. Топырақ бетінің қандай жылулық қасиеттері белгілі
2. Топырақ беті температурасының тәуліктік және жылдық жүрістерін түсіндір
3. Белсенді қабат дегеніміз не
4. Фурье заңдылықтарын ата

Қолданылған әдебиеттер

1. . Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. метеорологический словарь. - Л.: Гидрометеоздат, 1974.
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

Дәріс - 7

Атмосфералық ауаның жылу режимі Ауа температурасының тәуліктік және жылдық жүрісі Ауа температурасының биіктік бойынша таралуы

Мақсаты: Ауа температурасының тәулік және жыл бойындағы тербелістері мен оның биіктік бойынша өзгерулерін оқып үйрену.

Енгізілген сөздер: турбуленттік, адиабаттық жылу алмасу, конвекция, адвекция, амплитудалар, вертикальді градиент, инверсия, изотермия, атмосфера стратификациясы

1. Атмосфералық ауаның жылу режимі

Жоғарыда айтып өтілгендей, атмосфералық ауаның жылу режимі топырақ бетінің жылу режиміне тікелей байланысты. Осы атмосфералық ауа мен жер беті арасындағы жылу алмасу жолдары мынадай:

- радиациялық жылу алмасу;
- молекулалық жылу алмасу;
- турбуленттік араласу;
- булану және конденсация процестері;
- адиабаттық жылу алмасу.

Осы аталған жылу алмасу түрлерінің ішіндегі ең қарқындысы турбулентті жылу алмасу мен жылу конвекциясы. Турбуленттік жылу алмасу нәтижесінде температуралардың әртүрлі өзгерулері байқалады. Сондай өзгерулердің бірі – адвекциялық өзгеру, яғни, белгілі бір географиялық орынға жер шарының басқа аймақтарынан ауа массаларының горизонталь бағытта басып кіруі. Осы келген ауа массаларының температурасы жоғары болса оны жылы адвекция деп, ал төмен болса суық адвекция деп атаймыз.

2. Ауа температурасының тәуліктік және жылдық жүрісі

Метеорологияда ауа температурасы деп жер бетінен 2 м биіктіктегі метеорологиялық жәшікте орналасқан термометрлердің көмегімен өлшенген температураны айтамыз. Атмосфералық ауа жер бетінен қызатындықтан топырақ беті температурасының тәуліктік амплитудасының мәні ауаныкіне қарағанда үш есе жоғары болады.

Ауа температурасының тәуліктік жүрісінде \min – күн шығар алдында, ал \max 14 – 15 сағ. байқалады. Жылдық жүрісінде

Ауа температурасының тәуліктік және жылдық жүрісі географиялық ендік, жыл мезгілі, бұлттылыққа, төселме беткейдің сипатына, теңіз деңгейімен салыстырғандағы биіктікке және жер бедері сияқты факторларға байланысты.

Әр ендіктердегі ауа температурасының жылдық амплитудасы ерекшеліктеріне қарай 4 түрі ажыратылады:

- экваторлық;
- тропикті;
- қоңыржай;
- полярлы

3. Ауа температурасының биіктік бойынша таралуы

Атмосферада ауа температурасының тігінен өсуін де кемуін де кездестіруге болады. Ауа температурасының биіктік бойынша өзгеруін оның вертикальді градиентімен сипатталады. Яғни градиент деп отырғанымыз әрбір 100 м биіктік сайын температураның өзгеру мәнін айтамыз және γ – деп белгілейміз.

$$\gamma = - \Delta t / \Delta Z * 100$$

Мұндағы: Δt – жоғарғы және төменгі деңгейлердегі температуралар айырмашылығы;

ΔZ – осы деңгейлердің биіктік айырмашылығы.

γ – η таңбасы оң болады, егер ауа температурасы биіктік бойынша кемісе. Ал биіктік бойынша ауа температурасы өсетін болса, онда γ – η таңбасы теріс болады.

Егер, ауа температурасы биіктік бойынша өсетін болса онда мұндай өзгеруді температура инверсиясы деп атаймыз. γ – η өзгеруі (кемуі) мысалы, тропосфера қабатында 0,65 % / 100 м құрайды.

Тропосфера қабатында инверсия әртүрлі биіктікте орналасады. Олар орналасу биіктігіне байланысты жер беті инверсиясы және атмосфера инверсиясы болып бөлінеді. Жер беті инверсиясы пайда болу жағдайына байланысты радиациялық және адвективті болып екіге бөлінеді.

Еркін атмосфера инверсиялары да пайда болу жағдайларына байланысты турбуленттік (үйкеліс), динамикалық, антициклондық (сығылу) және шептік болып бөлінеді. Инверсия қабатында атмосфера стратификациясы өте тұрақты болады және ол ауаның жоғары қозғалысына кедергі жасайды. Инверсия төменгі шекарасының биіктігімен, қалыңдығымен және температура айырмашылығымен сипатталады.

Ауа температурасының биіктік бойынша өзгермеуін изотермия деп атаймыз. Температураның биіктік бойынша таралуын сипаттайтын қисық сызықты атмосфераның стратификациялық қисығы деп атайды.

Тексеру сұрақтары

1. Атмосфераның жылу режимі дегеніміз не

2. Жер беті мен атмосфера арасындағы жылу алмасу түрлерін түсіндір
3. Ауа температурасының тәуліктік және жылдық жүрістеріне әсер ететін факторларды ата
4. Ауа температурасы биіктік бойынша қалай өзгереді
5. Температураның вертикальді градиенті деген не
6. Ауа температурасының инверсиясы дегеніміз не

Қолданылған әдебиеттер

1. Байшолоанов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. метеорологический словарь. - Л.: Гидрометеоздат, 1974.
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

Дәріс 8

Жер бетінің және Жер – атмосфера жүйесінің жылулық балансы Ауа температурасының периодсыз өзгерісі Континентальді индекс. Ауа температурасының географиялық таралуы

Мақсаты: Жер бетінің және Жер – атмосфера жүйесінің жылулық балансын құраушылардың және ауа температурасының географиялық таралуындағы ерекшеліктерді қарастыру.

Енгізілген сөздер: жылулық баланс, үсік, жылымық, континентальді индекс, термикалық экватор.

1. Жер бетінің және Жер – атмосфера жүйесінің жылулық балансы

Жер беті ұғымына төсеніш беттің екі түрі жатады: топырақ беті (құрлық) және су (мұхит, теңіз) беті. Олардың жылулық режимдерінде көптеген айырмашылықтар бар. Мысалы, топырақ қабаттарына күннен келген жылу – молекулалық жылу өткізгіштік арқылы таралса, ал суда – турбуленттік араласу жолымен таралады. Мұхит, теңіздердегі су массалары толқындар, ағыстар, термикалық конвекция және булану арқылы да оңай араласады.

Жер бетіне келген барлық жылу мен жер бетінен кеткен (бөлінетін) барлық жылудың алгебралық қосындысын жер бетінің жылулық балансы деп атаймыз және ол нольге тең:

$$B + P + A + LE = 0$$

Бұл теңдеу жер бетінің (төселме беткейдің) жылу балансының теңдеуі деп аталады.

Мұндағы: B – жер бетінің радиациялық балансы

P – жер беті мен атмосфераның төменгі қабатындағы турбуленттік жылуалмасу;

A – топырақтың төменгі қабаттары мен су қоймаларының жылуалмасуы;

LE – булану немесе конденсация процестеріндегі жылу ағыны. L – бөлінген будың жылуы, E – буланған судың мөлшері.

Жер – атмосфера жүйесінің жылу балансы бүкіл атмосфера қабаты мен топырақ немесе су қоймасының жоғарғы қабатындағы жылу ағындарының алгебралық қосындысы ретінде анықталады. Бұл жүйенің жоғары шекарасы ретінде атмосфераның шекарасы, төменгі шекарасы ретінде топырақтың температура тербелісі тоқтайтын қабаты қарастырылады:

$$B_{ж-а} = \phi_{aa} + \phi_{ма} + L (E - r)$$

Мұндағы: $B_{ж-а}$ – Жер – атмосфера жүйесінің радиациялық балансы;

ϕ_{aa} – атмосфералық адвекция жылу ағыны;

$\phi_{ма}$ – мұхиттық адвекция жылу ағыны;

L (E – r) – булану және конденсация нәтижесінде келетін және кететін жылу ағыны.

2 Ауа температурасының периодсыз өзгерісі

Ауа температурасының периодты өзгерістеріне тәуліктік, айлық, жылдық жүрістері жатады. Олар Жердің өз осімен айналуына, Күнді айналуына байланысты болады. Ал ауа температурасының периодсыз өзгерістеріне мынадай өзгерістерді (құбылыстарды) жатқызуға болады:

- үсік - тәуліктік орташа температура оң таңбалы болғанда, түнде және таңертең ауа температурасының нөлден төмен түсуі. Бұл құбылыс қоңыржай ендіктерде көктемнің алдында және күздің басында байқалады. Үсіктің түсуі – түнде ашық ауа райы жағдайында арктикалық ауа массаларының енуі кезінде байқалады. Ал бұлтсыз, тынық түнде суыну процесі күшейеді, ал жел турбулентті араласуды күшейтіп, үсік түсу ықтималдығын азайтады. Үсік көбінесе төмен орналасқан аудандарда және тау аралық аңғарларда болады.
- жылымық – қыста немесе көктемнің басында болатын, тропикті ауа массаларының қоңыржай белдеуге ығысуынан байқалатын процесс. Жылымықпен қоса көбінесе жаңбыр жауып соңы

көктайғаққа жалғасады. Биік таулы аймақтарда ұзақ уақытқа созылған жылымық жаңбырмен қосарласа сель көшкініне соқтыруы мүмкін.

3 Континентальді индекс

Континентальді индекс деп климаттың континенттілік дәрежесін көрсететін оның сандық сипатын айтады. Континентальді индекс температураның жылдық ауытқу шегін ескеруге негізделген. Бұл индексті есептеп шығаруда көптеген ғалымдардың ұсынған жобалары бар. Соның бірі Хромов есебі.

$$K = (A - A_m) / A = (A - 5.4 \sin \varphi) / A$$

Мұндағы: A – берілген ауданның ауа температурасының жылдық амплитудасы (ауытқу шегі);

A_m - континенттік әсер болмаған жағдайдағы мұхиттық амплитуда;

φ – географиялық ендік;

K – континентальді индекс (%).

4 Ауа температурасының географиялық таралуы

Ауа температурасының географиялық таралуындағы негізгі заңдылық – оның ендіктер бойынша таралуы. Енділікті « бұзатын » факторларға мыналар жытады: жер бетінің мұхиттар мен құрылықтарға бөлінуі, мұхит ағыстары, жер бедері, жер беті жамылғысы және ауа циркуляциясының заңдылықтары. Көп жылдық бақылыулар нәтижесі бойынша жер бетінде температураның таралуында қайталану заңдылықтары байқалады. Мысалы, екі тропиктер арасындағы орташа жылдық температура $+25^{\circ}\text{C}$ – дан төмен түспейді. Ең жоғары орташа жылдық температура шамамен 10°C с. е. бойында байқалады. Ол ендікті термикалық экватор деп атайды. Термикалық экватордың географиялық экватормен сәйкес келмейтіндігі – солтүстік жарты шарда құрлық ауданы оңтүстікке қарағанда басым, ал құрлықтың мұхитқа қарағанда артық қызатыны белгілі.

Ал қоңыржай ендіктердегі температура режимі үлкен айырмашылықтары бар жыл мерзіміне байланысты болады.

Қаңтар айында ауа температурасы ең төмен ендік 90° с.е. (-41°C) болса, ең жылы жер экватор маңы ($+27^{\circ}\text{C}$).

Шілде айында температурасы ең төмен 90° о.е. (-48°C), ең жылы параллель 10° с.е. ($+27^{\circ}\text{C}$). Жылдық орташа температура ең төмен Антарктидада (-30°C), ең жылы параллель 10° с.е. ($+27^{\circ}\text{C}$).

Экватордан полюстерге қарай температура орташа алғанда әр ендік градус сайын шамамен $0,5 - 0,6^{\circ}\text{C}$ азайып отырады.

Жер шарында орташа жылдық температураның 2 – max және 1 – min тіркелген.

Тексеру сұрақтары

1. Жер бетінің және Жер – атмосфера жүйесінің жылулық балансын теңдеуін көрсет
2. Ауа температурасының периодсыз өзгерісі дегеніміз не
3. Континенттік индекс деп нені айтамыз
4. Ауа температурасының географиялық таралуындағы негізгі заңдылық қандай

Қолданылған әдебиеттер

1. Байшолоанов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. метеорологический словарь. - Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

Дәріс 9

Атмосферадағы су буы

Булану және буланушылық түсініктері

Ауа ылғалдылығының сипаттамалары

Жұмыстың мақсаты: булану мен буланушылықтың маңыздылығын және ауаның ылғалдылығын сипаттайтын шамаларды оқып үйрену.

Енгізілген сөздер: булану, буланушылық, парциалды қысым, шық нүктесі.

1. Булану және буланушылық

Ылғал (су) айналымы - бұл климат құраушы факторлардың бірі болып табылады. Ылғал айналымын құраушыларға: судың жер бетінен булануы, атмосферадағы конденсация процесі, жауын – шашынның түсуі және ағын сулары жатады.

Булану дегеніміз – су молекулаларының сұйық жағдайынан газ күйіне айналуы. Молекулалы диффузия және конвекция, сол сияқты турбулентті араласу нәтижесінде су буының молекулалары тез әрі оңай жоғары қарай жан – жаққа таралады. Ал булану процесінің өзі су, топырақ беттерінен және өсімдіктерден үнемі жүріп жатады. Және оны жиынтық булану деп атайды. Сонымен қатар, атмосферада керісінше процесер – су буы молекулаларының қайтадан жер бетіне оралуы байқалады. Егер, буланған молекулалар мөлшері оралған молекулалардан артық болса, нәтижесі – булану процесі болады. Егер, оралған молекулалар мөлшері буланған молекулалардан артық болса, нәтижесі – конденсация процесі, яғни, су буының сұйық күйге көшуі. Ал егер, буланған молекулалардың мөлшері оралған молекулалармен бірдей болса, яғни қозғалмалы тепе – теңдік сақталса, онда қанығу жағдайы орнайды.

Булану жылдамдығы (W) Дальтон теңдеуі бойынша анықталады:

$$W = k (E - e) f(V) / P$$

Мұндағы: k – жел жылдамдығына бағынышты пропорционалдық коэффициент;

E – су буының қанығу қысымы;

e – ауадағы су буының парциалды қысымы;

P – атмосфералық қысым;

f(V) – жел жылдамдығы функциясы.

Тәулік бойына булану жылдамдығының max – тал түс кезінде, min – кешке қарай байқалады.

Жылдық жүрісінде max – жазда, min – қазан, желтоқсан айларынд байқалады.

Буланушылық дегеніміз – берілген географиялық орындағы ылғал қорымен шектеліп қалмаған булану мүмкіншілігі, яғни буланатын мөлшердің ең жоғары мәні. Буланушылық ауа температурасына тура пропорционал.

2. Ауа ылғалдылығының сипаттамалары

Жлғарыда айтылып өткендей, атмосфералық ауа үшін су буының маңызы өте зор. Атмосферадағы су буының мөлшерін ылғалдылық сипаттамалары арқылы бағалайды және ылғалдың мөлшері буланудың қарқындылығына, буланатын беттегі ылғал қорына, атмосфера ағымдарына және температура режиміне байланысты болады.

Ауа ылғалдылығын сипаттайтын шамалар мыналар:

- e – су буының парциалды қысымы, яғни белгілі бір температурада берілген ауа көлеміндегі су буы өзі ғана сол көлемді алып тұрған жағдайдағы түсіретін қысымы (гПа, мбар).
- E – су буының қанығу қысымы;
- d – ылғалдылық тапшылығы (гПа, мбар);
- f – салыстырмалы ылғалдылық (%);
- a - абсолюттік ылғалдылық (кг/ м³, г/ м³);
- s - меншікті (сыбағалық) ылғалдылық (г/ кг);
- қоспалық қатынас (г/ кг);
- t_d – шық нүктесі (°C);
- Δ t_d – шық нүктесінің тапшылығы (°C);

Ауа ылғалдылығы да ауаның температурасы сияқты тәулік және жыл бойына өзгеріп отырады. Теңіз үстінде және жағалауға жақын аудандарда e – н тәуліктік жүрісі ауа температурасының тәуліктік жүрісіне параллель болып келеді. Тәуліктік жүрісінде 2 - max, 2 – min байқалады. Жылдық тербелісі де ауаның жылдық тербелісіне параллель болып келеді: max – жазда, min – қыста.

Тексеру сұрақтары

1. Булану және буланушылық дегеніміз не
2. Булану мөлшері қалай есептеледі
3. Булану жылдамдығы қалай анықталады
4. Ауа ылғалдылығын сипаттайтын негізгі шамаларды ата
5. Ауа ылғалдылығының географиялық таралуы неге байланысты
6. Ауа ылғалдылығы биіктік бойынша қалай өзгереді

Қолданылған әдебиеттер

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфера. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

- 4 Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
5. . Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
6. Атлас облаков, Л: Гидрометеоиздат, 1978ж под ред. А.Х. Хргиана и Н.И. Новожилова.

Дәрістер 10, 11

Конденсация және сублимация процестері. Бұлттылық, олардың түрлері Атмосфералық жауын – шашындар. Ылғалдану сипаты (ылғалдылықты бағалау

Жұмыстың мақсаты: Конденсация мен сублимация ұғымдарымен және олардың салдарынан пайда болатын бұлттылық, жауын – шашын түрлерімен таныс болу.

Енгізілген сөздер: конденсация, сублимация, коагуляция, шық нүктесі.

1 Конденсация және сублимация процестері

Конденсация процесі дегеніміз – су буының сұйық күйге айналуын айтамыз, ал сублимация – су буының қатты күйге (мұз кристалдырына) көшу процесі. Конденсация процесі басталу үшін ауа температурасы шық нүктесіне дейін жету керек. Ауа құрамындағы су тамшылары қатты заттар мен аэрозольдердің маңына шоғырланып, олармен қосылып ұлғаяды да бұлт элементтерін түзеді. Осындай, тамшыларды айналасына жинай бастайтын микронды бөлшектерді конденсация өзектері деп атаймыз. Конденсация өзектеріне жер бетінен көтерілетін атмосфераның табиғи және антропогенді қоспалары жатады.

Сонымен, атмосферадағы су буы қанығу жағдайына жетіп, конденсация процесі болу үшін мына екі шарт орындалу керек:

- ауа температурасы шық нүктесіне дейін немесе одан да төмен болуы керек;
- ауада конденсация өзегінің болуы шарт.

Ауадағы су буы қанығу жағдайына жеткендегі биіктікті конденсация деңгейі деп атаймыз. Ол биіктікті келесі теңдеу бойынша анықтауға болады:

$$H = 122 (t - t_d)$$

Мұндағы: H – конденсация деңгейі

t – ауа температурасы

t_d – шық нүктесі

Сублимация процесі кезінде, бірінші, конденсация өзектерінде кішкентай тамшылар пайда болады да төменгі температурада олар қату жағдайына жетіп, олардың бетінде кристалдар дами бастайды. Атмосферада тамшылардың көпшілігі қатты күйге минус 12 °С – 17 °С аралығында пайда болады. Десек те, бұлттар мен тұмандарда кейде әлі де қатпаған суық тамшылар минус 40 °С де кездеседі.

2 Бұлттылық, олардың түрлері

Бұлт деп атмосферада белгілі бір биіктікте орналасқан, көзге көрінетін, конденсация немесе сублимация өнімдерінің жиынтығын айтамыз. Бұлттар өте жеңіл болғандықтан ауырлық күші әсер етпей, тек ауада қалқып, желдің әсерінен ғана орын ауысып отырады. Ауа ылғалдылығы төмендеген жағдайда бұлттар буланып кеуіп те кетеді, ал керісінше, ылғалдылық өссе бұлт бөлшектері де іріленіп, бір – бірімен қосылып ауырлап, жауын – шашын ретінде төмен түседі. Бұлттар жер бетіне келетін күн сәулелерін өзгертіп қана қоймай, ауа және топырақ, су қоймаларының да жылу режиміне әсер етеді.

Атмосферада вертикальді қозғалыстардың мөлшеріне, қарқындылығына және басқа да факторларға байланысты әртүрлі бұлттар пайда болады. Пайда болу жағдайына қарай бұлттар үш топқа бөлінеді:

- будақ сипатты бұлттар;
- толқын сипатты бұлттар;
- қатпарлы (қабатты) бұлттар

Бұлттардың орналасу биіктігі олардың көлемі мен құрамына, ауа ылғалдылығы мен температураның биіктік бойынша таралуына және конденсация деңгейінің орналасуына тікелей байланысты. Әдетте конденсация деңгейі бұлттардың төменгі шекарасымен сәйкес келеді. Конденсация деңгейі мен нольдік изотерма арасында бұлттар тамшылардан тұрады, одан жоғары қарай қату деңгейіне дейін өте суынған тамшылардан тұрады. Ал одан жоғары қарай мұзды кристалдардан тұрады. Құрамына байланысты бұлттар 3 топқа бөлінеді:

- сулы бұлттар;
- мұзды бұлттар;
- аралас бұлттар.

Бұлттар халықаралық классификациясы бойынша, морфологиялық сыртқы белгілеріне байланысты негізгі 10 пішінге бөлінеді. Орналасу биіктігі бойынша барлық бұлттар үш қабатқа және вертикальді бұлттарға топтастырылған. Бұлттардың түрлерін нақты анықтау үшін арнайы «Бұлттар атласы» нұсқаулары қолданылады және халықаралық келісім бойынша олардың латынша атаулары көрсетілген.

Жоғары қабат бұлттары қоңыржай белдеуде 6 – 13 км биіктік аралығында орналасады:

- шарбы – Cirrus (Ci);
- шарбы – будақ - Cirrocumulus (Cc);
- шарбы – қатпарлы – Cirrostratus (Cs).

Ортаңғы қабат бұлттары қоңыржай белдеуде 2 – 6 км биіктік аралығында орналасады:

- биік будақ – Altocumulus (Ac);
- биік қатпарлы – Altostratus (As).

Төменгі қабат бұлттары барлық белдеуде жер беті мен 2 км биіктік аралығында орналасады:

- қатпарлы будақ – Stratocumulus (Sc);
- қатпарлы – Stratus (St);
- қатпарлы – жаңбырлы – Nimbostratus (Ns).

Вертикальді (тігінен) дамыған бұлттар:

- будақ бұлттар – Cumulus (Cu);
- будақ – жаңбырлы бұлттар – Cumulonimbus (Cb).

Пайда болып қалыптасу жағдайына байланысты барлық бұлттар екі генетикалық топқа бөлінеді: массаіші бұлттары және шептік бұлттар.

1. Атмосфералық жауын – шашындар

Жалпы, атмосфералық жауын – шашын деп жер бетіне атмосферадан түсетін су тамшылары мен мұз кристалдарын жатқызады. Олардың өзі екі топқа бөлінеді:

- бұлттардан түсетін жауын – шашындар
- жер бетінде пайда болатын жауын – шашындар.

Физикалық сипатына байланысты бұлттардан түсетін жауын – шашын мынадай түрлерге бөлінеді:

- қатты (қар, мұз, мұзды жаңбыр, бұршақ, т.б.);
- сұйық (жаңбыр, нөсерлі жаңбыр, сіркіреуік жаңбыр);
- аралас (дымқыл жабысқақ қар, нөсерлі жабысқақ қар);

Жауу ерекшеліктеріне байланысты : сіркіреуік, ақ жауын және нөсерлі болып бөлінеді. Синоптикалық пайда болу жағдайларына байланысты бұлттардан түсетін жауын – шашындар: массаіші және шептік жауын – шашын болып екіге бөлінеді.

Жер бетінде пайда болатын жауын – шашындарға: шық, қырау, қылау, мұзөрнек, көктайғақты жатқызуға болады.

4. Ылғалдану сипаты (ылғалдылықты бағалау)

Ылғалдану жағдайы белгілі бір уақыт мерзімінде түскен жауын – шашын мөлшері мен буланушылық мөлшерінің қатынасы ретінде есептеледі:

$$K = q / E$$

Мұндағы: К - ылғалдану коэффициенті;

q - жауын – шашын мөлшері;

E - буланушылық

Жыл бойына егер $K > 1$ болса, климат тұрақты ылғалды, $2,5 < K < 1$ – климат орташа ылғалды, ал $K > 2,5$ болса климат тұрақты құрғақ болып саналады.

Тексеру сұрақтары

1. Ауада конденсация процесі болу үшін қандай шарттар орындалу керек
2. Конденсация өзектері дегеніміз не
3. Конденсация деңгейі деген не және ол қалай анықталады
4. Сублимация процесі дегеніміз не
5. Бұлттардың пайда болуын түсіндір
6. Морфологиялық белгілеріне байланысты бұлттардың түрлерін ата
7. Бұлттардан түсетін жауын түрлерін ата
8. Жер бетінде пайда болатын жауын түрлерін ата
9. Ылғалдануды қалай бағалайды

Қолданылған әдебиеттер

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфера. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.

2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994
3. Тверской А.Х. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000 – 115 б
5. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.

Дәріс 12

Барикалық алқап және жел

1. Барикалық алқап және изобаралық беткейлер
2. Изобаралық карталар мен изобаралық жүйелер

Жұмыстың мақсаты: Атмосфералық қысымның кеңістік бойынша қалай өзгеретіндігін изобаралық карталарға түсіру ұғымдарымен танысу.

Енгізілген сөздер: барикалық алқап, изобара, циклон, антициклон, барикалық жыра, жота, изобаралық карталар.

1 Барикалық алқап және изобаралық беткейлер

Атмосфералық қысымның кеңістік бойынша таралуын барикалық алқап дейміз. Қысымның кеңістік бойынша таралуын сипаттау үшін изобаралық беткейлер ұғымы енгізіледі, яғни, барикалық алқап – бұл әрбір нүктесіндегі қысымы біркелкі болатын барикалық алқапты айтамыз. Горизонталь бағыт бойынша атмосферада қысым мен температураның таралуы біркелкі емес, сондықтан изобаралық беттер де әркелкі болып келеді: бір жерде төмен, енді бір жерде жоғары қарай майысқан.

Изобара дегеніміз – бір жазықтықта бірдей қысым мәндерін қосатын қисық сызықты айтамыз. Қалыпты изобаралық беттердің орташа орналасу биіктігін келесі кестеден көруге болады:

Р, мбар	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30
10											
Н, км	0	1,5	3	5	7	9	12	14	16	20	24
32											

2 Изобаралық карталар мен изобаралық жүйелер

Жер бетіндегі атмосфералық қысымның теңіз деңгейінде таралуын анықтау үшін изобаралар картасын құрады (барикалық және термикалық өзгерістерді анықтау үшін).

Карталардың түрлері: метеорологиялық (жерге жақын ауа райы картасы) карта және аэрологиялық (биіктіктердегі ауа райы картасы).

Барикалық топография картасы – яғни изобаралық беткейлер топографиясының картасы деген сөз. Ол : абсолютті топография (АТ) және салыстырмалы топография (СТ) карталары болып бөлінеді. АТ – картасы негізінен 1000, 850, 700, 500, 300 және 200 мбар болатын деңгейлер үшін жасалады. Ал салыстырмалы топография картасы екі деңгей арасындағы қабаттың изобаралық сипатын анықтау үшін құрылады, мысалы СТ⁵⁰⁰₁₀₀₀.

Барикалық топография карталарындағы изобаралар жоғары және төмен қысымды облыстарды құрайды, оларды барикалық жүйе немесе барикалық рельефтің формалары деп атайды.

Барикалық рельефтің негізгі формаларына : циклондар (Н), антициклондар (В), барикалық жыра және барикалық жотаны жатқызуға болады. Циклондарда ауа қозғалысы сағат тіліне қарсы бағыттас, ал антициклондарда ол сағат тіліне бағыттас қозғалады (солт.ж.ш. үшін).

Тексеру сұрақтары

1. Барикалық алқап дегеніміз не және ол қандай қасиетке ие
2. Қалыпты изобаралық беттердің орташа орналасу деңгейі қандай
3. Изобаралық карталардың түрлерін ата
4. Метеорологиялық, синоптикалық карталардың жасалу уақыты
5. Барикалық жүйенің негізгі формалары қандай

Қолданылған әдебиеттер

1. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000

Дәріс 13

Горизонтальді қысым градиенті және қысым ауытқулары.

Жел жылдамдығы мен бағыты, желге әсер етуші күштер

Жұмыстың мақсаты: Қысым градиентінің анықталуымен және жел соғуындағы оған әсер етуші күштермен танысу.

Енгізілген сөздер: қысым градиенті, Бофорт шкаласы, градиенттік, геострофикалық, геоциклострофикалық желдер.

1. Горизонтальді қысым градиенті және қысым ауытқулары

Атмосфералық қысымның кеңістік бойынша таралуы біркелкі емес, горизонталь жазықтық бойымен өзгеруін қарастыратын болсақ, біресе тез, біресе баяу өзгереді. Оны қысымның горизонтальді градиенті сипаттайды. Демек, горизонтальді градиент – бұл горизонтальді бағытта әрбір 100 км сайын қысымның өзгеру мәні. Оны $\Delta P (G)$ деп белгілейміз. Орташа алғанда әрбір 100 км сайын қысым градиенті 1 – 3 мбар шамасында өзгеріп отырады. Изобаралық карталарда қысым градиентінің мәнін ауа массасы жоғары қысым ауданынан төмен қысымды ауданға қарай ығысып отыратындықтан, изобараларға перпендикуляр бағытпен және қысымның азаятын жағына қарай есептеп табады.

Басқа да метеорологиялық шамалар сияқты ауа қысымы да өзгермелі шама.

Тәуліктік жүрісінде 2 – max және 2 – min бар. Бұл өзгерістердің бәрі де ауа температурасының өзгеруімен тікелей байланысты.

Жылдық жүрісінде негізгі 3 түрі анықталған:

- континентті: max – қыста, min – жазда. Жылдық амплитуда 20 – 30 мбар құрайды.
- теңіздік: max - жазда, min – қыста. Жылдық амплитуда 20 мбар.
- Полярлық: max – сәуір, маусым айларында, min – қаңтар, ақпан айларында (солт.ж.ш.).

Қысымның айлық немесе жылдық өзгерулері сол жердегі циклондық әрекеттің белсенділігіне байланысты. Қысым ендік өскен сайын өседі.

2. Жел бағыты мен жылдамдығы және желге әсер етуші күштер

Жел деп – жер бетімен салыстырғандағы ауаның горизонталь бағыттағы қозғалысын айтамыз. Желдің пайда болуына атмосфералық ауаның әр нүктесінде қысымның біркелкі таралмауы себеп.

Жел жылдамдығы және бағыты бойынша сипатталады. Жел жылдамдығы м/сек немесе км /сек деп, ал желдің бағыты ретінде көкжиектің жел соғып тұрған жағы есептеледі.

Жел жылдамдығы теңіз практикасында көз мөлшерімен Бофорт шкаласын қолдана отырып анықталады, ол 12 – градациядан тұрады және балл жүйесі бойынша есептеледі. Ал жалпы болжауларда (әсіресе авиацияда) оларды арнайы жел өлшегіш құралдар арқылы өлшеп, әр желдің жылдамдығына қарай сәйкесінше атауларын қолданады. Мысалы, 0 – 2 м/сек - әлсіз жел деп, 10 – 15 м/сек – күшті жел т.с.с.

Желдің бағытын анықтау үшін Румб деп аталатын көкжиектің 16 – нүктесі қолданылады немесе градустық бұрыш белгіленеді де ол солтүстіктен бастап шығысқа қарай есептеледі. Мысала, С – 0°, Ш – 90°, О – 180°, Б – 270°.

Жерге жақын ауа қабатында тәулігінде жел жылдамдығының max – күндізгі сағ 14 – шамасында байқалады, ал min – түнде және таңғы сағаттарда байқалады.

Жылдық жүрісі климаттық жағдайларға байланысты. Солтүстік жарты шарда қоңыржай ендіктерде max – қыста, min – жаз айларында байқалады.

Жел қозғалысына әсер ететін күштердің бірі ол – градиенттік күш. Ол қысым градиентінің ауа тығыздығына бөлгенге тең. Сол сияқты Кариолис күші, яғни жердің айналуының ауытқу күші; үйкеліс күші, және ортадан тебу күштері де әсер етеді.

Желдің климаттық сипатын жасау үшін көпжылдық бақылаулар нәтижесі бойынша алынған арнайы жел кестесі құрылады (Роза ветров) Мұндай кестеде белгілі бір пункттердегі және белгілі бір уақыттағы негізгі румбтар бойынша жел бағытының қайталанушылығы көрсетіледі.

Тексеру сұрақтары

1. Горизонтальді қысым градиенті дегеніміз не, ол қалай анықталады
2. Ауа қысымының тәуліктік және жылдық жүрістерін түсіндір
3. Жел жылдамдығы мен бағыты қалай анықталады
4. Жел жылдамдығының тәуліктік және жылдық жүрістері
5. Желге қандай күштер әсер етеді
6. Жел кестесі деген не

Қолданылған әдебиеттер

1. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994

2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Байшоланов С.С. Метеорология және климатология. - Алматы: Қазақ университеті, 2000

Дәрістер 14, 15

Атмосфераның жалпы циркуляциясы

Жұмыстың мақсаты: Атмосфераның жалпы айналымын (АЖЦ) құрайтын негізгі ауа ағындарымен және ауа массаларының түрлерімен танысу.

Енгізілген сөздер: АЖЦ, пассаттар, муссондар, шеп, ауа массалары, жылғалы ағын.

Ауа массалары мен олардың қозғалыстары

Ауа массалары дегеніміз физикалық қасиеттері ортақ және жалпы атмосфера айналымы ағынымен бірге қозғалыста болатын үлкен көлемді ауаны айтамыз. Ауа массаларының географиялық және термикалық түрлері ажыратылады.

Географиялық пайда болуына байланысты: Арктикалық, қоңыржай немесе полярлық, тропиктік және экваторлық ауа массалары болып бөлінеді.

Термикалық классификациясы бойынша: жылы ауа массасы және салқын ауа массасы болып бөлінеді.

Екі ауа массаларының арасындағы метеорологиялық өлшемдері күрт өзгертін жіңішке өтпелі алқап – бұл атмосфералық шеп болып табылады. Ол да қозғалу ерекшеліктеріне байланысты жылы шеп және салқын шеп болып бөлінеді. Сонымен қатар атмосферада ірі ауа ағындарының бірі болып саналатын жылғалы ағындар да болады. Олар жылдамдығы өте күшті тропопауза қабатында кездесетін ауа қозғалыстары.

Ауа массалары жылжи отырып, сол келген жердің ауа райының өзгеруіне тікелей ықпалын тигізеді. Сонымен қатар жер беті әсерінен өзі де өзгереді. Бір ауданда ұзақ уақыт бойы қалыптасып, ерекше қасиеттерге ие болатын ауаны жергілікті ауа массалары деп атаймыз.

Атмосфераның қалың қабатын алып үлкен кеңістікке соғатын желдерді ауа ағындары деп атаймыз. Ал жер шарындағы негізгі ауа ағындарының жиынтығы атмосфераның жалпы циркуляциясын (АЖЦ) құрайды.

Жалпы циркуляцияға кіретін негізгі ірі масштабты атмосфера қозғалыстарына мына ауа ағындарын жатқызуға болады:

- Өр ендіктерде жер беті маңындағы және жоғарыдағы температуралық айырмашылықтардан туындайтын ауа ағындары;
- Жылғалы (Струялық) ағындар;
- Циклондар мен антициклондардағы ауа циркуляциясы;
- Пассаттар;
- Муссондар

Жергілікті желдер бұлар – жер шарының белгілі бір аймақтарына ғана тән желдер. Олардың негізгілері: бриздер, таулы – аңғарлы желдер, фен, бора және т.б. желдер.

Тексеру сұрақтары

1. Атмосфераның жалпы циркуляциясы (АЖЦ) дегеніміз не
2. АЖЦ – на қандай ауа ағындары жатады
3. Ауа қысымы мен желдің ендік бойынша таралуын түсіндір
4. Ауа массаларын қалай түсінесің және олардың түрлерін ата
5. Атмосфералық шептер деген не
6. Жергілікті ауа қозғалыстарын (желдерді) түсіндір

Қолданылған әдебиеттер

1. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994
2. Жақатаева Б.Т. Метеорология негіздері. Қарағанды, - 2004.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. – Л: Гидрометеоздат, 1976.