

# Inverzió és légszennyezés, valamint az égetés hatása a levegő minőségére falusi környezetben

Salavec Péter

## Abstract:

Napjainkban egyre többen szenvednek az allergia tüneteitől, és egyre fontosabbá válik, hogy környezetünkben minél tisztább legyen a levegő. Minden esetben tehetünk azért, hogy a szennyezettség minél kisebb legyen, de növekedése bizonyos időjárási helyzetekben elkerülhetetlen. Ezekben a helyzetekben – legyen az nagytérségű, vagy helyi hatás – az ún. talajmenti inverzió a felelős a magas légszennyezettség kialakulásáért. Falusi környezetben a hulladékégetés a legfőbb szennyezőanyag-forrás, így ilyen inverziós időjárási helyzetekben az égetés mellőzése hatékonyan lassíthatja a levegőminőség – egyébként elkerülhetetlen – romlását. Mivel ezek az inverziós helyzetek a téli félévben (októbertől ápriliséig) különösen gyakoriak, ebben az időszakban szükséges lehet a tüzugyújtást szabályozó rendeletek átgondolása annak érdekében, hogy a levegő szennyezettségét ezekben az időszakokban minél alacsonyabb szinten tarthassuk.

## 1. Bevezetés

Anélkül, hogy a légkör működésének matematikai-fizikai részleteibe túlzottan belemennénk, tekintsük át a légkör „működésének” bizonyos alapfogalmait! Akit a részletek érdekelnek, annak Czelnai Rudolf: Bevezetés A Meteorológiába I-III (Czelnai, 1981), valamint Götz Gusztáv és Rákóczi Ferenc: A Dinamikus Meteorológia Alapjai c. könyveit ajánlom (Götz & Rákóczi, 1981).

## 2. Alapfogalmak és jelenségek a légkörben

### 2.1 A légkör tulajdonságait befolyásoló fő tényezők és fizikai törvények

Az időjárást a Naptól beérkező, és a Földfelszínről kimenő sugárzás irányítja. A Naptól beérkező sugárzás egy részét a földfelszín nyeli el (amit nem nyel el, az visszaverődik), ami ennek hatására melegszik. Minél laposabb szögben süt a Nap, annál kevesebbet nyel el belőle. A felszín pedig a hőmérséklete miatt sugároz, ami hűti a felszínt (Štefan, 1879; Boltzmann, 1894; Planck, 1900).

A levegő hőmérsékletét pedig a Föld szabályozza alulról, emiatt van a hőmérsékletnek napi menete (vagyis hőingás) a légkör alacsony rétegeiben. A hőingás mértéke a magassággal csökken, nagyjából 1300-1700 méterrel a felszín felett megszűnik. Abban az esetben, ha a két energiaáram napi mérlege pozitív, a felszín napról napra egyre jobban felmelegszik, és az éjszakai lehűlés is gyengül, ez történik nálunk a nyári félévben. Télen ez a mérleg negatív, így a talaj hőmérséklete folyamatosan csökken. (A mi szélességünkön ebből a szempontból rövidebb a nyári félév, az éves mérleg nagyjából a

35° szélességi körtől északra negatív.) (Bristow & Campbell, 1984)

Egy felül nyitott edénybe töltött folyadék (vagy gáz) nyomása alul a legnagyobb, felfelé exponenciálisan csökken. Megközelítőleg így van ez a légkörben is (Berberan-Santos et al., 1997). A közelítés egyébként annyira pontos, hogy számításoknál a (tengerszint feletti) magasság helyett igen gyakran a nyomást használják függőleges koordinataként (Eliassen, 1949; Laprise, 1992).

A légkörre, mint ideális gázra igaz a gázok állapotegyenlete is. Ez, és az előző együtt egy érdekes jelenséget okoz. Mégpedig azt, hogy azonos légnyomás mellett a levegő sűrűsége csökken, ha hőmérséklete emelkedik. A hidrosztatikai felhajtó erő pedig a ritkább levegőt felfelé gyorsítja, tehát a környezeténél ritkább (és melegebb) levegő felemelkedik. Ezt a jelenséget hívják légköri konvekciónak (Götz & Rákóczi, 1981; Emanuel, 1994).

### 2.2 Függőleges légáramlások – a légköri konvekció

A termodinamika segítségével belátható, hogy a száraz (és a telítetlen nedves) levegő feláramlásakor annak hőmérséklete nagyjából 1°C-ot csökken száz méterenként, ezt az értéket hívják száraz-adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek, jelölése és pontos értéke:  $\Gamma_d = -0,00973 \text{ K/m}$ . Ez az elméleti határ, aminél gyorsabban nem csökkenhet a levegő hőmérséklete a magassággal (Götz & Rákóczi, 1981). Nappal, ahogy a légkör alulról melegszik, a hőmérsékleti gradiens (vagyis a hőmérséklet magasság szerinti változása)

eléri ezt az értéket, és automatikusan megindulnak a feláramlások. (Talajtípustól, növényborítottságtól, a talaj víztartalmától, vagy a domborzattól függően helyről helyre kicsit különbözőképpen melegszik a felszín, ahol a leggyorsabban, ott alakulnak ki a feláramlások, az ún. termikek.) Így a melegedés magasabb rétegekben is megkezdődik, kialakul egy réteg, amit konvektív határrétegnek hívunk (Garratt, 1994). Nyáron ennek a magassága 2-3 km is lehet, télen pedig mindössze pár száz méter, vagy akár meg sem jelenik. Ebben a rétegben zajlik a sekély konvekció, melynek hatására a levegőben lévő nyomanyagok egyenletesen elkeverednek (Stull, 1988).

A légkör magasabb rétegei, a szabad légkör ezen konvektív áramlásoktól mentes lehet. Viszont ha a konvektív határrétegben elég nedvesség van, akkor előfordulhat, hogy az emelkedő és hűlő levegő telítetté válik (ugyanis minél hidegebb a levegő, annál kevesebb vízgőzt tud befogadni). Ekkor az emelkedő levegőben megindul a vízgőz kicsapódása (a gomolyfelhő-képződés), ami hőfelszabadulással jár, és ez „visszamelegíti” az emelkedő légrést. Emiatt előfordulhat, hogy az emelkedő légrést lassabban hűl, mint a környezete, így egyre jobban gyorsulva emelkedik fölfelé, „szerencsés” esetben akár a tropopauzáig (Götz & Rákóczi, 1981). Ez a jelenség a mély konvekció, az így emelkedő nedves levegő hőmérsékleti gradiense – bár nem egy konkrét érték, hanem függ a nedvességtartalomtól – mindenképpen kisebb, mint a szárazé. Így alakulnak ki a zivatarfelhők, illetve az ún. konvektív rendszerek (és a trópusi ciklon is!), melyekben a legnagyobb energiasűrűség képes felszabadulni, ezáltal a legveszélyesebb időjárási jelenségeket hozzák létre (Salavec, 2012).

### 2.3 A légkör hőmérsékleti rétegződése

Számunkra azonban fontosabb, hogy ennek hatására nemcsak a konvektív határrétegben, hanem az egész troposzférában is, a magassággal csökken a hőmérséklet. Nagy átlagban a hőmérsékleti gradiens -0,003 és -0,007K/m közé esik, de inkább csak azt mondjuk, hogy az a normális, ha csökken a magassággal a hőmérséklet (Czelnai, 1981).

Ha nem csökken, hanem kb. állandó, akkor azt izotermiának, ha csökken, akkor inverzióknak hívjuk (pontosabban az adott réteget hívjuk izoterm, vagy inverziós rétegnek) (Czelnai, 1981).

### 3. Légköri inverzió

Eljutottunk tehát az inverzióig, a hosszú bevezető ahhoz kellett, hogy a későbbiekben jobban megérthessük az inverzió levegőminőségre gyakorolt hatásait.

### 3.1 Az inverzió kialakulása és annak feltételei

Arról volt szó, hogy egy adott helyen a napsugárzás hogyan melegíti, vagy hűti a felszínt. Nem kerültek még szóba a vízszintes áramlások (a szél) hatása. Ha valahol fúj a szél, akkor az kiegyenlíti a helyi hatásokból kialakuló hőmérsékleti különbségeket, így a feláramlások csak rövid életűek lesznek, és vándorolnak. Helyette azonban a szél maga az, ami – a levegő belső sűrűlódása, vagyis a turbulencia által – függőlegesen is átkeveri a levegőt, és a hőmérsékleti gradienst „normalizálja”. Így a gradiens szélsőséges értékei – különösképpen az inverzió – gyakorlatilag csak szélcsendes időjárási helyzetben tudnak kialakulni (Fejesné Sándor & Wantuch, 2005; Kaimal et al., 1976). Na de mikor is pontosan? Két fő szélcsendes eset van, ami inverzió kialakulásához vezet, mindkettő akkor, amikor magas nyomású légköri képződmény, vagyis anticiklon irányítja az időjárást.

Matematikailag is belátható, hogy egy magas nyomású központban nagytérségű függőleges lefelé áramlás uralkodik (Czelnai, 1981). Ugyanúgy, ahogy a feláramló levegő hűl, úgy a leáramló is melegszik, mégpedig mindig és kizárólag száraz-adiabatikusan. Ha a leáramló levegő alatti réteg ennél lassabban hűl a magassággal, a leáramló levegő alja melegebbé válhat, mint az alatta lévő réteg. A kettő között alakul ki az ún. zsugorodási inverzió (Götz & Rákóczi, 1981).

A másik a talajmenti inverzió, melyhez most visszakanyarodunk a napsugárzás-melegítette talaj problémájához. Nappal felmelegedett a talaj, meg fölötté a levegő, jelen van a konvektív határréteg. Ahogy elkezdi délután lemenni a Nap, egyszer csak a kisugárzás nagyobbá válik, és a felszín elkezdi hűlni, az pedig alulról elkezd hűteni a levegőt. Ha derült az ég, akkor ráadásul a felhők nem verik vissza ezt a kisugárzást (az így ugyanis nem engedné hűlni a levegőt), és a hőmérséklet egy bizonyos határig szabadon zuhan. Vagy addig, amíg másnap napkelte után újra a besugárzás nagyobb nem lesz, vagy addig, amíg telítetté nem válik (ekkor kicsapódik a vízgőz és köd képződik). A lényeg, hogy e hűlő légrétegben inverzió alakul ki, és ezt a réteget stabil éjszakai határrétegnek hívják (Bristow & Campbell, 1984; Stull, 1988; Mahrt et al., 1990).

Télen anticiklonban mindkét inverziós réteg megjelenik, és elég hamar össze is olvad, így igazán vastag inverziós réteget tud létrehozni.

A másik, ami hazánkban meghatározó, hogy ha egy medencében vagyunk, melyet minden oldalról magas hegyek vesznek körül, akkor az alján megülő inverziós (hideg) légréteg nem tud „kifolyani” a medencéből. Kicsi, pár kilométeres méretekben az

ilyen völgyek a fagyzugok, ahol a hűlő levegő megreked, és így gyorsabb lehet a lehülés, mint egy dombon. Ezek közül pl. Zabar híres hidegrekordjairól, sőt, a Bükk-fennsíkon egy töbörben zajló kísérletben gyakran mérnek a nyári derült éjszakákon is fagyokat (Stull, 1988; Mahrt et al., 1990; Götz & Rákóczi, 1981). (A töbör a karsztos vidékeken kialakuló, pár száz méter átmérőjű, pár méter mély, tál alakú, zárt „medence”. (Gönczy & Szalai, 2004))

Érdekes még, hogy amikor ebben a rétegben köd képződik, akkor a Nap nappal a köd felső rétegét melegíti, és nem a felszínt, tehát először a köd tetején képződik a konvektív határreteg. A feláramlások „belemarnak” a ködbe, felszaggatják a tetejét, így a Nap egyre mélyebben hatol bele. Csakhogy ez télen olyan vastag lehet, a sugárzási mérleg pedig annyira negatív, hogy esély sincs a felszakadására. Ilyenkor egy „külső esemény”, pl. egy erős hidegfront átvonulása szükséges az inverzió megszüntetéséhez (Klein & Hartmann, 1993).

De miért is hívják a stabil éjszakai határreteget stabilnak? Szó volt arról, hogy a levegő hőmérséklete emelkedés közben csökken, süllyedés közben pedig növekszik. Belátható, hogy egy ilyen inverziós rétegben egy „szándékosan” kimozdított légrészre ható erő visszatéríti a légrést az eredeti helye felé, vagyis a légrész az eredeti helyén stabil egyensúlyban van (Götz & Rákóczi, 1981).

Ez azt jelenti, hogy az inverziós rétegben megszűnnek a függőleges irányú áramlások. Azt pedig feltettük, hogy vízszintes áramlás nincs. Tehát az inverziós légréteg mozdulatlan.

### **3.2 Az inverziós réteg és a szélcsend hatása a levegő szennyezettségére**

Különösen akkor, ha az inverziós réteg a felszínen van, akkor a bioszféra-légkör kölcsönhatás ott és akkor a bioszféra-stabil határreteg közötti kölcsönhatássá fajul. Tehát a bioszféra által kibocsátott légköri nyomanyagok (ahová a szennyezőanyagok mellett a szén-dioxid, metán, ózon, nitrogén-oxidok és kénvegyületek is tartoznak) koncentrációja jelentősen megnő. Ugyanakkor bizonyos anyagok, melyeket a bioszféra fogyaszt (nappal a szén-dioxid, éjjel bizonyos illékony szerves anyagok) pedig akár elfogyhatnak (Arya, 1999).

Összességében azonban az ember számára káros anyagok nagy többsége felhalmozódik az inverziós rétegben. A szén-dioxid, a szénvegyületek, az illékony szerves anyagok, a nitrogén-oxidok egy része és a nyomanyagok közé nem sorolt aeroszol-részecskék fő forrása falusi környezetben a hulladékégetés. Bár az égetés során a tűz fölött

melegedő levegő felszáll, hőmérséklete azonban nem olyan magas, hogy az inverziót áttörje, így pár méternyi emelkedés után megáll, és szétterül. Ez a szétterülő légrész extrém szennyezettnek minősül, és mivel inverziós helyzetben nincs légáramlás, nem is hígul fel. Így a szennyezés akár napokig megmaradhat, sőt, bizonyos anyagok (a közepes és a hosszú tartózkodási idejűek, mint pl. a nitrogén-oxidok többsége, a metán és a szén-dioxid) a következő időjárás-változásig biztosan „vendégek” maradnak (Arya, 1999; Stull, 1988).

Nyári anticiklonális helyzetben a nappal megjelenő konvektív határreteg kb. reggel 6-tól este 19 óráig gyakorlatilag biztosítja, hogy az égetésből származó nyomanyagok elkeveredjenek, ilyenkor a légszennyezettség növekedéséhez ezek helyileg csak kis mértékben járulnak hozzá. Ezt dominálja a nagytérségű légszennyezettség-növekedés, melynek fő forrásai az iparközpontok és a városok (Seinfeld, 1989).

### **3.3 Az inverzió szezonális gyakoriság-változása és a légszennyezettség mértékének évszakos változásai**

A konvektív határreteg napi jelenlétének ideje azonban tél felé haladva, nagyjából szeptember közepétől drasztikusan csökkenni kezd, októberben már előfordulhatnak olyan napok, amikor a stabil inverziós réteg nem szűnik meg teljesen, a konvektív határreteg pedig csak a déli, kora délutáni pár órában létezik (Garratt, 1994).

Ebben az esetben, mivel a falusi környezetben a fő szennyező az égetés, szükséges, hogy minél körültekintőbbek legyünk. Lehetőleg olyan napokon égensünk, amikor van valamekkora légmozgás, és lehetőleg a déli, kora délutáni órákban, legoptimálisabban 12-15 óra között, de ha épp teljes a szélcsend, pláne ha köd is van, inkább halasszuk el az égetést. Ezzel sokat tehetünk azért, hogy az ilyen időjárási helyzetekben a levegőminőség romlását lassítsuk.

## **4. Összefoglalás**

Mindezek lényege összefoglalva, hogy bizonyos időjárási helyzetekben, leggyakrabban a légköri inverzió következményeképpen, a légkör szennyezettségének növekedése elkerülhetetlen. Ezekben a helyzetekben – legyen az nagytérségű, vagy helyi hatás – az ún. talajmenti inverzió a felelős a magas légszennyezettség kialakulásáért. Falusi környezetben a hulladékégetés a legfőbb szennyezőanyag-forrás, így ilyen inverziós időjárási helyzetekben az égetés mellőzése hatékonyan lassíthatja a levegőminőség – egyébként elkerülhetetlen – romlását. Mivel ezek az inverziós helyzetek a téli félévben (októbertől ápriliséig)

különösen gyakoriak, ebben az időszakban szükséges lehet a tűzgyújtást szabályozó rendeletek átgondolása annak érdekében, hogy a levegő szennyezettségét ezekben az időszakokban minél alacsonyabb szinten tarthassuk.

### Felhasznált irodalom

G. GÖTZ & F. RÁKÓCZI (1981), *A Dinamikus Meteorológia Alapjai* (Tankönyvkiadó).

R. CZELNAI (1981), *Bevezetés A Meteorológiába I-III* (Tankönyvkiadó)

J. Štefan (1879) [*Wien. Ber.* 59, p. 391]

L.E. Boltzmann (1884), Ableitung Des Stefan'schen Gesetzes, Betreffend Die Abhängigkeit Der Wärmestrahlung Von Der Temperatur Aus Der Electromagnetischen Lichttheorie [*Annalen der Physik*, 258(6), pp. 291–294]

M.K.E.L. Planck (1901), On The Law Of The Energy Distribution In The Normal Spectrum [*Annalen der Physik*, (4), pp. 553–563]

K.L. Bristow & G.S. Campbell (1984), On The Relationship Between Incoming Solar Radiation And Daily Maximum And Minimum Temperature [*Agricultural and Forest Meteorology*, 31(2), pp. 159–166]

M.N. Berberan-Santos, E.N. Bodunov & L. Pogliani, (1997), On the barometric formula [*American Journal of Physics*, 65(5), p. 404]

A. Eliassen, (1949), The Quasi-Static Equations Of Motion With Pressure As Independent Variable [*Geophys. Publ.*, XVII, pp. 3–44]

R. Laprise, (1992), The Euler Equations of Motion With Hydrostatic Pressure As An Independent Variable [*Monthly Weather Review*, 120(1), pp. 197–207]

K.A. EMANUEL (1994), *Atmospheric Convection* (Oxford University Press)

R.B. STULL (1988), *An Introduction To Boundary Layer Meteorology* (Kluwer)

J.R. GARRATT (1994), *The Atmospheric Boundary Layer* (Cambridge University Press).

P. Salavec, (2012), *Nagy Csapadékos Időjárási Helyzetek Összehasonlító Elemzése Az ALADIN/CHAPEAU És A WRF Modellfutások Alapján* [Szakdolgozat (tv. A.Z. Gyöngyösi), ELTE TTK, *Meteorológiai Tsz.*, pp. 4–9]

V. FEJESNÉ SÁNDOR & F. WANTUCH, (2005), *Repülésmeteorológia* (Országos Meteorológiai Szolgálat)

J.C. Kaimal, J.C. Wyngaard, D.A. Haugen, R. Coté, Y. Izumi, S.J. Caughey & C.J. Readings, (1976), Turbulence Structure In The Convective Boundary Layer [J. Atmos. Sci., 33(11), pp. 2152–2169]

L. Mahrt, J. Sun, W. Blumen, T. Delany & S. Oncley, (1990), Nocturnal Boundary-Layer Regimes [(Springer) *Boundary-Layer Meteorology*, 88(2), pp. 255–278]

S. GÖNCZY & K. SZALAI, (2004), *Geomorfológiai fogalomgyűjtemény.* (Kárpátaljai Magyar Pedagógusszövetség)

S.A. Klein & D.L. Hartmann, (1993), The Seasonal Cycle Of Low Stratiform Clouds [*J. of Climate*, 6(8), pp. 1587–1606]

S.P. Arya, (1999), *Air Pollution Meteorology And Dispersion* (Oxford University Press)

J.H. Seinfeld, (1989), Urban Air Pollution: State Of The Science [*Science*, 243(4892), pp. 745–752]