

A FELHŐFIZIKA ALAPJAI ÉS GYAKORLATI ALKALMAZÁSAI

SZABÓ-TAKÁCS BEÁTA

CLOUD PHYSICS RESEARCH AND PRACTICAL APPLICATIONS

Abstract

The purpose of this article is to present the basics of cloud physics and their practical applications. Cloud physics investigate the microphysical processes that contribute the formation and development of clouds, and the interactions between these processes. The development of nowcasting, observations and model simulations of physical processes in clouds are essential. Model simulations of clouds are also needed for global climate change attribution, because they facilitate to gain more accurate results about physical processes which affect our climate. For weather modification it is essential to know the processes that control the formation of ice and water particles, the rate of conversion of cloud droplets and ice particles into solid and liquid precipitation, and also about the cloud dynamics which drive the amount and phase of precipitation.

Keywords: cloud physics, aerosol particles, seeding, climate change, nowcasting

Bevezetés

A felhők légkör-dinamikai és mikrofizikai folyamatok kölcsönhatása során alakulnak ki. A vízcseppek a vízgőz kondenzációja által keletkeznek, amit főképpen a dinamikai folyamatok határoznak meg a felemelkedő levegő konvekciója és keveredése révén. A felhők struktúráját a dinamikai tényezők határozzák meg. A Földhöz viszonyítva nyugalomban lévő légkörben az egyensúly feltétele, hogy a levegőrészecskékre ható nehézségi erő és a nyomási gradiens erő vertikális összetevőjének eredője 0 legyen. Ha valamilyen hatás (perturbáció) következtében egy adott magasságban a levegőréteg pontjai között a sűrűségkülönbség alakul ki, akkor a sűrűségkülönbség kiegyenlítése érdekében rendezett mozgás indul meg vertikális irányban. A mozgás iránya kétféle lehet: vagy eredeti egyensúlyi állapotba állítja vissza, vagy egy új egyensúlyi állapotba rendezi át, ez a *konvekció*. A levegő feláramlását a mikrofizikai folyamatok módosítják, a kondenzáció során felszabadult látnens hő, a vízgőz és a légköri víz újraeloszlása, valamint a Napból érkező és a Föld által kisugárzott energia módosítása által. A felhőfizikai kutatások központi témája a felhőkben lejátszódó fizikai folyamatok és ezek kölcsönhatásának vizsgálata.

Bár a felhőfizika a meteorológia egyik legfiatalabb ága, a 90-es évek óta egyre fontosabbá vált az időjárás-előrejelzés és a klímamodellézés terén. A Föld éghajlatának jövőbeni alakulása

tanulmányozásához elengedhetetlen a felhőkben lejátszódó folyamatok pontosabb ismerete. A laboratóriumi kísérletek és az egyre modernebb távérzékelési módszerek mellett a komplex mikrofizikai és légkördinamikai folyamatokat numerikus modellekkel rekonstruálják. Ezek a modellek segítséget nyújtanak az időjárás nagyon rövid időn belüli alakulásának előrejelzéséhez (*nowcasting*) is. Az éghajlatváltozás kapcsán napjainkban gyakran újra felmerül az időjárás lokális módosításának igénye: a csapadék mennyiségének növelése vagy a szélsőséges időjárás hatásainak (pl. jégeső) mérséklése. Jelen tanulmányban olyan gyakorlati tevékenységeket mutatunk be, melyek működéséhez a felhőfizikai kutatások nagyban hozzájárultak.

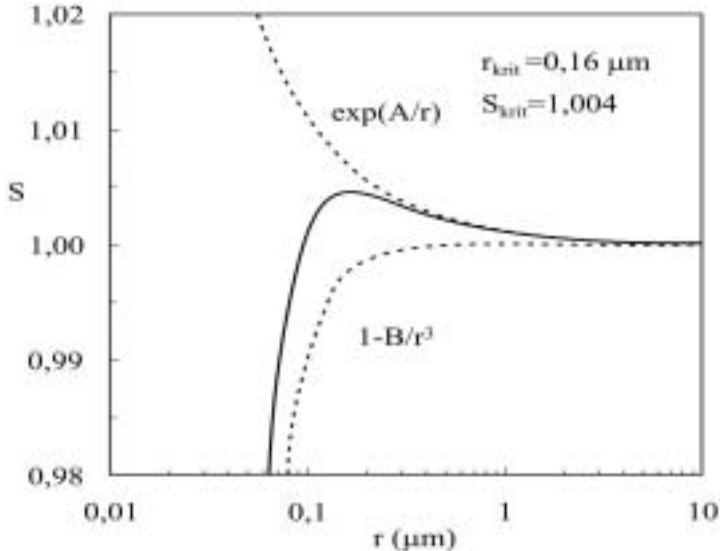
A felhőkben lejátszódó folyamatok

A vízcseppek vagy teljes egészükben vízben oldódó anyagból álló, vagy vízben oldódó és oldhatatlan anyagot egyaránt tartalmazó aeroszol-részecskéken alakulnak ki. A vízben jól oldódó aeroszol-részecskék felszínére kondenzálódnak a légkörben található vízmolekulák. Az oldat töménysége ugyanis csökkenti az egyensúlyi párányomást a felszín felett, mivel az oldott anyagnak az oldat felszínén elhelyezkedő molekulái akadályozzák a vízmolekulák távozását az oldatból (oldat- vagy Raoult-hatás). Ezen hatás következtében a vízgőz kondenzációja sokszor már akkor megkezdődik az aeroszol-részecskén,

amikor a levegő vízgőztartalma a tiszta, sík vízfelszínhez viszonyítva alultelített, vagyis a relatív páratartalom még nem érte el a 100%-ot. A gömb alakú részecskék felett magasabb az egyensúlyi párányomás, mint a sík felszín felett. A görbült felszínen ugyanis kisebb a molekulák közötti vonzóerő eredője, így a molekulák könnyebben elhagyják a felszínt (görbületi vagy Kelvin-hatás). Azokat az aeroszol-részecskéket nevezük felhőkondenzációs magoknak, amelyeken a kialakuló vízcseppek sugara eléri a kritikus értéket, vagyis azt a méretet, ahol a görbült felszín és a szennyezett vízre vonatkoztatott egyensúlyi telítési arány eléri a maximális értékét. Azokat a vízcseppecskéket melyek mérete kisebb, mint a kritikus méret „haze-részecskéknek” nevezük. A kritikus méret és a kritikus telítési arány a Köhler-féle görbe alapján meghatározható (1. ábra). A kritikus méretet meghaladó nagyságú vízcseppek a telítési arány csökkenése ellenére tovább növekednek addig, amíg a telítési arány a Köhler-féle görbe felett marad. Az aktív kondenzációs magvak koncentrációja függ a levegő telítettségétől, a részecskék méretétől és kémiai összetételétől. A kondenzáció légköri feltételek mellett csak vízben oldódó vagy vízben oldódó anyagot tartalmazó részecskéken indul meg.

A vízcseppek növekedését a kondenzáció és a vízcseppek egymás közötti ütközése határozza meg. Míg a vízcseppek kondenzációs növekedésének sebessége jó közelítéssel egyenesen arányos a vízcseppek méretével, addig az ütközéses növekedés sebessége a méret második-harmadik hatványával arányos. Ezért kezdetben a kondenzációs növekedés lesz a meghatározó. A 20 μm -nél nagyobb sugarú vízcseppek méretének növekedését viszont már döntően a kisebb vízcseppekkel való koagulációs ütközés határozza meg. Az ütközés gyakoriságának kiszámításához szükséges az ütköző vízcseppek határsebességének ismerete, mely függ a mérettől (BEARD, K. V. 1976). A vízcseppek ütközéses növekedése hatékonyságának meghatározására számos elméleti számítás és ezeket igazoló gyakorlati vizsgálat született (KINZER, G. D.–COBB, W. E. 1958; WOODS, J. D.–MASON, B. J. 1964; BEARD, K. V.–PRUPPACHER, H. R. 1971; JONAS, P. R.–GOLDSMITH, P. 1972; HALL, W. D. 1980; VOHL, O. et al. 1999, 2007).

A kondenzációs magvak mellett léteznek vízben nem oldódó, a jéghez hasonló kristályszerkezetű részecskék, amelyeket jégképző magvaknak nevezünk. Nélkülük a jégkristályok csak -40°C -nál alacsonyabb hőmérsékleten és több



1. ábra. Az egyensúlyi telítési arány (folytonos görbe) a vízcsepp méretének függvényében. A kondenzációs mag 10^{-4} g tömegű, ammónium-szulfátból álló aeroszol-részecske. Az oldathatást és a görbületi hatást a szaggatott görbék szemléltetik. A hőmérséklet 300 K. S_{krit} a kritikus telítési arány, r_{krit} a vízcsepp kritikus mérete. (GERESDI I. 2004)
 Figure 1 Equilibrium saturation (solid line) is in function of droplet size. Condensation nucleus is ammonium-sulphate particle with a mass of 10^{-4} g. Dashed lines represent the solution and the curvature terms.

The temperature is 300 K. S_{krit} is the critical saturation, r_{krit} is the critical radius (After GERESDI, I., 2004)

száz százalékos túltelítettség mellett alakulnának ki. Ezek a részecskék a levegő hőmérsékletének és vízgőztartalma változásának hatására aktívizálódnak. A jégképződés GERESDI I. (2004) szerint alapvetően négyféle módon játszódhat le: a) a depozíció során az aeroszol-részecske felszínére lecsapódó vízgőzből szilárd halmazállapotú jég alakul ki; b) ha a vízgőz nyomása magasabb, mint a sík vízfelszínre vonatkoztatott telítési párányomás, akkor – a vízcseppek kialakulásához hasonlóan – a jégképző részecskén megindul a kondenzáció; az e folyamat során kialakult túlhűlt vízréteg fagyása vezet a jégkristályok kialakulásához, amit kondenzációs fagyásnak nevezünk; c) belső fagyással akkor alakulnak ki jégkristályok, amikor a vízcseppek még a pozitív hőmérsékleti tartományban olyan részecskét gyűjtenek össze, amelyek a későbbiekben a túlhűlt vízcseppekben megindítja a fagyást; d) felszíni fagyással a jégképző részecske és a túlhűlt vízcsepp ütközése következtében alakulnak ki jég részecskék.

Nem csak az aeroszol-részecskék jellemzői befolyásolják a felhőkben lejátszódó folyamatokat, hanem a felhő- és csapadékképződés is hatással van a légköri aeroszol-részecskék légköri tartózkodási idejére. Azok a részecskék, melyek nem játszanak szerepet a vízcseppek vagy jégkristályok kialakulásában, a vízcseppekkel vagy jégkristályokkal ütközve kerülhetnek ki a légkörből. A légköri csapadékkal összefüggő felhőrészecskékkal, azaz a hidrometeorokkal való ütközési mechanizmusok függenek az aeroszol-részecskék, a gyűjtő hidrometeor, illetve a légkör fizikai paramétereitől.

Napjainkra egyre fejlettebb műszerek állnak rendelkezésre a felhőfizikai folyamatok tanulmányozásához. A szárazföldi mérőállomásokon alkalmazott mintavételezési eljárások információit nyújtják az aeroszol-részecskék koncentrációjáról, méret szerinti eloszlásáról, optikai tulajdonságairól, kémiai összetételéről. A repülőgépes mérések során ezen információk mellett az aeroszol-részecskék és a felhőket alkotó részecskék jellemzőinek (koncentráció, méret szerinti eloszlás, stb.) vertikális eloszlásáról adnak képet. A mért adatok kiértékelése és elemzése a légkörben lejátszódó folyamatok megértését segíti elő.

A '70-es évek óta az informatika rohamos fejlődése egyre komplexebb folyamatok modellezését teszi lehetővé. A felhőkben lejátszódó, a felhő- és csapadékelemek kialakulását leíró mikrofizikai modelleket két kategóriába osztják.

Az úgynevezett momentumos parametrizáció (az angol szakirodalomban „bulk” parametrizáció) a mikrofizikai folyamatokat az egyes részecsketípusokra jellemző integrális paraméterek segítségével írja le. A részletes, mikrofizikai leírás jóval pontosabb modellezést tesz lehetővé, de nagyobb számítógépes kapacitást igényel, mivel a részecskéket méretintervallumokba sorolja, és minden intervallumra meg kell oldani a megmaradási egyenletet (TZIVION, S. et al. 1987, MORRISON, H. – GRABOWSKI, W. W. 2007). A mikrofizikai és a dinamikai folyamatok közötti kölcsönhatás vizsgálatát egy-, két-, illetve háromdimenziós modellek teszik lehetővé (ROGER, R. R. – YOU, K. M. 1988).

A felhőfizika alkalmazási lehetőségei

Időjárás-módosítás: csapadékkeltés és „jégeső-elhárítás”

A felhőfizika gyakorlati alkalmazása az 1940-es években kezdődött LANGMUIR, I. és SCHAEFER, V. kísérletei által. 1946 nyarán a kísérleteikhez „hidegkamrákat” alkalmaztak, és mivel egyes kísérletekhez ezek a kamrákat már túl melegnek találták, szárazjeget helyeztek bele. A kamrában végzett kísérleteik alatt arra lettek figyelmesek, hogy a leheletükben eddig soha nem látott kékes színű „haze-részecskék” képződtek, melyek hirtelen milliányi apró jégkristállyá változtak. Ezt a jelenséget tanulmányozva arra következtettek, hogy a telítési párányomás hirtelen bekövetkező változásával a túlhűlt vízcseppekből jégkristályok keletkeznek, ugyanis a túlhűlt vízcseppek felett a telítési párányomás magasabb, mint a jégfelszín felett, ezért a túlhűlt vízcseppekből álló felhőbe jégkristályokat juttatva a víz azonnal átgőzölög a vízcseppekből a jégkristályokra, így a jégkristályok mérete megnő, s ezzel megindul a csapadékelemek képződése (CZELNAI R. 1996). 1946 novemberében ezt a vizsgálatot laboratóriumi kereteken kívül is elvégezték. Repülőgépről szárazjeget szórtak a felhőkbe, aminek hatására jelentős mennyiségű csapadék képződött. A 50-es években végzett kutatások során kimutatták, hogy a jégkristályok kialakulását a fentiekben említett módszernél hatékonyabban lehet elősegíteni a felhőkbe juttatott néhány mikronos ezüst-jodid (AgI)-részecskével. Bár az 1980-as években háttérbe szorultak az efféle vizsgálatok, mivel nem váltották be a hozzájuk fűződő reményeket, napjainkban



2. ábra. Időjárás-módosítás. Jégképző magvak felhőkbe juttatása történhet talajfelszínen működő generátorokról, repülőgépekről vagy rakétákkal (nem látható). (www.answers.com/topic/cloud-seeding)
 Figure 2 Weather modification. Cloud seeding can be done by ground generator, plane or racket (not shown). (www.answers.com/topic/cloud-seeding)

újra megjelent az igény az időjárás-módosítással, a csapadékképzést befolyásoló felhőfizikai folyamatokkal kapcsolatos kutatások iránt (ROSENFELD, D. 2007; COOPER, W. A. et al. 1997).

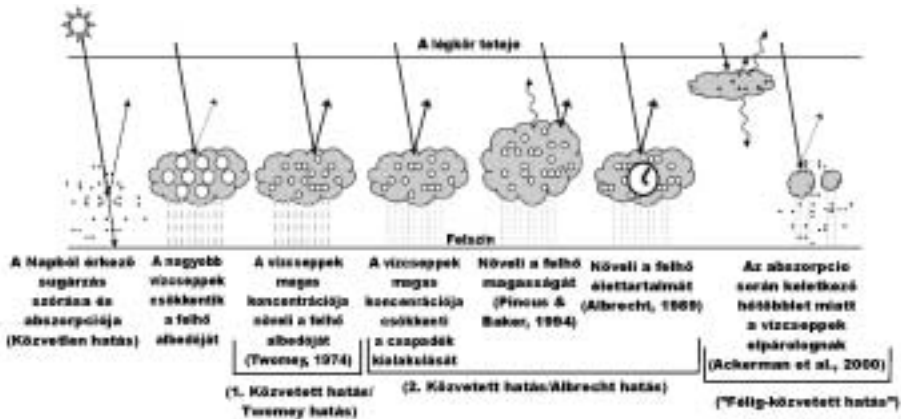
A mesterséges csapadékkeltéshez hasonló módszert alkalmaznak a jégesők okozta károk megelőzésére is. A jégképződést elősegítő részecskék felhőkbe történő juttatására három különböző eszközt használnak: rakéta, repülőgép, illetve talajgenerátor. Míg az első két esetben közvetlenül juttatják a jégképződést elősegítő részecskéket a felhőbe, addig az utóbbi esetben a légköri áramlásokra bízunk, hogy a felszínről a felhőkbe jussanak a jégképző részecskék. A talajfelszínen működő generátorok segítségével nagy koncentrációban állítunk elő ezüst-jodid-részecskéket, és mivel a zivatarfelhők kialakulásuk és fejlődésük során víztartalmukat a talaj közeli meleg párás levegőből nyerik, ezzel a légréteggel együtt az ezüst-jodid kristályok is a felhőkbe kerülnek, és tekintettel arra, hogy kristályszerkezetük a jégéhez hasonlít, így jégmagkezdeményként hatékonyan elősegítik a jég szemek kialakulását. Ily módon ugyan több jég szem keletkezik, de azok mérete kisebb lesz, és mivel a kisebb méretű jég szemek lassabban esnek, hosszabb időt töltenek a pozitív hőmérsékleti tartományban, az olvadás következtében vagy vízcsepp alakulnak, vagy lazább szerkezetűvé válnak, így kevesebb kárt okoznak.

Éghajlatváltozás

A globális klímaváltozás kapcsán egyre nagyobb igény van megbízható, a lehető legtöbb

folyamatot figyelembevevő klímamodellekre. A pontosabb előrejelzés egyik nélkülözhetetlen feltétele a felhőkben lejátszódó fizikai folyamatok jobb megismerése. Az üvegházhatású gázok hatásainak vizsgálata mellett egyre nagyobb jelentőségre tesz szert a légköri aeroszol-részecskéknek és a felhőknek a Föld–légkör-rendszer sugárzásegyenlegére gyakorolt hatásának tanulmányozása.

Az aeroszol-részecskék a Föld–légkör-rendszer sugárzási egyenlegét közvetlenül és közvetve is befolyásolják. Közvetlen hatáson azt értjük, amikor a Napból érkező sugárzást visszaverik, ezzel csökkentve a rendszerbe érkező energiát. Közvetett hatásuk révén az aeroszol-részecskék megváltoztatják a vízcseppek számát és méretét, ezáltal a felhők albedóját (első közvetett hatás, TWOMEY, S. 1991) és a csapadékképződés hatékonyságát (második közvetett hatás, ALBRECHT, B. 1989). A koromrészecskék a Nap sugárzásának abszorpciója és az elnyelt energia kisugárzása révén növelik a levegő hőmérsékletét abban a magasságban, ahol a részecskék találhatóak. Ez a folyamat növeli a légkör stabilitását, ezáltal csökken a konvekció és így a felhők kialakulásának esélye is. A felhőkben található feketeszen abszorpciója során keletkező hőtöbblet miatt a felhőcseppek elpárolognak, így csökken a felhőborítottság („félíg közvetett hatás”, HANSEN, J. et al. 1997). A kémiailag inhomogén kondenzációs magvak tartalmazhatnak kormot is. A felhőcseppekben található korom abszorpciója során keletkező hőtöbblet miatt a felhőcseppek gyorsabban elpárolognak, így elvileg csökkenhet a felhőborítottság. Elmé-



3. ábra. Az aeroszol-részecskék közvetett és közvetlen hatásai. Közvetett hatásuk révén visszaverik a napból érkező sugárzást. A felhőcseppek koncentrációjának növekedésével nő a felhő albedója (1. közvetett hatás; TWOMEY, S. 1974).

A felhőcseppek magas koncentrációja csökkenti a csapadék képződést, növeli a felhő magasságát (PINCUS, R. – BAKER, M. B. 1994) és a felhő élettartalmát (2. közvetett hatás; ALBRECHT, B. 1989). A felhőcseppekben található korom abszorpciója során keletkező hőhőbbit miatt a felhőcseppek gyorsabban elpárolognak („félig közvetett hatás”; ACKERMAN, A. S. et al. 2000). (BOUCHER, O. – HAYWOOD, J. 2001)

Figure 3 Direct and indirect effects of aerosol particles. The presence of aerosol particles in the atmosphere affects the radiation balance directly by backscattering the light emitted by the Sun. Simultaneously, the particles affect indirectly the following phenomena: first of all, cloud formation, because they change the number and the size of cloud droplets (first indirect effect, TWOMEY, S. 1991). Due to the large concentration of the aerosol particles the precipitation formation is suppressed, the height (PINCUS, R. – BAKER, M. B. 1994) and the lifetime of the clouds are increased (second indirect effect, ALBRECHT, B. 1989). Due to the presence of soot inside the particle cloud droplets may evaporate quicker and hence cloud cover may decrease (“semi direct effect”, ACKERMAN, A. S. et al., 2000). (BOUCHER, O. – HAYWOOD, J. 2001)

leti számítások azonban azt látszanak igazolni, hogy ez a hatás nagyon kicsi (GERESDI I. et al. 2006). A széntartalmú részecskék komplex módon befolyásolják a Föld–légkör-rendszer sugárzási egyenlegét, de ezeknek a komplex kölcsönhatásoknak a megértése még napjainkban is gyermekcipőben jár, ezért a klímamodellekben ezeket egyelőre figyelmen kívül hagyják (GELENCSÉR A. 2004). A huszadik században egyre nagyobb mértékben került az érdeklődés középpontjába az aeroszol-részecskék közvetett hatásának kutatása. Felhőképződésre gyakorolt hatásuk erősen függ a részecskék fizikai és kémiai tulajdonságaitól (HOOSE, C. et al. 2008, SASSEN, K. et al. 1999, GERESDI I. et al. 2006, MCCOMISKEY, A. – FEINGOLD, G. 2008, TWOMEY, S. 1977, GULTEPE, I. et al. 1996, MARTIN, G. M. et al. 1994, SLINGO, A. 1990, KRIMSKIJ, G. F. et al. 2010). Ezért nagyon fontos, hogy minél pontosabb adataink legyenek az aeroszol részecskék jellemzőiről.

Az időjárás nagyon rövid időn belüli alakulásának előrejelzése (nowcasting)

Napjaink társadalmában nagyon érzékeny az időjárásra, a rövid idő alatt kialakuló szélsősé-

ges időjárási jelenségek (pl. a mátrakeresztesi villámárvíz 2005-ben) jelentős gazdasági károkat tudnak okozni, és sokszor veszélyeztetik az emberi életet is (pl. 2006. augusztus 20-án Budapesten). Emiatt igen jelentős a társadalmi igény, hogy ezeket a veszélyes időjárási helyzeteket térben és időben minél pontosabban tudjuk előre jelezni (LOVAS R. – HORVÁTH Á. 2002). Jelenlegi ismereteink szerint megbízható előrejelzés csak néhány órára készíthető. Ezt az ultrarövid távra szóló előrejelzést a tudományos szóhasználatban elterjedt kifejezéssel *nowcasting*-nek hívjuk. Magyarországon az ultrarövidtávú előrejelzéseket az Országos Meteorológiai Szolgálat által kifejlesztett Mezoszkálájú Analízis Ultrarövidtávú Előrejelző Rendszerrel (MEANDER) készítik. Az ultrarövidtávú előrejelző rendszerek, így a fentiekben említett MEANDER is döntően radarokkal, meteorológiai műholdakkal és felszíni mérésekkel gyűjtött adatok alapján készítik el az előrejelzést. A mérési adatokból történő extrapoláció, illetve az előrejelzéshez szükséges fizikai jellemzők (pl. jég szemek maximális mérete) származtatása a mérési adatokból számítógépes modellek segítségével történik. A MEANDER-

ben készített modellek alkalmasak például a téli csapadékfajták, illetve a nyári zivatarok kialakulásának, sőt a zivatarokból származó jégszemek méretének előrejelzésére. Hazánkban a téli csapadék, illetve a nyári konvektív zivatarok kialakulásának előrejelzése nagyon fontos, ugyanis a nagy veszélyekkel járó ónos eső, illetve a jelentős károkat okozó nyári jégeső igen gyakori. A zivatarok bekövetkezésének, a csapadékfajták és azok méretének meghatározásához szükség van a felhőkben lejátszódó mikrofizikai folyamatok részletes leírására (GERESDI I. – HORVÁTH Á. 2000; GERESDI I. et al. 2004). A zivatarfelhőkből lehulló csapadék gyakran idéz elő villámárvizeket. Ezen veszélyes természeti jelenség előrejelzéséhez szükség van a csapadék mennyiségének, a csapadékhullás idejének és helyének pontos előrejelzésére (PIRKHOFFER E. et al. 2009). A villámárvizek előrejelzését tovább nehezíti, hogy a folyókba eljutó víz mennyisége csak részben függ a lehulló csapadék mennyiségétől, a vízgyűjtő területéről összegyűlő víz mennyiségét jelentősen befolyásolják a domborzati viszonyok, továbbá a talaj és a felszíni növénytakaró jellemzői (CZIGANY SZ. et al. 2010).

Összefoglalás

Az emberi tevékenységet az időjárás jelentősen befolyásolja. Ezért az időjárás jövőbeni alakulásának prognosztizálása kulcsszerepet játszik akár a hétköznapi, akár a gazdasági és a politikai életben. Noha az első számítógépes időjárás modellek megjelenése óta eltelt közel ötven

évben jelentősen javult az időjárás előrejelzés pontossága, még napjainkban is sok a hibás prognózis, legyen szó akár ultrarövid, akár egy-két napra szóló rövidtávú előrejelzésről. Ennek oka részben arra vezethető vissza, hogy hiányosak az ismereteink a felhőkben lejátszódó folyamatokról. Ezért az elmúlt húsz esztendőben jelentős erőfeszítések történtek arra, hogy minél pontosabban tudjuk modellezni a felhők kialakulását és a csapadékképződést. A csapadékképződés kutatása során szerzett tapasztalatok az időjárás módosítása kapcsán is hasznosíthatók, és talán megoldást kínálhatnak a száraz éghajlati területek ivóvíz gondjainak mérséklésére. Napjaink egyik legfontosabb és gyakran jelentős vitát kiváltó tudományos problémája az éghajlatváltozás okának meghatározása. Sokan úgy gondolják, hogy a napjainkban megfigyelhető változások (amelyeknek meghatározó voltát kevesen vonják kétségbe) függetlenek az emberi tevékenységtől. A kérdés eldöntése csak olyan éghajlati modellek segítségével lehetséges, amelyek pontosan le tudják írni a légkörben, az óceánokban és a talajban lejátszódó folyamatokat, illetve a különböző folyamatok közötti kölcsönhatásokat. Ennek a komplex rendszernek egyik legfontosabb eleme a felhő, ezért az említett fontos – a tudományos mellett társadalmi vonatkozású – probléma megoldása lehetetlen, ha nem értjük meg a felhőkben lejátszódó folyamatokat.

SZABÓ-TAKÁCS BEÁTA
Pécsi Tudományegyetem
beata.szabotakacs@gmail.hu

IRODALOM

- ACKERMAN, A. S. – TOON, O. B. – TAYLOR, J. P. – JOHNSON, D. W. – HOBBS, P. V. – FERK, R. J. 2000: Effect of aerosol on cloud albedo: evaluation of Twomey's parametrization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 57. 16. pp. 2684–2695.
- ALBRECHT, B. 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. – *Science* 245. 4923. pp. 1227–1230.
- BEARD, K. V. – PRUPPACHER, H. R. 1971: A wind tunnel investigation of collection kernels for small water drops in air. – *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 97. 412. pp. 242–248.
- BEARD, K. V. 1976: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation aloft. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 33. 5. pp. 851–864.
- BOUCHER, O. – HAYWOOD, J. 2001: On summing the components of radiative forcing of climate change. – *Climate Dynamics* 18. 3–4. pp. 297–302.
- CZELNAI R. 1996: Bevezetés a meteorológiába. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. 247 p.
- CZIGANY SZ. – PIRKHOFFER E. – GERESDI I. 2010: Impact of extreme rainfall and soil moisture on flash flood generation. – *Időjárás* 114 1–2. pp. 79–100.
- COOPER, W. A. – BRUINTJES, R. T. – MATHER, G. K. 1997: Calculation pertaining to hygroscopic seeding with flares. – *Journal of Applied Meteorology* 36. 11. pp. 1449–1469.
- GELENCSEK A. 2004: Carbonaceous aerosol. – Springer, 352 p.

- GERESDI I. – HORVÁTH Á. 2000: Nowcasting of precipitation type. Part I: Winter precipitation. – *Időjárás* 104. 4. pp. 241–252.
- GERESDI I. – HORVÁTH Á. – MÁTYUS Á. 2004: Nowcasting of precipitation type. Part II: Forecast of thunderstorms and hailstone size. – *Időjárás* 108. 1. pp. 33–49.
- GERESDI I. 2004: *Felhőfizika*. – Dialog Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 272 p.
- GERESDI I. – MÉSZÁROS E. – MOLNÁR A. 2006: The effect of chemical composition and size distribution of aerosol particles on droplet formation and albedo of stratocumulus clouds. – *Atmospheric Environment* 40. 10. pp. 1845–1855.
- GULTEPE, I. – ISAAC, G. A. – LEAITCH, W. R. – BANIC, C. M. 1996: Parameterizations of marine stratus microphysics based on in-situ observations: implications for GCMs. – *Journal of Climate* 9. 2. pp. 345–357.
- HALL, W. D. 1980: A detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: model description and preliminary results. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 37. 11. pp. 2486–2507.
- HASEN, J. – SATO, M. – RUEDY, R. 1997: Radiative forcing and climate response. – *Journal of Geophysical Research* 102. D6. pp. 6831–6864.
- HOOSE, C. – LOHMANN, Ü. – BENNARTZ, R. – CROFT, B. – LESINS, G. 2008: Global simulation of aerosol processing in clouds. – *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 8. 4. pp. 13 555–13 618.
- JONAS, P. R. – GOLDSMITH, P. 1972: The collision efficiencies of small droplets falling through a sheared air flow. – *Journal of Fluid Mechanics* 52. 3. pp. 593–608.
- KINZER, G. D. – COBB, W. E. 1958: Laboratory measurements and analysis of the growth and collection efficiency of cloud droplets. – *Journal of Atmospheric Sciences* 15. 2. pp. 138–148.
- KRYMSKII, G. F. – KOLOSOV, V. V. – TYRYSHKIN, I. S. 2010a: Vapor condensation under ionizing effect. – *Atmospheric and Oceanic Journal* 23. 9. pp. 826–829.
- KRYMSKII, G. F. – KOLOSOV, V. V. – ROSTOV, A. P. – TYRYSHKIN, I. S. 2010b: Experimental setup for investigating the water vapor nucleation in an artificial atmosphere. – *Atmospheric and Oceanic Journal* 23. 9. pp. 820–825.
- LOVAS R. – HORVÁTH Á. 2002: Ultrarövidtávú meteorológiai előrejelző rendszer párhuzamosítása a P-Grade fejlesztőkörnyezettel. – CD-ROM. Networkshop, Eger.
- MARTIN, G. M. – JOHNSON, D. W. – SPICE, A. 1994: The measurement and parametrization of effective radius of droplet in warm stratocumulus clouds. – *Journal of Atmospheric Sciences* 51. 13. pp. 1823–1842.
- MC COMISKEY, A. – FEINGOLD, G. 2008: Quantifying error in the radiative forcing of the first indirect effect. – *Geophysical Research Letters* 35. L02810, doi: 10.1029/2007GL032667
- MORRISON, H. – GRABOWSKI, W. W. 2006: Comparison of bulk and bin warm-rain microphysics models using kinematic framework. – *Journal of Atmospheric Sciences* 64. 8. pp. 2839–2861.
- PIRKHOFFER, E. – CZIGANY, SZ. – GERESDI, I. 2009: Impact of rainfall pattern on the occurrence of flash floods in Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 53. 2. pp. 139–157.
- PINCUS, R. – BAKER, M. B. 1994: Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. – *Nature* 372. pp. 250–252.
- ROGER, R. R. – YOU, K. M. 1988: A short course in cloud physics. – Elsevier, Oxford, 293 p.
- ROSENFELD, D. 2007: New insights to cloud seeding for enhancing precipitation and for hail suppression. – *The Journal of Weather Modification* 39. pp. 61–69.
- SASSEN, K. – MACE, G. G. – WANG, Z. – POELLOT, M. R. – SEKELSKY, S. M. – MCINTOSH, R. E. 1999: Continental stratus clouds: a case study using coordinated remote sensing and aircraft measurements. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 56. 14. pp. 2345–2358.
- SLINGO, A. 1990: Sensitivity of the earth's radiation budget to changes in low clouds. – *Nature* 343. pp. 49–51.
- TWOMEY, S. 1977: *Atmospheric aerosols*. – Elsevier, Amsterdam, 302 p.
- TWOMEY, S. 1991: Aerosols, clouds, and radiation. – *Atmospheric Environment* 25. 11. pp. 2435–2442.
- TZIVION, S. – REISIN, T. G. – LEVIN, Z. 1999: A numerical solution of kinetic collection equation using high spectral grid resolution: a proposed reference. – *Journal of Computational Physics* 148. 2. pp. 527–544.
- VOHL, O. – MITRA, S. K. – WURZLER, S. C. – PRUPPACHER, H. R. 1999: A wind tunnel study of the effects of turbulence on the growth of cloud drops by collision and coalescence. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 56. 24. pp. 4088–4099.
- VOHL, O. – MITRA, S. K. – WURZLER, S. C. – DIEHL, K. – PRUPPACHER, H. R. 2007: Collision efficiencies empirically determined from laboratory investigations of collisional growth of small raindrops in laminar flow field. – *Atmospheric Research* 85. 1. pp. 120–125.
- WOODS, J. D. – MASON, B. J. 1964: The experimental determination of collection efficiencies of small drops in air. – *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 90. 386. pp. 373–381.