

ДОДАТОК 1
Стисла характеристика географічних полів
та земної атмосфери

Відомості про форму Землі

Для правильного орієнтування під час польоту над землею поверхнею необхідно знати форму Землі, її геометричні розміри точну карту, а також характеристики магнітного поля, що оточує земну кулю. При цьому всі навігаційні завдання вирішуються на поверхні деяких фігур (еліпсоїда, сфери) або на площині, на які за певними законами проектується поверхня Землі. Таким чином, розробка засобів розв'язання завдань навігації, оцінка їх можливостей, визначення точнісних характеристик потребує знання розмірів і форми Землі.

При точних навігаційних розрахунках форму Землі подають як поверхню геоїда.

Геоїдом називають тіло, обмежене поверхнею світового океану в спокійному стані. Під поверхнею світового океану розуміють поверхню морів і океанів, зв'язаних між собою й утворюючих єдину водну масу. Поверхня геоїда не має розривів, складок і ребер, отже кривина її змінюється таким чином, що описати її математично дуже складно. Ось чому обчислення на цій поверхні суворо математично не виконуються.

Оскільки поверхня геоїда досить складна, то на практиці фігуру Землі апроксимують більш простими поверхнями, наприклад, еліпсоїдом обертання.

В Україні за таку фігуру прийнято референт-еліпсоїд Красовського Ф.М. Поверхня цього еліпсоїда досить близька до поверхні геоїда в межах території України та сусідніх країн. Відхилення не становлять більше 40 м. Це обумовлено не тільки вибраними параметрами еліпсоїда, але і його орієнтацією в тілі геоїда.

У закордонних країнах застосовують еліпсоїди Кларка 1866 р. (США, Канада, Мексика), Кларка 1880 р. (Франція), Беселя (Австрія), Хейфорда (Єгипет, Фінляндія інші).

Еліпсоїд Красовського (рис. Д1.1), сформований як результат обертання еліпса $EP_N E'P_S$ навколо малої осі $P_N P_S$, має такі характеристики:

Подовження додатку 1

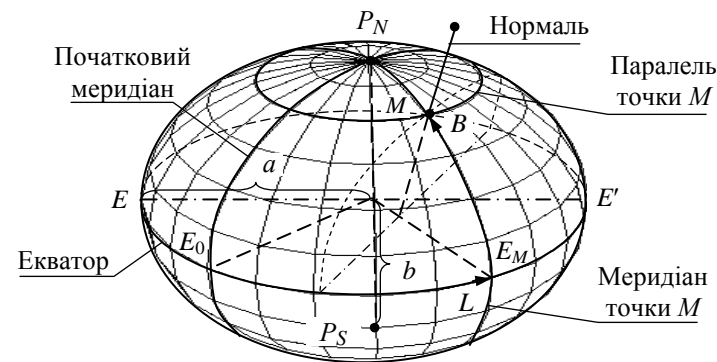


Рис. Д1.1

– велика піввісь

$$a = 6378245 \text{ м;}$$

– мала піввісь

$$b = 6356863 \text{ м;}$$

– стиснення

$$c = \frac{a-b}{b} = 0,00355233;$$

– 1-й ексцентриситет

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} = 0,081813334;$$

– 2-й ексцентриситет

$$e' = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{b} = 0,082088521.$$

Геодезичний екватор розподіляє еліпсоїд на північну та південну півкулю, а гринвіцький меридіан є початком відліку довготи.

Положення точки M на поверхні еліпсоїда визначається геодезичною широтою B і геодезичною довготою L . При цьому геодезичною широтою точки M називають кут між площиною геодезичного екватора $EE_0E_M E'$ і напрямком геодезичної вертикалі, тобто нормалі до поверхні еліпсоїда в точці M .

Геодезичною довготою називається двограний кут між площиною геодезичного меридіана $P_S E_0 P_N$ (гринвіцького меридіана) та площиною геодезичного меридіана $P_S E_M M P_N$ точки M .

Геодезичні координати точок (інколи їх називають географічними координатами) використовуються при розробці програми польоту ЛА, вони можуть бути отримані з польотних карт різних масштабів або зі спеціальних каталогів.

Відношення різниці півосей еліпсоїда до його великої півосі величина дуже мала – 0,00355233, тому при розв’язанні навігаційних задач, що не потребують великої точності, а також для складання карт дрібних масштабів форму Землі вважають сферою (рис.Д1.2). Радіус цієї сфери – 6371 км, довжина екватора 40076 км.

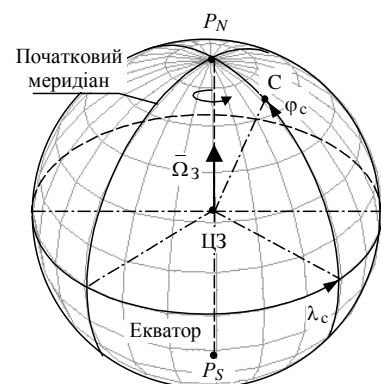


Рис. Д1.2

При такому уявленні поверхні Землі погрішність розв’язання завдань повітряної навігації при визначенні відстані на земній поверхні не буде перевищувати 0,5%, а похибки визначення напрямку не будуть більше 12'. При цьому довжина дуги будь-якого великого кола, що відповідає 1', дорівнює 1852 метрам (1 морська миля).

При складанні карт поверхня референц-еліпсоїда за прийнятим законом зображується на поверхні сфери. Цей закон зображення визначає розміри земної сфери, тобто величину її радіуса R . Професором В.В. Карвайським розраховані радіуси земної сфери, які забезпечують найменше викривлення при різних засобах проектування.

Частіше всього застосовують такі значення радіусів земної сфери:

- $R = 6366707$ м для зображень, що відповідають нормалям;
- $R = 6367616$ м для рівно кутових зображень;
- $R = 6371116$ м для рівновеликих зображень;
- $R = 6372900$ м для зображень рівнопроміжних за меридіанами;
- $R = 6378245$ м для зображень засобом центральної перспективи.

При апроксимації поверхні Землі сферою положення точки на поверхні сфери визначається її сферичними координатами.

Сферичною широтою точки C називається кут φ_c між площиною екватора і напрямком у дану точку із центра Землі.

Сферичною довготою точки C називається двограний кут λ_c між площинами початкового меридіана і меридіана даної точка.

Діапазони та позитивні напрямки відліку геодезичних і сферичних координат збігаються.

Діапазон відліку широт: $0 \dots 90^\circ$ (" + " північний напрямок, " – " південний);

Діапазон відліку довготи: $0 \dots 180^\circ$ (" + " східний напрямок, " – " західний).

Зауважимо, що визначення геодезичної та сферичної довготи будь-якої точки земної поверхні збігаються, а значення сферичної широти даної точки залежить від того, яким чином вона переноситься з поверхні еліпсоїда на сферу.

При розв’язанні завдань повітряної навігації часто виникає необхідність переходу від геодезичної системи координат (геодезичних координат) до сферичної системи координат (сферичних координат).

Такий перехід здійснюється за допомогою таких співвідношень:

$$\varphi_c = B - 8' 39'' \sin 2B, \quad \lambda_c = L$$

а зворотній перехід – за допомогою співвідношень

$$B = \varphi_c + 8' 39'' \sin 2\varphi_c, \quad L = \lambda_c$$

Характеристика гравітаційного поля Землі

Земля має масу біля $5,976 \cdot 10^{24}$ кг і тому створює навколо себе гравітаційне поле (поле сил земного тяжіння). Гравітаційне поле, яке створює силу тяжіння, викликає прискорений рух матеріальних тіл. Якщо тіло нерухомо відносно земної поверхні, то виникає сила ваги, що діє на будь-яке тіло, яке знаходиться в гравітаційному полі Землі.

При вирішенні завдань повітряної навігації гравітаційне поле Землі розглядається як джерело сил, які викликають прискорений

Подовження додатку 1

рух тіл, і як поверхня положення, яка дозволяє визначити відстань від об'єкту до поверхні Землі.

Гравітаційне поле Землі можна характеризувати скалярною величиною $U_{\Gamma}(\bar{R})$ – гравітаційним потенціалом, де \bar{R} – радіус-вектор, який має початок у центрі мас Землі.

У гравітаційному полі Землі, як у потенційному полі можна визначити еквопотенційні поверхні або поверхні однакового рівня гравітаційного потенціалу.

Векторною характеристикою гравітаційного поля є його *вектор напруженості*

$$\bar{g}_{\Gamma} = \nabla U_{\Gamma}(\bar{R}),$$

де ∇ – символ градієнта функції, (оператор Гамільтона).

Напрямок вектора напруженості гравітаційного поля є нормаллю до еквопотенційної поверхні й збігається з напрямком дії сил гравітаційного притягання.

Орієнтація вектора напруженості гравітаційного поля характеризує напрямок *гравітаційної вертикалі* в кожній точці навколоземного простору. Чисельно вектор напруженості гравітаційного поля дорівнює гравітаційній силі притягання Землі, яка діє на одиничну масу, а, значить, дорівнює і прискоренню руху вільної матеріальної точки, яка знаходиться під впливом тільки сил гравітаційного притягання. Тому вектор напруженості гравітаційного поля часто називають *вектором гравітаційного прискорення*.

Внаслідок обертання Землі будь-яке, нерухоме відносно її поверхні, тіло рухається по дузі кола. Радіус кола добового руху тіла, що не рухається відносно Землі, визначається його відстанню l до полярної осі $P_M P_S$. Тіло масою m , що рухається по дузі кола, знає доцентрове прискорення $\bar{w}_{\text{дц}}$ (рис. Д1.3).

При цьому

$$\bar{w}_{\text{дц}} = \frac{V^2}{l} = \Omega_3^2 l = V \Omega_3$$

де $V = l \Omega_3$ – лінійна швидкість тіла, яка обумовлена добовим обертанням Землі з кутовою швидкістю Ω_3 .

Джерелом доцентрової сили $F_{\text{дц}}$ (див. рис. Д1.3) є складова

Подовження додатку 1

сили гравітаційного притягання у напрямку, перпендикулярному осі $P_M P_S$. Ця складова може бути: знайдена як векторна різниця, сили гравітаційного притягання Q та сили ваги G даного тіла.

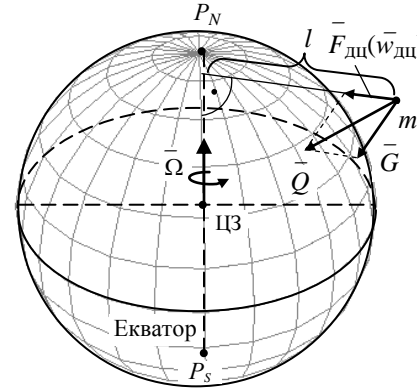


Рис. Д1.3

Нагадаємо, що силою ваги прийнято називати силу, з якою тіло, що зважується, тиснить на опору або натягує підвіс.

Поле сил ваги тіл одиничної маси для різних точок навколоземного простору прийнято називати геопотенційним полем сил ваги. Лінії напруженості поля сил ваги Землі збігаються за напрямком з силами ваги нерухомих відносно Землі матеріальних тіл. Експериментальним шляхом напрямком цих ліній ви-

значається напрямком нитки висока з нерухомою відносно Землі точкою підвісу, або за допомогою бульбашкового рівня.

Цей напрям прийнято називати *істинною або астрономічною вертикаллю*, оскільки висок та бульбашкові рівні знаходять широке застосування в приладах, які дозволяють визначити координати точки на поверхні Землі шляхом астрономічних спостережень.

Площина, яка перпендикулярна істинній вертикалі, називається *площиною істинного горизонту*.

Потенційною характеристикою поля сил ваги є скалярна функція $U(\bar{R})$ – потенціал поля сил ваги. Векторною характеристикою цього поля є вектор напруженості $\bar{g} = (\bar{R})$, який дорівнює векторній різниці вектора напруженості гравітаційного поля $\bar{g}_{\Gamma} = (\bar{R})$ і доцентрового прискорення $\bar{w}_{\text{дц}}(\bar{R})$.

При цьому

$$\bar{g}(\bar{R}) = \nabla U(\bar{R}) = \bar{g}_{\Gamma}(\bar{R}) - \bar{w}_{\text{дц}}(\bar{R}) = \bar{g}_{\Gamma}(\bar{R}) - \bar{l}_0 \Omega_3^2 l$$

де \bar{l}_0 – одиничний вектор, який спрямований за перпендикуляром до осі обертання Землі із даної точки.

Стисла характеристика магнітного поля Землі

Для цілей повітряної навігації широко застосовуються властивості магнітного поля Землі. Земна куля являє собою величезний природний магніт з віссю, яка нахилена до полярної осі на кут близько 11° .

У кожній точці навколо земного простору магнітне поле характеризується *вектором напруженості* \vec{T} . Величина й напрямок цього вектора є досить добре вивченими функціями географічних координат місця спостереження й часу.

Вектор напруженості магнітного поля \vec{T} зазвичай розкладають на дві складові: вертикальну \vec{Z} та горизонтальну \vec{H} ; або на три: східну \vec{Y}_E , північну \vec{X}_N та вертикальну \vec{Z} .

Зв'язок окремих складових між собою й з повним вектором магнітного поля відповідно до рис. Д1.4 визначається такими співвідношеннями:

$$\begin{aligned} \vec{H} &= \vec{T} \cos \theta_M; & \vec{Z} &= \vec{T} \sin \theta_M \\ \vec{X}_N &= \vec{H} \cos \Delta_M; & \vec{Y}_E &= \vec{H} \sin \Delta_M \end{aligned}$$

Кути θ_M і Δ_M називають кутами магнітного нахилення та магнітного схилення, відповідно. Стрілками показані позитивні напрямки відліку кутів.

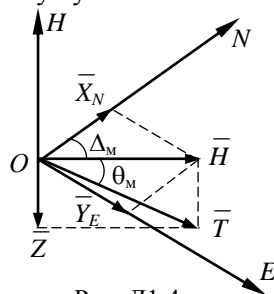


Рис. Д1.4

У звичайних умовах величина та напрямок вектора \vec{T} можуть незначно змінюватися залежно від часу. Періодичні зміни цього вектора (річні, місячні, добові) достатньо добре вивчені. Тому інформація про значення \vec{T} , \vec{H} , θ_M і Δ_M картографується. Зазвичай на карти наносяться: лінії однакових магнітних схилень $\Delta_M = \text{const}$ – ізогони, лінії однакових напруженостей магнітного поля $\vec{T} = \text{const}$ – ізодіни.

лінії однакових напруженостей магнітного поля $\vec{T} = \text{const}$ – ізодіни.

Відносна нестационарність характеристик магнітного поля Землі в значній мірі може бути врахована за допомогою спеціальних графіків і таблиць залежно від пори року і доби, а також періодичним оновленням (приблизно через кожні 5 років) карт магнітного поля Землі.

Разом з тим потрібно пам'ятати про можливість випадкових варіацій магнітного поля Землі (наприклад, внаслідок магнітних бурь), які можуть істотно ускладнити використання магнітного поля Землі для цілей навігації.

Організація вимірювань у польоті вказаних вище параметрів магнітного поля Землі при наявності відповідної картографічної інформації дозволяє розв'язати основну задачу повітряної навігації – визначення координат місцезнаходження ЛА. Однак, найбільш поширеною навігаційною задачею, яка вирішується на борту ЛА з використанням властивості магнітного поля Землі, є задача вимірювання курсу.

Стисла характеристика властивостей земної атмосфери. Стандартна атмосфера

Політ літального апарата здійснюється в атмосфері - повітряній оболонці, яка оточує земну кулю, при цьому наявність інформації про значення величин параметрів атмосфери, характеристики обтікання ЛА повітрям і його орієнтацію в повітряному потоці має велике значення для розв'язання пілотажно-навігаційних завдань.

У кожній точці навколоземного простору атмосферне повітря характеризується сумішшю, температурою, тиском, густиною, а також градієнтами цих та інших величин.

Крім того, район польоту ЛА зазвичай характеризується такими важливими метеорологічними елементами як швидкість і напрямок вітру, хмарність, наявність туману, турбулентність інше.

Параметри атмосфери та метеорологічні явища, які здійснюються в ній, істотно залежать від координат спостереження та часу. Тимчасові залежності значень більшості атмосферних параметрів мають випадковий характер. Проте довгочасове спостереження та вивчення властивостей земної атмосфери дозволяють виявити певні просторово-часові закономірності зміни атмосферних параметрів.

За складом повітря атмосфера діляться на такі шари:

– *гомосфера* (до 80...100 км) – характеризується сталістю хімічного складу повітря (78,09% азот, 20,95% кисень, 0,95% інші гази);

– *гетеросфера* (більше 100 км) – хімічний склад повітря змінюється з висотою.

За характером зміни температури атмосфери, яка простягається до висоти 2500...3000 км, зазвичай ділять: на тропосферу (до висоти 10...12 км у помірних широтах, 16...18 км у тропіках, 9...10 км у полярних широтах), стратосферу (до висоти 40...55 км), мезосферу (до 80 км), термосферу (до висоти 800 км) і екзосферу (вище 800 км).

Екзосфера не має верхньої межі й поступово переходить у міжпланетний простір. Серед вказаних сфер знаходяться проміжні перехідні шари, які відповідно називаються: тропопауза, стратопауза, мезопауза, термопауза.

У тропосфері міститься до 80% усієї маси повітря та до 90% водяної пари. В ній відбуваються процеси, які формують погоду на Землі: утворення хмарності, випадання опадів, грозові явища, вітри, струмові течії. Температура тут знижується при зростанні висоти у середньому на $6,5^\circ$ за 1 км.

Стратосфера містить у собі близько 20% усієї маси повітря. Температура в цьому шарі до висоти 30...35 км майже постійна, у середньому вона складає -56°C , а потім із зростанням висоти підвищується майже до 0°C . Це обумовлено інтенсивним убиранням сонячної радіації озонем, максимальна концентрація якого знаходиться в стратосфері.

У мезосфері температура з висотою швидко знижується і на верхній межі досягає -88°C . Густина повітря тут мала – майже у 10 разів менша, ніж на поверхні Землі.

У термосфері температура підвищується з висотою, досягає на верхній межі значень 800...1000 $^\circ\text{C}$. У термосфері розміщуються шари з підвищеною концентрацією іонів.

Виявлені середньостатистичні закономірності зміни певних атмосферних параметрів і перш за все закономірності таких залежностей, як залежність зміни температури і тиску повітря від зміни геодезичної висоти, дозволили широко застосовувати інформацію

про обмірювані значення параметрів різних атмосферних полів для цілей повітряної навігації.

Слід відмітити, що розв'язання задач повітряної навігації шляхом аерометричних вимірювань базується на використанні так званої стандартної атмосфери.

Стандартна атмосфера – це умовна модель земної атмосфери, яка являє собою залежність фізичних параметрів атмосфери як функції абсолютної висоти. У стандартній атмосфері (СА) замість дійсних значень атмосферних параметрів, які є випадковими функціями часу та координат, наводяться їх певні значення.

Ці значення з більшим ступенем точності відповідають математичним сподіванням значень параметрів атмосфери на даній висоті.

У теперішній час на Україні залежності СА встановлює ГОСТ 4401-81, який відповідає міжнародному стандарту. У ньому приводяться числові значення основних параметрів атмосфери для висот від -2000 м до $1\ 200\ 000$ м. Для висот від -2000 м до $80\ 000$ м приводяться дані про температуру повітря, його густину, атмосферний тиск, прискорення вільного падіння, швидкість звуку на цій висоті та деякі інші дані. Для висот від $80\ 000$ м до $1\ 200\ 000$ м тут приводяться довідникові дані.

У стандарті є обов'язковий додаток, у якому вміщуються основні положення, константи, формули і допоміжні таблиці, які необхідні для розрахунку параметрів атмосфери.

Значення параметрів атмосфери за СА-81 на нульовій висоті навіваються стандартними. Перелічимо основні з них:

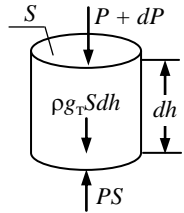
- тиск $P_c = 760$ мм рт. ст. (101325 Па);
- температура $T_c = 288,15$ К;
- густина $\rho_c = 1,225$ кг/м³;
- прискорення сили ваги $g_c = 9,80665$ м/с (відповідає значенню g_T на широті $45^\circ 32' 33''$);
- швидкість звуку $a = 340,294$ м/с.

Отримання залежності тиску від висоти за СА базується на рівнянні статички атмосфери

$$dP = -\rho g_T dh. \quad (Д1.1)$$

Подовження додатку 1

Воно відповідає, рівновазі вертикальних сил тиску $(P + dP)S$; PS та ваги $(\rho g_T S dh)$, які діють на стовп повітря з перерізом S і висотою h (рис. 1.5)



Запишемо також рівняння ідеального газу

$$\rho = \frac{P}{RT}, \quad (Д1.2)$$

де $R = 287,05287$ Дж/кг – питома стала повітря.

Підставляючи (Д1.2) в (Д1.1) одержимо

$$\frac{dP}{P} = -\frac{g_T dh}{RT}. \quad (Д1.3)$$

У рівнянні (Д1.2) враховується залежність g_T від h , яка з високою точністю подається у вигляді

$$g_T(h) = g_c \frac{r^2}{(r+h)^2}, \quad (Д1.4)$$

де $r = 6356766$ м – умовний радіус Землі, при якому g_T і його градієнт близькі до істинних значень для широти $45^\circ 32' 33''$.

З метою спрощення розв'язання диференціального рівняння (Д1.3) а також спрощення запису кінцевих виразів залежності тиску від висоти в (Д1.3) переходить від h до нової незалежної змінної – так званої геопотенційної висоти H_Γ .

Геопотенційна висота, це поняття, яке використовується у фізиці атмосфери і визначається як співвідношення

$$H_\Gamma = \frac{\Phi}{g_c}, \quad (Д1.5)$$

де $\Phi = \int_0^h g_T dh$ – потенціал поля сили ваги.

Геопотенційна висота відраховується від середнього рівня моря. З урахуванням (Д1.4) з (Д1.5) одержимо

$$H_\Gamma = r^2 \int_0^h \frac{dh}{(r+h)^2} = h \frac{r}{r+h}. \quad (Д1.6)$$

Відповідно до (Д1.6) $H_\Gamma \leq h$, при цьому різниця

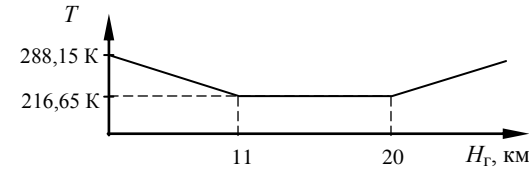
Подовження додатку 1

$$h - H_\Gamma = \frac{h^2}{r+h}$$

вважається незначною (для $h = 10$ км вона складає 16 м, а для $h = 20$ км – 63 м). На основі (Д1.5) запишемо

$$dH_\Gamma = \frac{d\Phi}{g_c} = \frac{g_T dh}{g_c}. \quad (Д1.7)$$

При інтегруванні рівнянь (Д1.3) потрібно також враховувати залежність температури повітря T від висоти (рис. Д1.6).



Згідно СА-81 існують такі залежності $T = f(H_\Gamma)$:

1) $H_\Gamma \leq 11$ км

$$T = T_0 + \beta H_\Gamma, \quad (Д1.8)$$

де $\beta = \frac{dT}{dH_\Gamma} = -6,5 \cdot 10^{-3}$ К/м – температурний градієнт з висоти;

2) 11 км $< H_\Gamma \leq 21$ км

$$T = T_{11}, \quad (Д1.9)$$

де $T_{11} = 216,65$ К = const;

3) 20 км $< H_\Gamma \leq 32$ км

$$T = T_{20} + \beta(H_\Gamma - 20000), \quad (Д1.10)$$

де $\beta = 10^{-3}$ К/м; $T_{20} = T_{11}$.

З урахуванням (Д1.3), (Д1.7), (Д1.8) для $H_\Gamma \leq 11$ км одержимо

$$\int_{P_c}^P \frac{dP}{P} = -\frac{g_c}{R} \int_0^{H_\Gamma} \frac{dH_\Gamma}{T_c + \beta H_\Gamma},$$

позначимо обчислений таким чином тиск індексом “СА”

$$P_{CA} = P_c \left(1 + \frac{\beta}{T_c} H_\Gamma \right)^{\frac{-g_c}{\beta R}}. \quad (Д1.11)$$

де P_c, T_c, g_c – стандартні значення для $H_\Gamma = 0$; $\beta = -6,5 \cdot 10^{-3}$ К/м.

Подовження додатку 1

Аналогічно з урахуванням (Д1.9), (Д1.10) одержимо:

– для $11 \text{ км} < H_r \leq 20 \text{ км}$

$$P_{CA} = P_{11} \exp \left[-\frac{g_c}{RT_{11}} (H_r - 11000) \right], \quad (\text{Д1.12})$$

де $P_{11} = 22632 \text{ Па}$ (169,75 мм. рт. ст.); $T_{11} = 216,65 \text{ К}$;

– для $20 \text{ км} < H_r \leq 32 \text{ км}$

$$P_{CA} = P_{20} \left[1 + \frac{\beta}{T_{20}} (H_r - 20000) \right]^{-\frac{g_c}{\beta R}}, \quad (\text{Д1.13})$$

де $P_{20} = 5474,87 \text{ Па}$ (41,065 мм. рт. ст.); $\beta = 10^{-3} \text{ К/м}$.

Формули (Д1.11)...(Д1.13) встановлюють залежність атмосферного (статичного) тиску від геопотенційної висоти згідно з СА-81. Висота яка з цих формул відповідає фактичному тиску P , називається в авіації абсолютною барометричною висотою позначається як H_a . Із (Д1.11)...(Д1.13) замінюючи H_r на H_a , після перетворень отримаємо:

– для $H_a \leq 11 \text{ км}$

$$H_a = \frac{T_c}{\beta} \left[\left(\frac{P}{P_c} \right)^{-\frac{\beta R}{g_c}} - 1 \right], \quad (\text{Д1.14})$$

де $\beta = -6,5 \cdot 10^{-3} \text{ К/м}$.

– для $H_a \leq 21 \text{ км}$

$$H_a = 11000 + \frac{RT_{11}}{g_c} \ln \frac{P_{11}}{P}, \quad (\text{Д1.15})$$

– для $20 \text{ км} < H_a \leq 32 \text{ км}$

$$H_a = 20000 + \frac{T_{20}}{\beta} \left[\left(\frac{P}{P_{20}} \right)^{-\frac{\beta R}{g_c}} - 1 \right] \quad (\text{Д1.16})$$

де $\beta = 10^{-3} \text{ К/м}$.

Формули (Д1.14)...(Д1.16) носять назву гіпсометричні залежності й призначені для градування вимірників барометричної висоти польоту.

Проте вимірювання висоти має сенс тільки у випадку прив'язки до деякого рівня початку відліку. Якщо за рівень початку відліку прийнятий тиск 760 мм рт. ст., то атмосферному тиску в точці визначення висоти відповідає абсолютна барометрична висота. При завданні будь-якого іншого початкового рівня, що відповідає, наприклад, атмосферному тиску на аеродромі посадки, то атмосферному тиску в точці визначення висоти відповідає відносна барометрична висота.

Політ ЛА при фіксованому значенні барометричної висоти (з постійним значенням атмосферного тиску) це рух по ізобаричній поверхні в атмосфері Землі. Зазвичай ізобаричні поверхні стандартної атмосфери не можуть точно відповідати ізобаричним поверхням реальної атмосфери, тим більше що останні безупинно змінюються в часі. Однак, ізобаричні поверхні як стандартної, так і реальної атмосфери ніде не перетинаються в гравітаційному полі Землі. Тому ЛА, які пілотуються при різних значеннях точно обумовленої абсолютної барометричної висоти, застраховані від зіткнення. Пілотування з контролем відносної барометричної висоти широко застосовується при здійсненні зльоту та посадки ЛА.

У таблицях СА-81 також наводяться значення густини повітря ρ , його питомої ваги γ та швидкості звуку a для різних висот, які розраховуються за формулами

$$\rho = \frac{P}{RT};$$

$$\gamma = \frac{G}{V} = \frac{mg}{V} = \rho g;$$

$$a = \sqrt{\aleph \frac{RT}{M}} = 20,045796 \sqrt{T},$$

Тут V – об'єм газу, маса якого m , а вага G ; $\aleph = \frac{c_p}{c_v} = 1,4$ – показник адіабати, який дорівнює відношенню питомих теплоємностей повітря при постійному тиску c_p та постійному об'ємі c_v ; M – число Маха.