

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# Mély konvekció parametrizációk összehasonlítása klímamodellekben

SZAKDOLGOZAT



Készítette:

**Szabó Alex**

Földtudományi alapszak,  
Meteorológus szakirány

Témavezetők:

**dr. Breuer Hajnalka, dr. Pieczka Ildikó**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

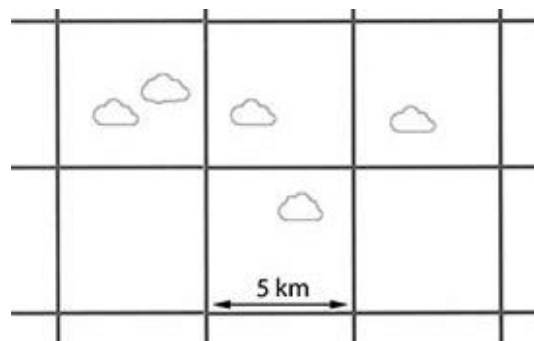
Budapest, 2018

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. Konvektív parametrizációs sémák szakirodalmi áttekintése.....	4
2.1 Parametrizációs sémák ismertetése.....	6
2.2 Meteorológiai folyamatok modellezésének fejlesztési lehetőségei .....	12
2.3 Esettanulmányok parametrizációs sémákkal .....	15
Összefoglalás .....	28
Köszönetnyilvánítás.....	29
Irodalomjegyzék .....	30

## 1. Bevezetés

A felhők mindig is lenyűgözték az emberiséget, a meteorológusok számára ezen felül pedig mindig is kihívást jelentettek. Míg mi többnyire csak lokálisan észleljük hatásait, de a felhők jelentősen befolyásolják egész Földünk klímáját. Képesek a rajtuk áthaladó sugárzást elnyelni és szórní. Visszaverődés révén az űrből beérkező rövidhullámú sugárzást átlagosan  $50 \text{ Wm}^{-2}$ -rel csökkentik, míg a földfelszínről kiinduló hosszuhullámú sugárzásból átlagosan  $30 \text{ Wm}^{-2}$ -t jut vissza a Föld felszínére (IPCC, 2013). Ha csapadék is hullik belőlük, akkor a talaj vízrendszerében zajló folyamatokra is kihatással vannak. Befolyásolják a légköri dinamikus mozgásokat, mint pl. a konvekció. A felhőkkel járó folyamatok is általában kétirányúak, úgymint a felhőkben lévő mozgási energia cseppképződés során kondenzációs hővé alakul, azonban ez a hő a mozgások forrása is egyben. A felhőzet megfelelő leírása, kezelése, előrejelzése ezért rendkívül fontos. A globális klímamodellek horizontális felbontása sokat fejlődött az évtizedek során, míg 1990-ben kb. 500 km volt, addig a legújabbak már akár 70 km-es ráctávolsággal is alkalmazhatók (IPCC, 2007; [1 - ENES]). A regionális klímamodellek, a kisebb területre való számítás miatt ennél jobb felbontást, akár 10 km-t is elérnek (IPCC, 2013). Az időjárás előrejelző modellek általában 10 km alatti felbontással dolgoznak, pl. AROME – 2,5 km, ECMWF – 9 km (Seity, 2010; [2-ECMWF]). Azonban amint az 1. ábrán is látszik, a Cumulus felhők kiterjedése többnyire 1 km-nél is kisebb, így modellezésükkor ún. parametrizációkra van szükség. Parametrizálás során megismerjük az egész rendszerre kifejtett hatásukat, ami a legközelebbi rácsponton elérhető adatokból az alkalmazott felbontás mellett lezajló folyamatok egyszerűbb modellezésével lehetséges (Arakawa, 2004). Szakdolgozatomban ezeket a parametrizációs sémákat fogom bemutatni, és képességeiket összehasonlítani, ami előtt néhány alapfogalom kerül tisztázásra.



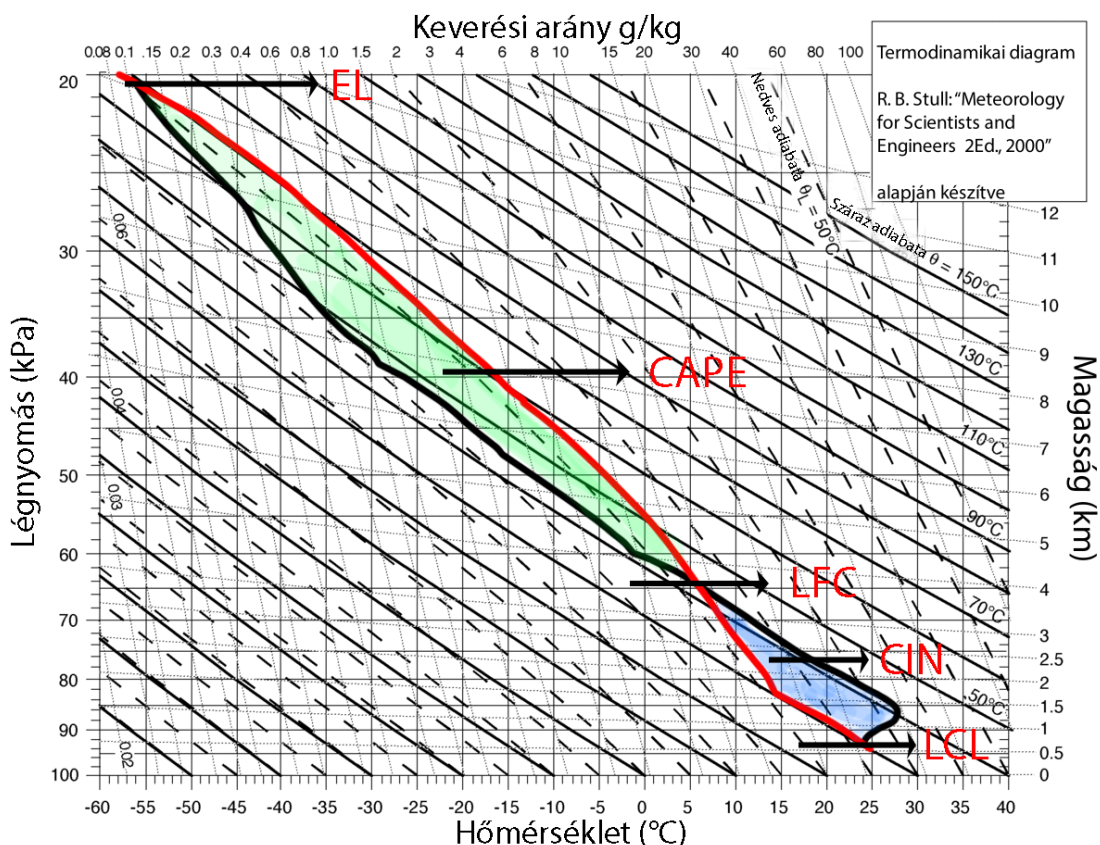
1. ábra Cumulus felhők modellrácsban (saját ábra)

## 2. Konvektív parametrizációs sémák szakirodalmi áttekintése

A felhők konvekció során keletkeznek. Konvekcióról akkor beszélhetünk, ha egy adott légrézecske melegebb és kisebb sűrűségű, mint a környezete és így a felhajtóerő révén emelkedésnek indul. A konvekció két típusát különböztetjük meg, a sekély- és mély konvekciót. A konvektív parametrizációs sémák mindegyikében fontos a konvektívan hasznosítható potenciális energia (CAPE<sup>1</sup>) ismerete:

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_2} g \left( \frac{T_r - T_k}{T_k} \right) dz \quad (1)$$

, ahol  $g$  [ms<sup>-2</sup>] a gravitációs gyorsulás,  $T_r$  [K] a légrézecske hőmérséklete,  $T_k$  [K] a környezet hőmérséklete,  $z_1$  [m] és  $z_2$  [m] magassági szintek. Az (1) egyenlet alapján a CAPE a légrézecske a környezet által gyakorolt felhajtóerő hatására rendelkezésre álló energiát adja meg két magassági szint között. A fogalmat a 2. ábra szemlélteti.



2. ábra A CAPE (zöld) és a CIN (kék), a légréz (piros) és környezet (fekete) hőmérséklete. Nyilak továbbá jelzik az emelési kondenzációs szintet (LCL), a szabadkonvekció szintjét (LFC) és a kiegyenlítési szintet (EL). Forrás: Stull, 2000 diagramja és Lamont, 2011.05.09. 12 UTC-s felszállás adatai alapján [3 – Wyoming]

<sup>1</sup> CAPE: Convective Available Potential Energy

Vegyünk egy légrészecskét, feltételesen instabil légkörben. Ezen részecske PHR<sup>2</sup>-ből való emelkedése során száraz-adiabatikus közelítéssel élünk. Ez a folyamat egészen az emelési kondenzációs szintig (LCL<sup>3</sup>) tart, ahol telítetté válik – és bekövetkezik a kondenzáció –, mivel a vízgőzmennyiséget a PHR-ben állandónak vesszük, így a hőmérséklet csökkenésével a relatív nedvesség nő. Az LCL után már nedves-adiabatikusan emelkedik tovább a részecske. Ha eléri a szabad konvekciós szintet (LFC<sup>4</sup>) és más erőhatás nem befolyásolja a részecskét, akkor tovább emelkedik, mivel melegebb, mint a környezete és így felhajtóerő hat rá. Ez az emelkedés egészen a kiegyenlítési szintig (EL<sup>5</sup>) tart, ahol a hőmérséklete ismét azonossá válik a környezetével. A CAPE tehát az a munka, amit a környezet, a felhajtóerő által, az LFC és az EL között az emelkedő légrészecskén végez adiabatikus emelkedés során, mely részben mozgási energiává fordítható (*Götz-Rákóczi, 1981; Warner, 2011*). Mély konvekció csak pozitív CAPE mellett jöhet létre. Azonban fontos egy másik változó, a konvektív gátlás (CIN<sup>6</sup>) ismerete is. CIN alatt értjük mindazon energiát, ami egy légrészecske kiindulási pontjától az LFC-ig történő emeléshez szükséges. Túl nagy (200 J·Kg<sup>-1</sup> feletti) (*Guang, 2002*) CIN esetén nem alakul ki mély konvekció.

A sekély és mély konvekció közötti különbségek a következők (*Stensrud, 2007*):

A sekély konvekciót a felszínről történő párolgás vagy turbulens áramlás alakítja ki. Ilyenkor nincs jelen nagyskálájú konvergencia. Ezek az alacsonyszintű felhők csak a PHR tetejéig emelkednek. Általában nem adnak csapadékot. Ennek ellenére jelentősen befolyásolják a PHR vastagságát, annak fizikai tulajdonságait, valamint a teljes sugárzásegyenleget (*Tiedtke, 1989*).

Mély konvekció esetén a légrészecske vertikális gyorsulása olyan nagy, hogy záporos csapadék keletkezhet. A nedvesség-konvergencia a felhő teljes vertikális szerkezetében megfigyelhető. Erős fel- és leáramlások jellemzik. A felszínről történő párolgás a felhő alatti határretegéből táplálja a folyamatot, míg a csapadékképződésből, fázisátalakulás során felszabaduló látens hő a légrészecske gyorsulását biztosítja. Az intenzív zivatarfelhők így eléri a troposzféra tetejét is, ahol a homogén tropopauzába ütközve függőleges fejlődésük lelassul, majd megáll, csak egy-egy kisebb nyúlvány hatolhat át a sztratoszférába. A mély konvekciók rendezett csoportosulása képes a mérsékelt övben kialakuló nagyskálájú ciklonokat napokig befolyásolni (*Tiedtke, 1989*).

---

<sup>2</sup> PHR: Planetáris HatárRéteg

<sup>3</sup> LCL: Lifted Condensation Level

<sup>4</sup> LFC: Level of Free Convection

<sup>5</sup> EL: Equilibrium Level

<sup>6</sup> CIN: Convective Inhibition

## 2.1 Parametrizációs sémák ismertetése

A konvektív parametrizációs sémákat a konvekcióra ható erők vertikális kiterjedése alapján *Mapes (1997)* kétféle csoportba sorolja, alacsony-szintű és mély-rétegű csoportba. Egy séma alacsony-szintű, ha a CAPE mellett alacsony CIN ( $<10 \text{ J}\cdot\text{Kg}^{-1}$ , *Markowski és Richardson, 2010*) is szükséges, ugyanis magas CIN esetén a légrészecske nem jut el arra a szintre, hogy a CAPE aktiválódjon. A CAPE-nek nem feltétlen kell azonnal felhasználnia. A mély-rétegű sémák esetén csak a CAPE változását veszik figyelembe. A konvekcióra hatással vannak a nagyskálájú folyamatok, mivel a konvekciót körülvevő nagyskálájú környezet, folyamatosan energiát biztosít a CAPE-hez, ami a konvekció által kerül azonnal felhasználásra. A következőkben először az alacsony-szintű sémákról lesz szó (*Mapes, 1997, Stensrud, 2007*). A számítási kapacitás szükségessége miatt az egyes felhők termodinamikai tulajdonságainak meghatározásához általában egydimenziós feláramlási modellt használnak a parametrizációkban. Az 1. táblázatban a dolgozatban ismertetésre kerülő parametrizációs sémák fontosabb tulajdonságait foglaltam össze.

1. táblázat: A bemutatott konvekciós sémák összefoglaló táblázata.

Név	Típus	Vezérlési szint	Mély/Sekély konvekció	Mikor aktiválódik?
Manabe et al. (1965)	illesztési	alacsony-szintű	mély	nedvességi-konvergencia határérték felett
Tiedtke (1989)	tömeg-fluxus	alacsony-szintű	mély és sekély	nedvesség-konvergencia létezése, pozitív felhajtóerő LCL-nél, felhőalap > 3km
Kain-Fritsch (1990)	tömeg-fluxus	alacsony-szintű	mély és sekély	pozitív felhajtóerő LCL-nél és 3-4 km vastagságban, felhőalap > 3km
Emanuel (1991)	tömeg-fluxus	alacsony-szintű	mély	felhajtóerő megszűnése felhőalap felett
Arakawa-Schubert (1974)	tömeg-fluxus	mély-rétegű	mély és sekély	emelési nyomás < 150 hPa
Betts-Miller (1993)	illesztési	mély-rétegű	mély és sekély	CAPE jelenléte mellett, kellő nedvességtartalom az egész felhőrétegben, felhő vastagság minimum 200 hPa
Kuo (1965)	nedvesség mérleg	mély-rétegű	mély	nedvesség-konvergencia határérték felett
Grell et al. (1991)	tömeg-fluxus	mély-rétegű	mély és sekély	légrész eléri a nedves konvekciós szintet
Pan és Wu (1995)	tömeg-fluxus	mély-rétegű	mély és sekély	nedvességi-konvergencia határérték felett

Az első cumulus parametrizáció 1964-ben, trópusi ciklonok modellezéséhez készült (*Charney és Eliassen, 1964; Ooyama, 1964*). Ezt követte (*Manabe et al., 1965*) általános cirkulációs modelljének sémája: ez a legelső alacsony-szintű séma, ami illesztéses

módszerrel dolgozik. Illesztés során, ha egy légrészecske emelkedésekor a légkör instabillá vagy túltelítetté válik és mély konvekció is jelen van, akkor az aktuális vertikális profilt egy korábbi, referencia profilhoz igazítják. A referencia profilok esetén a vertikális hőmérsékleti gradiens megegyezik a nedves vertikális hőmérsékleti gradienssel és a relatív nedvesség 100%. Az igazítás lényege, hogy a légkör vertikális szerkezetében lévő nedves statikus energiának állandónak kell maradnia, így az igazításkor történő energiaváltozás csapadék keletkezésre fordítódik (*Betts-Miller, 1986; Arakawa 2004*).

*Tiedtke 1989-es* sémája illesztés helyett már tömegáramlason alapul. Több felhőből álló rendszer esetén a felhőalap közel azonos, azonban a fel- és leáramlási tömegáramok megváltoztatják a be- és kiáramlásokat, így a felhőtétők különböző magasságba nyúlnak. A konvekcióhoz szükség van nagyskálájú nedves konvergenciából a térségbe áramló nedvességre vagy a PHR-ben turbulens áramlatokra. A térségbe beáramló levegő sebessége arányban van a nagyskálájú folyamatokkal. Minél nagyobb a nagyskálájú konvergencia, annál kisebb a bekeveredés, így a felhők vastagabbak és valószínűbb, hogy mély konvekció is kialakul. A séma a felhőn belüli leáramlásokat is figyelembe veszi. Ezek *Fritsch és Chappell (1980)* alapján az LFS<sup>7</sup>-től indulnak. Ez az a szint, ahol egy süllyedő légrészecske hőmérséklete hűvösebbé és ezáltal sűrűbbé válik környezeténél, emiatt lefelé irányuló felhajtóerő hat rá és gyorsulva süllyed. A tömegáramlás a leáramlásokban egyenesen arányos a feláramlási tömegárammal. A feláramlási tömegáram ismeretében már kiszámítható a leáramlási tömegáram az LFS szintjén, ami egyötöd része a felhőalagnál levő feláramlási tömegáramnak. A séma akkor aktiválódik, ha a felhő vastagsága legalább 3 km, amelyen belül a relatív nedvesség legalább 80% (*Stensrud, 2007*).

*Kain-Fritsch 1990-ben* ismertetett parametrizációs sémája is tömegáramon alapszik. Újítása, hogy változó be- és kiáramlási sebességekkel számol, melyekre a feláramló légrészecskék elkeveredéséből következtet. A beáramlási sebességre a következőt tételezi fel: az egységnyi magasságra jutó felhő tömegáram növekedés fordítottan arányos a feláramlás átmérőjével és egyenesen arányos a légnyomás megváltozásával:

$$dM_e = -\frac{0,03 \cdot dp \cdot M_{u0}}{R} \quad (2).$$

---

<sup>7</sup> LFS: szabad süllyedési szint (Level of Free Sink)

ahol  $R$  [m] a feláramlás átmérője,  $dp$  [hPa] a nyomáskülönbség,  $M_{u0}$  [kg·s<sup>-1</sup>] a tömegáram a felhőalagnál és  $dM_e$  [kg·s<sup>-1</sup>] a tömegáram változás két nyomási szint között.

Leáramlások szempontjából eltérés mutatkozik a régi (*Kain and Fritsch, 1990*) és az új (*Kain and Fritsch, 2004*) séma között. Míg a régebbinél ezek a felhőalap felett 150–200 hPa-lal magasabb szintről indulnak, addig az újban, a feláramlások kiindulási szintjéhez képest 150–250 hPa-lal magasabbról indulnak. Ennek oka, hogy az LFS, ahonnan a légrészecske süllyedése már visszafordíthatatlan, 300 hPa és 850 hPa közötti magasságban bárhol lehet. Ezek a leáramlások a felhőalap felett telítettek, elhagyva a felhőalapot, 1 km-t süllyedve 20%-kal csökken a relatív nedvességük. A leáramlások tömegárama nullához konvergál a kiindulási és talajszinten, valamint ha a környezeténél melegebbé válik. Ekkor a leáramló levegő, a leáramlások szintjéről indulva levegőt szív be, egészen a feláramlások kiinduló rétegéig, amely után bekeveredik a környezetbe. A séma lezárásának feltétele a CAPE lenullázása. Ha ismertek a fel- és leáramlási tömegáramok, akkor ezek fokozatos növelésével a CAPE egyre csökken. A konvekció aktiválódásától számítva legfeljebb 30 perc állhat rendelkezésre. Az idő kiszámításához használandó az alábbi (3) képlet:

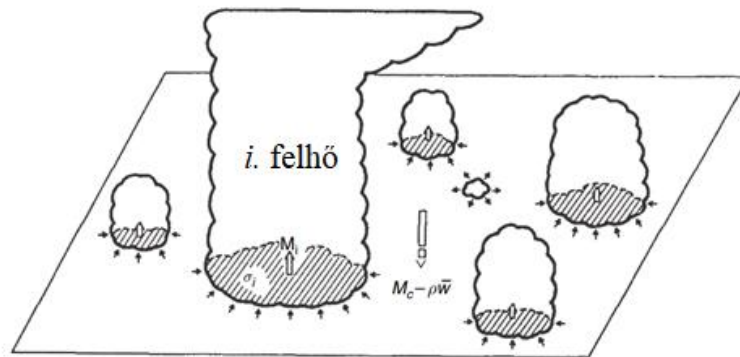
$$t_c = \frac{dx}{V} \quad (3)$$

ahol  $t_c$  [h] az idő,  $V$  [kmh<sup>-1</sup>] a felhőrétegben átlagos szélsébség felhőalaptól felhőtetőig, és  $dx$  [km] a horizontális rácstávolság.

A CAPE számítása az eredeti sémában egy telítetlen részecske felhőalaptól való emelkedésétől, míg az újban egy beáramló részecskére történik. Ezáltal sokkal pontosabb csapadékmennyiségeket kapunk. Másik fontos különbség a többi tömegáram alapú sémához képest az ún. konvekció aktivációs függvény (trigger function) alkalmazása. A leáramlások kiinduló rétege 60 hPa vastagságú. Az LCL szintjén, ha a légrészecske hőmérséklete a hőmérsékleti perturbációkkal együtt kisebb, mint a környezet hőmérséklete, a modell továbblép a felette levő 60 hPa-os szintre. Ez zajlik egészen addig, míg a mély konvekció aktiválódik. Ez akkor történik, ha egy adott légrészecske vertikális sebessége pozitív marad, legalább 3–4 km-es vastagságban (*Kain and Fritsch, 1990; Stensrud, 2007*).

A Kain–Fritsch sémával ellentétben, ahol a környezeti levegő bekeveredik a feláramlásba vagy a felhőbeli levegő környezettel való átkeveredése után kiáramlik a környezetbe, Emanuel 1991-es sémájában addig emelkedik vagy süllyed a felhőben a levegő, amíg a felhajtóerő meg nem szűnik. *Emanuel (1991)* trópusi ciklonokra vonatkozó elmélete szerint, ezek a ciklonok csak az óceántól kapott hőtől függenek és a konvekciók azért jönnek létre, hogy ezt a hőtöbbletet elosztva a légkörben azt semlegesítsék. Ez alapján a sémában a felhőalagnál levő tömegáram itt abból számítható, hogy a konvektív tömegáramok a felhő és a talaj közötti réteg (ún. subcloud layer) felhajtóerejét semlegesítsék. Mivel figyelembe veszi az alacsony szinten zajló folyamatokat, ez is még az alacsony-szintű sémákhoz tartozik. A keveredés a felhőkben inhomogén és periodikusan történik, szemben a feláramlási modellekkel, ahol ez folyamatos (*Arakawa, 2004; Stensrud, 2007*).

Az alábbiakban a mély-rétegű sémákat foglalom össze. *Arakawa–Schubert (1974)*-es modellje feltételezi, hogy minden rácscellán belüli felhő aktív. Ezek a felhők feláramlások, melyek emelkedés közben beszívják a környezeti levegőt és az csak a felhőtetőn áramlik ki (3. ábra).



3. ábra Egy rácscella, mely a felhőalaptól felhőtetőig terjed. Mindegyik felhőnél beáramlás látható egészen a felhőtetőig, ahol kiáramlik a levegő. A legkisebb felhő, elvesztette felhajtóerejét és a szétoszlik a környezetébe. Ahol  $M$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ], tömegáram,  $w$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ], vertikális sebesség,  $\rho$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ], sűrűség,  $\sigma_i$  [ $\text{m}^{-2}$ ] egységnyi felület. Forrás: (*Arakawa, 1974*)

Tehát a felhőtető szintjén, minden egyes felhőből cseppecskék és jégkristályok áramlanak ki, míg a maradék víz az emelkedés alatti kondenzáció során cseppekké alakul és csapadékként a talajra hullik. Ez a modell azonban rendkívül számításigényes. Akkor képes aktiválódni, ha egy részecske a felszín és a 700 hPa-os szint közötti legnagyobb statikus energiájú szintről indulva legfeljebb 150 hPa-os emelkedéssel eléri az LFC szintjét (*Stensrud, 2007; Schubert, 2008*).

A *Betts–Miller (1993)* konvektív séma számítási igénye kisebb az *Arakawa–Schubert (1974)*-nél. Közvetlenül a mély konvekció által létrehozott kvázi-egyensúlyt szemlélteti. A séma a felhőtetőt és a felhőalapot számolja ki elsőként. Ez úgy történik, hogy szintenként megvizsgálja, milyen magasságból kell indítani a légréoszt, hogy az LCL-t elérje és afölött is felhajtóerő hasson rá. A felhőtető és felhőalap ismeretében meghatároz egy telítési profilt, amelyből hőmérsékleti és keverési arány profilokat számol. Ez a séma semmilyen folyékony vizet nem tárol, ugyanis a mély konvekció egyaránt von el vizet a légkörből és termel hőt.

$$PR = \int_{p_{cb}}^{p_{ct}} \left( \frac{q_r - q}{\tau} \right) \frac{dp}{g} \quad (4)$$

A (4) egyenlet adja a csapadékmennyiséget mm-ben ( $PR$ ), ahol  $q_r$  [ $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] a referencia keverési arány,  $q$  [ $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] az aktuális keverési arány,  $p_{cb}$  [hPa] a felhőalap,  $p_{ct}$  [hPa] a felhőtető nyomási szintje,  $dp$  [hPa] a nyomásváltozás,  $g$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ] a gravitációs gyorsulás és  $\tau$  [s] a kiegyenlítődési időskála. Mély konvekció pozitív  $PR$  érték esetén alakulhat ki, míg negatív  $PR$  esetén a sekély konvekció aktiválódik. Akkor is sekély konvekcióval számol, ha a felhővastagság kisebb, mint 200 hPa. A felhőalap számítása sekély és mély konvekció esetén megegyezik. A felhőtető a felhőalaptól számított 200 hPa-os vastagságban a leggyorsabban száradó réteg szintje. Sekély konvekciónál a felhő alsó fele szárad és melegszik, míg a felső rész hűl és nedvesedik. Sekély konvekcióból nem hull csapadék. Ez egy mély-réteg vezérlési séma, mivel semmilyen értéket nem becsül vagy vesz számításba a légkör alsó szintjéből, kivéve a felhőalapot. Statikus is egyben, mert nem részletezi a konvektív folyamatokat, amelyek a végső állapotot létrehozzák. A sémában inkább a nedvességtartalom rendelkezésre állása a meghatározó az instabilitás vizsgálata helyett. Még nagy CIN értékek mellett is képes aktiválódni a séma, ha CAPE rendelkezésre áll és a környezet kellően nedves az egész felhőrétegen keresztül. Ugyanakkor a magas CAPE nem elegendő önmagában, pl. tornádóra hajlamos esetekben, ha a közép-troposzféra száraz, de a CAPE extrém magas, a konvekció nem aktiválódik a nedvesség hiánya miatt. Ha a rácsávolságot folyamatosan csökkentjük, a várható csapadékmennyiség közel azonos marad. Így extrém esetekben, nagy mennyiségű csapadék előrejelzésére kevésbé alkalmas. *Janjić (1994)* továbbfejlesztette ezt a sémát, bevezetve egy felhőhatékonysági paramétert, aminek segítségével a felhőoszlopot különböző egyensúlyi részekre osztja, pontosabbá téve a felhőben a nedvesség becsült változásait (*Betts–Miller, 1993; Janjić, 1994; Stensrud, 2007*).

A Kuo séma az egyik legkorábbi, 1965-ös séma (Kuo, 1965). Kisebb módosításokkal a Kuo séma is illesztési séma lehet, azonban a hőmérsékleti és nedvességi profilok illesztése nem párhuzamosan történik. A sekély konvekciót nehezen észleli, így sekély felhők esetén más sémával együtt kell alkalmazni. Számítási igénye kevesebb az Arakawa-Schubert és a Betts-Miller sémánál is. A konvektív folyamatokat közvetlenül az egész troposzférára kiterjedő nedvességi konvergenciák vezérlik, ami egyben ezen séma hátránya is. Feltételezi, hogy a konvekció felhasználja az összes, légkörben rendelkezésre álló folyékony vizet (Arakawa 2004; Stensrud, 2007).

Grell et al. (1991) a felhőspektrumot egyetlen felhőre korlátozza, amely egy fel- és leáramlás együttese. Ezáltal az Arakawa-Schubert (1974)-nél kevésbé számításigényessé válik. A leáramlások mindig elérik a talajszintet. A dinamikus vezérlés csak a konvekció helyét és mértékét határozza meg. A fel- és leáramlások az elérhető felhajtóerőből származó energiától függenek csak. A  $P$  csapadékmennyiséget az alábbi képletből számítja:

$$P = I_1 * m_b(1 - \beta) \quad (5)$$

Ahol  $I_1$  a normalizált feláramlási kondenzáció. Az  $(1-\beta)$  a csapadék hatékonyság, amely függ a szélnyírástól és a felhő alatti légnedvességtől. Az  $m_b$  (feláramlási tömegáram, [ $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ ]) meghatározására kétféle lezárást használ, az Arakawa-Schubert (1974) és a Fritsch-Chappel (1980) féléit.

Az egyik Grell sémában alkalmazott lezárás, az Arakawa-Schubert féle (továbbiakban Grell-AS) a stabilitásból indul ki, melynek során feltételezzük, hogy a rendszerben elérhető összes felhajtóerőből származó energia az idő múlásával nem változik. Itt a feláramlási tömegáramot abból számolják ki, hogy feltételezik, a felhő munkafüggvény kvázi-egyensúlyban van. A tömegáram előáll:

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{NA \cdot \Delta t} \quad (6)$$

ahol  $ABE$  a konvekcióhoz elérhető felhajtóerő energia,  $ABE''$  az adott  $\Delta t$  időlépcső során lezajló nagyskálájú konvergenciából származó elérhető felhajtóerő energia.  $NA$ , az  $ABE$  változása egységnyi  $m_b$ -re. Ezen lezárás során, a nagyskálájú mozgásokból származó

felhajtóerő energia, a konvektív felhők által adott időlépcsőben felhasználásra kerül.

A másik Grell séma által használt lezárás, a Fritsch-Chappel féle (továbbiakban Grell-FC), amely szintén a stabilitáson és a felhajtóerő energiáján alapul. Itt az  $ABE$  a konvekció által egy, a felhasználó által megadott idő alatt kerül felhasználásra

$$m_b = \frac{ABE}{NA \cdot \tau} \quad (7)$$

ahol  $\tau$ , az az idő, ami alatt felhasználásra kerül, általában 30 perc körüli érték (Grell, 1993; Davis et al., 2009; Giorgi et al., 2012).

Pan és Wu 1995-ben tette közzé az Arakawa-Schubert (1974) séma egy egyszerűsített változatát, melyben bizonyos dolgokat a Grell (1991) sémából is átvett. Ez a séma is csak egyetlen felhőtípust enged meg, amelyben be- és kiáramlások is lehetnek, mint a Grell (1991) séma. A statikus vezérlés egy egyszerű fel- és leáramlásokból álló felhőből áll. Ebből állapíthatjuk meg a feláramlásban belüli termodinamikai tulajdonságokat, mint pl. a nedves statikus energia. Ezután keresünk egy légrézecsckét, amelynek lokálisan maximális a nedves statikus energiája. Ezt vesszük a konvekció kiindulási pontjának, ha az 700 hPa-nál alacsonyabban található. Ez alapján meghatározzuk a felhőalap magasságát, ami az LFC szintjével egyenlő. Itt újraszámoljuk a tömegáramot a CAPE felhasználásával. Végül a felhő visszacsatolása megmutatja, hogy a parametrizált konvekció milyen befolyással van a nagyskálájú környezetre (Pan és Wu, 1995).

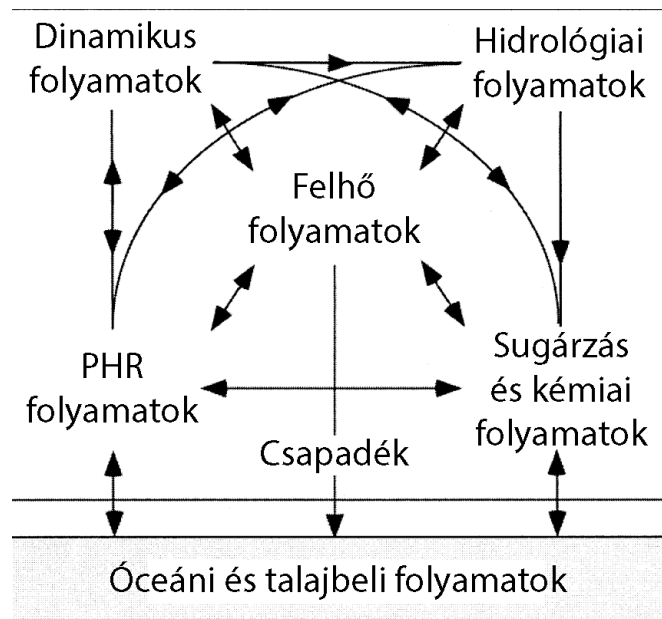
## 2.2 Meteorológiai folyamatok modellezésének fejlesztési lehetőségei

A mély konvekció központi szerepet játszik a légköri folyamatokban. Az ezt kifejező cumulus parametrizáció mindig is a numerikus modellek fontos részének számított. A sok évtized alatt szerzett tapasztalatok ellenére, még mindig nem rendelkezünk egyetlen egyesített felhőrendszer-sémával, amely bármely régióban vagy felbontáson egyaránt alkalmas lenne a folyamatok leírására. Az 1960–2000-ig tartó időszakban sok parametrizációs séma született. A Globális Cirkulációs Modellek (GCM<sup>8</sup>) ezekkel a sémákkal hasonló klimatológiákat adnak eredményül, ha a tengerfelszín hőmérsékleti eloszlása adott. A jelenlegi cumulus parametrizációk mindegyike képes negatív

---

<sup>8</sup> GCM: Global Circulation Model

visszacsatolásra a nagyskálájú destabilizációknál. Amikor a tengerfelszín hőmérséklet (SST<sup>9</sup>) előírt, a modell alá van vetve egy másik visszacsatolásnak a felszínközeli hőmérséklet előírt hőmérsékletéhez való illesztésével a felszíni hőáramon keresztül. Ezek a visszacsatolások együttesen képesek elrejteni a modellek hiányosságait és a köztük lévő különbségeket. Az éghajlati rendszerben az SST több légköri és óceáni folyamat együttes eredménye, így nincs más lehetőség, mint a többi éghajlati alrendszert is szimulálni, melyet a 4. ábra szemléltet. Mivel a csapadékképzés mechanizmusának leírásához nem elegendő a konvekció folyamatának ismerete, így a cumulus parametrizáció céljait ki kell terjeszteni további területekre. (Arakawa, 2004).



4. ábra Kapcsolatok az éghajlatrendszerbeli folyamatok között, Arakawa (2004) alapján

A konvekció folyamatához feltétlenül szükséges a vertikálisan integrált cumulus fűtés tömeg szerinti integráljának megtalálása, ez ugyanis szoros kapcsolatban van a felszíni csapadékmennyiséggel, a cumulus konvekció által. A cumulus fűtést ( $H$ ) a (8) egyenletből kaphatjuk meg:

$$H = M_c \frac{\partial s}{\partial z} = \rho \dot{Q} \quad (8)$$

ahol  $\dot{Q}$  a napi melegedés mértéke °C-ban,  $M_c$  [kg·s<sup>-1</sup>] a felhőn belüli tömegáram,  $\frac{\partial s}{\partial z}$  [kJ·kg<sup>-1</sup>·m<sup>-1</sup>] a száraz statikus energia felhőkön kívüli gradiense,  $\rho$  [kg·m<sup>-3</sup>] pedig a sűrűség. A statikus energia szerint a mozgási energia helyileg hővé alakul. Száraz statikus energia telítetlen részecskék esetén állandó marad mozgásuk során. Értékét a (9) képlet adja meg:

<sup>9</sup> SST: Sea Surface Temperature

$$s = c_p T + gz \quad (9)$$

ahol  $c_p$  [ $\text{J}\cdot\text{K}^{-1}$ ] a levegő fajhője állandó nyomáson,  $T$  [K] a hőmérséklet,  $g$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ] a gravitációs gyorsulás,  $z$  [m] pedig a magasság (Arakawa, 1974; Lindzen, 1988). Emellett ismernünk kell a cumulus fűtés (hűtés) és szárítás (nedvesítés) vertikális eloszlását. A légköri modelleknek ezen mennyiségek ismeretére van szüksége ahhoz, hogy a cumulus parametrizációs program minden időlépcsőjére előrejelzést adjanak. Ezek szoros összefüggésben állnak a tömegáram felhőn belüli eloszlásával. A szárítás és nedvesítés meghatározása nem egyszerű, a hidrológiai folyamatok közötti kapcsolatok miatt, amelyen a konvekciót befolyásoló egyéb hatások figyelembevétel lehet javítani.

Ilyen hatás például a cumulus konvekció általi tömegszállítás, amelyet valóságként kell meghatározni ahhoz, hogy a nyomjelzők eloszlását meg tudjuk határozni a légkörben. Ehhez a fel- és leáramlások általi tömeg be- és kiáramlások ismerete kell. Ezért mikrofizikára és levegőkémia is szükség van a modellezéshez. Azaz ismernünk kell, hogy adott helyen a víz folyékony vagy jégfázisban található-e meg.

Fontos ismerni a planetáris határréteggel való kapcsolatot is. Meg kell határozni a fel- és leáramlások általi tömegszállítást a felhőréteg és a PHR között. Trópusi területeken ismert, hogy a PHR-ben zajló folyamatok erősen szabályozzák a réteg feletti nedves konvekciót. Szárazföldnél figyelembe kell venni a PHR napi változásának menetét is. A szárazföld feletti sekély felhők kialakulásához a határréteggel való kölcsönhatás az előfeltétel. Ezért a cél a felhő- és PHR-folyamatok egy átfogó modellben való egyesítése.

A legtöbb alkalmazott modellben a sugárzás és a felhők csak a rácsávolságra előrejelzett értékeken keresztül hatnak kölcsön. Ezért a sugárzási és felhőbeli folyamatokat felhő skálára kell alkalmazni, ami rácsávolság alatti a legtöbb klímamodellben. Így a sugárzási és felhő folyamatok modelljeinek szétválasztása sok felhő esetén értelmetlen, pl. a sekély felhők és Cb üllők esetében. Fontos továbbá a felhőben található jégtartalom ismerete a felhő optikai tulajdonságainak megállapításához is.

Ezeken kívül figyelembe kell venni a lendületszállítás hatását, melynek parametrizálásában nehézségek akadtak, mivel a lendület nem konzervatív mennyiség és az iránya is függ a felhő geometriájától. Végül a sztochasztikus hatásokat is szükséges lenne

belevenni a parametrizációkba, melyek a parametrizáció statisztikai természetéből fakadnak.

Ha minden feltétel teljesül, egyesítve lesz az egész modell fizikája (*Arakawa, 2004*).

## 2.3 Esettanulmányok parametrizációs sémákkal

A cumulus parametrizációs sémák szinte minden meteorológiai modellben megtalálhatók, klíma- és rövidtávú előrejelző modellekben egyaránt. Annak ellenére, hogy a GCM-ek jelentősen javultak az elmúlt években, még most sem elég nagy a felbontásuk a regionális éghajlat pontos meghatározásához. Ezzel szemben a regionális klímamodellek képesek a kisebb skálájú légköri folyamatokat is számítani a szimulációkban. A számítógépes technológia rohamos fejlődésével az alkalmazott rácsávolságok is egyre kisebbek. Ennek következtében bizonyos esetekben el is lehet hagyni a parametrizációt, mert a séma képes expliciten számolni azt (pl. a konvekció 1 km-es rácsfelbontás mellett) vagy az alkalmazott térskálának megfelelően módosítani kell a sémát. A jelenleg használt regionális klímamodellek többségében azonban még szükséges alkalmazásuk.

Szakedolgozatomban a különböző konvektív parametrizációs sémák szimulációs teljesítményét vizsgáltam regionális klímamodellek, ezen belül is két, az ELTE Meteorológiai Tanszékén alkalmazott, ingyenes és nyílt forráskódú modell (RegCM és WRF<sup>10</sup>) esetén.

Hazánkban az ELTE Meteorológiai Tanszékén 2002 óta végeznek kutatásokat a RegCM<sup>11</sup>-mel, jelenleg annak 4.5-ös verziójával (*Pieczka et al., 2017*). A RegCM első változatát az 1980-as évek végén fejlesztették ki (*Dickinson et al., 1989*). Azóta folyamatosan fejlesztik, a RegCM4 kiadására 2012-ben került sor (*Giorgi et al., 2012*). Dinamikus magja az NCAR<sup>12</sup> MM5<sup>13</sup>-ös hidrosztatikus verzióján alapul. A határretegbeli folyamatok parametrizálása *Holtslag et al. (1990)* vagy UW<sup>14</sup> (*Bretherton et al., 2004*) sémával történhet. A talajrétegbeli folyamatokhoz főleg a BATS<sup>15</sup> modellt, a sugárzáshoz

---

<sup>10</sup> WRF: Időjárás Kutatás és Előrejelzés (Weather Research and Forecasting)

<sup>11</sup> RegCM: Regionális Klíma Modell

<sup>12</sup> NCAR: National Center for Atmospheric Research

<sup>13</sup> MM5: Mezokálajú Modell 5 (Mesoscale Modell 5)

<sup>14</sup> UW: University of Washington

<sup>15</sup> BATS: Bioszféra-Atmoszféra-Szállítási séma, Biosphere-Atmosphere-Transfer Scheme

pedig az NCAR CCM<sup>16</sup>-et használják. A 4.5-ös verziójú RegCM-ben már nem-hidrosztatikus dinamikát is választhatunk, melynek során a légkörben lévő vertikális gyorsulásokat már nem hanyagoljuk el, mint a hidrosztatikus közelítés esetén. Ez konvekció esetén különösen fontos, mivel ezen a térskálán a vertikális és horizontális gyorsulások nagyságrendje néha egybeesik.

A WRF egy az USA-ban kifejlesztett időjárás előrejelző modell, mely több intézmény (többek között NOAA<sup>17</sup> és NCAR) együttes közreműködésével jött létre. Kétféle dinamikai felülettel rendelkezik, ezek az NCAR által fejlesztett ARW<sup>18</sup>, melyet kutatásokhoz és operatív munkához egyaránt használnak, és az NCEP által létrehozott NMM<sup>19</sup>, melyet pedig operatív jellegű céloknál alkalmaznak. A modell mezoskálájú, azaz csak egy kisebb régióra alkalmazható. Nem-hidrosztatikus modell, tehát vertikális gyorsulásokkal számol, ami a konvekció pontosabb leírásához elengedhetetlen. A WRF szimulációk több különböző parametrizáció csoportot tartalmaznak, ezek közül a legfontosabbak: mikrofizikai, konvekciós, PHR, felszíni réteg, és sugárzásátviteli. Parametrizációs csoportonként 9–23 séma választható ki, többnyire tetszőleges kombinációban (*Skamarock et al. 2008*).

A dolgozatomban elemzett eseteket Földünk eltérő éghajlatú területeiről válogattam össze, hogy láthassuk a sémák különböző időjárási nehézségeknek való kitettségét. Az első vizsgált területem így Délkelet-Ázsia, amelyet a monszun évszak jelentősen befolyásol. A legtöbb csapadék júniustól szeptemberig hullik le. A Bengáli-öböl északi felétől északkelet felé elnyúlt nagy területen a legnagyobb a csapadékmennyiség. Ez az évszak a globális klímára is hatással van az energiaáramlásokon és hidrológiai folyamatokon keresztül. *Ali et al. (2015)* érzékenységvizsgálatot végzett erre a régióra a RegCM4-es modellel, 20 km-es rácsfelbontással, 3 különböző parametrizációs séma alkalmazásával (Grell, Emanuel, Tiedtke) az 1997–2002 közötti időszakra.

Az eredmények alapján a RegCM mindhárom parametrizációs sémával képes volt meghatározni a monszun alatt kialakult áramlások jellegét. A tengereknél, a Bengáli-öböl és az Arab-tenger térségére, a Grell séma a teljes időszakban végig felülbecsülte a

---

<sup>16</sup> CCM: Közösségi Klíma Modell, Community Climate Model

<sup>17</sup> NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

<sup>18</sup> ARW: Advanced Research WRF

<sup>19</sup> NMM: Nem-hidrosztatikus Mezoskálájú Modell

csapadékmennyiséget, míg az Emanuel és a Tiedtke a mértnél kevesebbet jelzett előre. Jól látszódott az is, hogy a parametrizációs sémák a konvekciós események során különböznek leginkább. Télen mikor ezen események száma csökken, kevésbé térnek el egymástól az eredmények. Például jelen esetben az RMSE<sup>20</sup> tekintetében télen az Emanuel és a Tiedtke is 1,7 mm·nap<sup>-1</sup> eltérést mutattak, míg nyáron az Emanuel hibája 5,2 mm·nap<sup>-1</sup>, a Tiedtke-é pedig 4,05 mm·nap<sup>-1</sup> volt. A nyári konvektív folyamatokat a Grell séma határozta meg legjobban, 3,41 mm·nap<sup>-1</sup>-os eltéréssel. A többi évszakban azonban Tiedtke sémája volt a legpontosabb, így a teljes időszakra vett átlagot nézve is ez a séma mondható legpontosabbnak a területen, 2,39 mm·nap<sup>-1</sup>-os eltéréssel, melyet Grell 2,57 mm·nap<sup>-1</sup>-pal követett és Emanuel (2,94 mm·nap<sup>-1</sup>) bizonyult a legrosszabbnak. Bár átlagosan a Tiedtke volt a legpontosabb, azonban területtől is függő, hogy melyik sémát érdemes alkalmazni, ugyanis pl. Délkelet-Kínában Grell sémája (2–3 mm·nap<sup>-1</sup>) fele akkora RMSE eltérést mutat, mint Tiedtke (4–6 mm·nap<sup>-1</sup>). Azonban Délkelet-Indiában és az Arab-tenger térségében Grell akár 10 mm·nap<sup>-1</sup>-pal is felülbecsült a nyári időszakban, melyet Tiedtke csak 2,02 mm·nap<sup>-1</sup>-pal becsült alul (Ali et al., 2015).

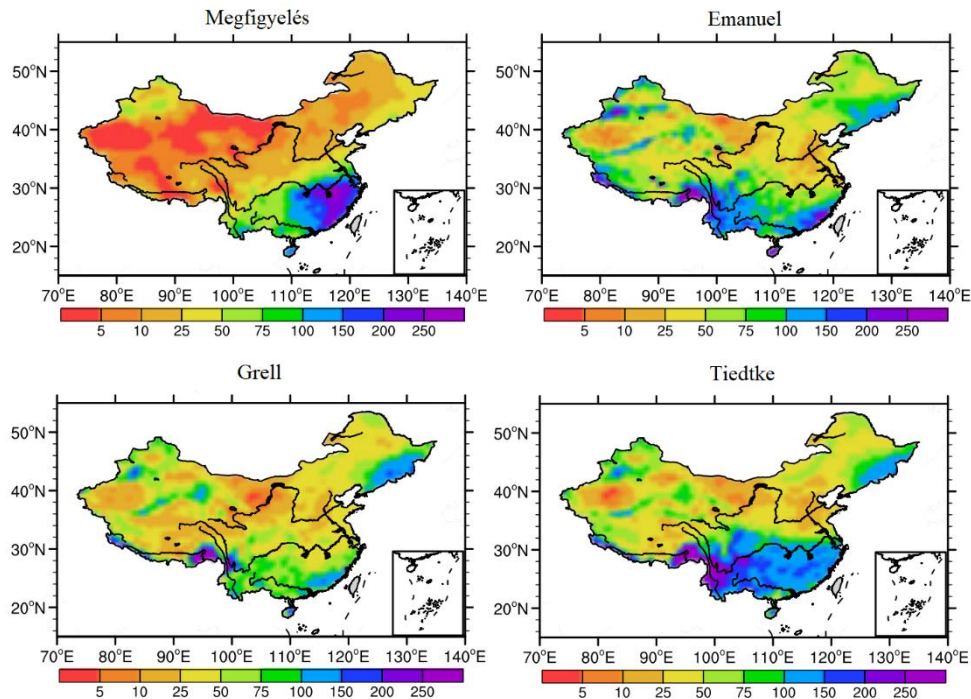
A RegCM 4.4-es verzióját használva, ugyanezen három sémára és térségre végeztek (Gao et al., 2016) összehasonlító modellfuttatást a 2000-es évre, melyhez 25 km-es rácsfelbontást használtak. A csapadék területi eloszlását a sémák télhez képest nyáron pontosabban tudták meghatározni. A megfigyelések és sémák közti korreláció nyáron 0,44 (Grell), 0,64 (Emanuel) és 0,5 (Tiedtke) voltak. Míg télen, ezek mindössze 0,16 (Grell), 0,21 (Emanuel) és 0,27 (Tiedtke) volt csak. Ennek oka abban keresendő, hogy a téli időszakban hideg és száraz levegő áramlik Kína fölé a sarkvidékekről, így a hegyvidékeket leszámítva máshol kevés csapadék hull. A parametrizációs sémáknak pedig nehézséget okoz a hegyvidéki csapadék előrejelzése. A talajrétegre alkalmazott sémáknál a BATS és CLM<sup>21</sup> lett összehasonlítva. Előbbi esetén Emanuel sémája felülbecsüli a csapadékot. Ennek az az oka, hogy a BATS talajséma a felszíni melegedésre érzékenyebben reagál, mivel csak a felső pár tíz cm-es réteget vizsgálja, amelyet a beérkező napsugárzás gyorsan és erősen befolyásol. A talajréteg ezáltal szenzibilis hőt ad a konvekciós sémához, ami által az hamarabb aktiválódik. A CLM esetén ez a réteg már több méter mély, így jóval lassabban reagál a besugárzásra a talaj, és az Emanuel séma is stabilabban és pontosabban jelez előre ezáltal.

---

<sup>20</sup> RMSE: átlagos négyzetes hiba gyöke

<sup>21</sup> CLM: Közösségi Felszíni Modell, Community Land Model

A Grell séma esetén a CLM kevésbé volt hatékony, mivel a séma alapvető jellegzetességéből adódóan kevésbé érzékeny a felszíni fűtésre, amit a CLM csak tovább ront és így alulbecsüli a csapadékot. Tiedtke sémájára nem végeztek futtatást CLM-el.



5. ábra Kína területére, téli hónapokra vett átlagos csapadékmennyiség [mm], a megfigyelés és a különböző sémák eredményeit ábrázolva. Forrás: (Gao et al., 2016)

Mint ahogy ez az 5. ábrán is látható, Kínában a csapadékmennyiség a Jangce folyó mentén északról dél felé fokozatosan nő. A téli időszakban mindegyik séma elvétí ezt és délen alul-, északon pedig felülbecsülik a csapadékmennyiséget (Gao et al., 2016).

Kínára végeztek kísérletet a WRF modellel is, amelynek ARW 3.4.1 verzióját használták az 1982–2004 közötti éghajlat elemzésére. A WRF horizontális felbontását 30 km-re állították, az alkalmazott egyenközű vertikális szintek száma 37, a legfelső szint 50 hPa-on található. Kína domborzatát tekintve igen változatos. A legmagasabb része 5500 m-es magasságával a Tibeti-fennsík. Az északi és középső területeken 500–3000 m-es magasságban húzódnak hegységek, keleten pedig 500 m-nél alacsonyabb dombságok találhatóak. Télen a mért csapadék délkeletről északnyugat felé csökken, a Kain-Fritsch (KF) és Grell séma is hasonló mintákat mutatott, de alulbecslést a délkeleti és felülbecslést az északnyugati területeken, amely a Grell séma esetén az előző RegCM-es futtatással összhangban van. Az egész területre és teljes időtartamot nézve a KF pontosabban határozta

meg a csapadéksávot. A nyári, monszunos időszak alatt a legnagyobb kiterjedésű csapadékszóna. Ekkor Dél-Kína és a Jangce folyó mentén két fő csapadékszóna alakul ki. A Grell séma ezek kiterjedését alul-, míg a KF kissé felülbecsülte. Az évszakos változást figyelve a száraz régiókban a Grell teljesít jobban, míg a nedvesebb területeken a KF, kivéve a Jangce környékét. A Tibeti fennsíkon, az októbertől ápriliséig tartó időszakban lehulló csapadékot mindkét séma felülbecsüli. Ugyanitt nyáron a Grell a legpontosabb, ahogy az északnyugati területeken is. Utóbbinál felülbecslések mutatkoznak a hideg időszakban, míg nyáron inkább alulbecslés jellemző. A Jangce vidékén, nyáron a KF felül- (10–25%), míg a Grell alulbecsül (9–15%) és itt a KF követi jobban az évszakos változásokat is. A Délkeleti régióban szintén a KF a pontosabb. Mindkét modell hibásan jelzi előre az évközi változást dél- és délnyugaton, valamint a Tibeti-fennsíkon (*Gao and Huang, 2017*).

Délkelet-Ázsián belül az ún. Maritime kontinensen<sup>22</sup> hasonlították össze a Grell-AS, Grell-FC és Emanuel sémát RegCM-mel (*Gianotti et al., 2012*), két különböző reanalízis kezdeti- és peremfeltételként történő felhasználásával. Ez a terület India és a Csendes-óceán között húzódik, ahol a tenger az átlagosnál melegebb, gyakoriak a szigetek és a sekély tengeri területek. Fontos az itteni folyamatok megismerése a globális áramlatok megállapításához, mivel itt nagy mennyiségű hő és nedvesség kerül a felső troposzférába az intenzív konvekciós folyamatok által. A vizsgált időszak 1997. július 1.-től 2001. december 1.-ig tartott, melyből az első hat hónap a modell felpörgési ideje, így az elemzés 1998-tól kezdődött. A mért értékeket a TRMM<sup>23</sup> biztosította, amelynek validációjához összehasonlították azt a felszíni mérésekkel Szingapúrban és mindössze pár tized %-os eltérések mutatkoztak. A vizsgálat során az NNRP2<sup>24</sup> meghajtó adatbázist használva Emanuel a csapadéknymot háromszorosan felülbecsüli (51% a mért 17%-hoz képest), míg Grell-FC esetén ez kétszeres felülbecsülés (30%). Szingapúrban, a téli hónapokban 0,25–2 mm·h<sup>-1</sup> csapadékintenzitást tekintve a Grell-FC séma volt a pontosabb, azonban mindkét séma felülbecsüli a szárazföldi és óceáni területen ezen csapadékintenzitás gyakoriságát. A 2–5 mm·h<sup>-1</sup> közötti intenzitásnál az óceán felett mindkét séma jól eltalálja, azonban szárazföld felett túlbecsülik a gyakoriságát. Az 5 mm·h<sup>-1</sup>-nál is intenzívebb csapadékot szárazföldön Emanuel képes pontosabban meghatározni, míg Grell-FC esetén itt ezek

---

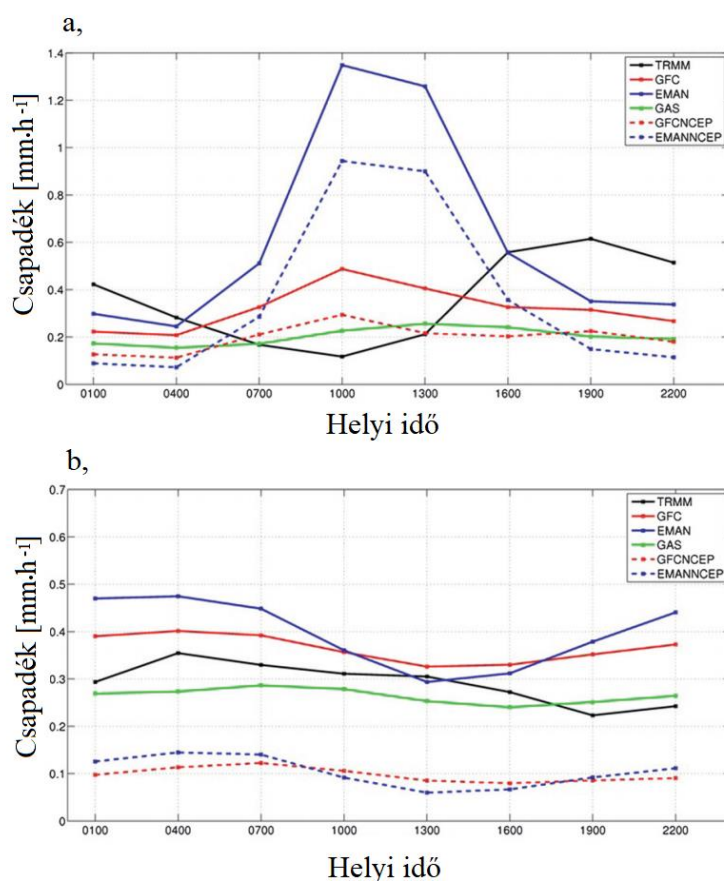
<sup>22</sup> Maritime kontinens: elsősorban meteorológusok és oceanográfusok által használt fogalom Délkelet-Ázsia térségére, melyben többek között Indonézia, Fülöp-szigetek és Pápua Új-Guinea található

<sup>23</sup> TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission

<sup>24</sup> NNRP2: National Centers for Environmental Prediction NCAR Reanalysis 2 product

gyakorisága kevesebb mind Emanuelnál, mind a mértnél. Óceáni terület esetén mindkét séma alulbecsüli az intenzív csapadék gyakoriságát a TRMM-hez képest.

A csapadék napi menetét tekintve, amint azt a 6. ábrán láthatjuk, szárazföld esetén délután kezd hullani csapadék, ami késő estig fokozódik, majd reggelre megszűnik.



6. ábra A csapadék napi menete átlagolva az 1998-2001 közötti időszakra. ERA-40 folytonos, NNRP2 meghajtású szimulációk szaggatott vonallal. Szárazföldi (a) és óceáni (b) rácscellákra. Forrás: (Gianotti et al., 2012)

Óceáni területen a csapadékhullás napi menete kiegyenlítettebb. Ezeket a ciklusokat mindkét séma többé-kevésbé jól modellezi, azonban a TRMM-hez képest mintegy 6 órával van korábbra tolódva a legnagyobb csapadékintenzitás. A teljes csapadékmennyiséget tekintve, a Grell-FC-nél szárazföld esetén alul-, óceánál pedig felülbecslés mutatkozik. Az Emanuel sémával mindkét területen alulbecsül a modell, azonban az óceánál ez jelentősebb, közel kétszerese a mértnek. A Grell-AS alulbecslést mutat mindkét területen és a szárazföld esetén jelentősebb a Grell-FC-hez képest. Ez a séma is jól követi a csapadék napi menetét, azonban alulbecsüli az intenzitását.

Az NNRP2 meghajtó adatbázist ERA-40<sup>25</sup> adatbázisra cserélve, mindkét séma több csapadékot jelzett előre, ez az óceáni területeken volt főként hasznos, azonban az Emanuel esetén rontotta a szárazföldi becslést, jelentősen túlbecsülve azt. Összességében jobb eredményeket hoz az ERA-40 és ezt alkalmazva a Grell-FC féle lezárással bizonyult a legpontosabbnak ezen a területen (*Gianotti et al., 2012*).

Afrika is komoly kihívást jelent, a nagyméretű tavai, magas hegységei és összetett domborzata, valamint a mérési adatok szűkössége miatt. A RegCM-mel vizsgált terület a keleti hosszúság 15°-tól 42°-ig, az északi szélesség 21°-tól a déli szélesség 12°-ig terjedt ki. Három éves időszakra, 2000-től 2002-ig futatták le a Grell sémát AS és FC lezárással, valamint az Emanuel sémát. Azon belül is az őszi időszakra koncentráltak. Az adatok validációjához TRMM-et használtak. A kapott értékek alapján a Grell-AS Közép-Afrikában kevesebb, mint 2 mm·nap<sup>-1</sup>-ot jelzett előre, míg a TRMM 9–12 mm·nap<sup>-1</sup>-ot mért. Ezen lezárás csökkenti a konvekciók esélyét, mivel adott időlépcsőben disszipációra kényszeríti az elérhető energiát. A Grell-AS féle lezárásnál az Indiai-óceán felett a csapadékmennyiségek már közelebb állnak a mért adatokhoz. Azonban ez ellentmond annak az elvárásnak, miszerint a konvektív folyamatok az óceánok felett ritkábban alakulnak ki a szárazföldre képest. A Grell-FC séma több csapadékot jelez előre a Grell-AS-nél mind a szárazföldön, mind az óceáni területeken. Azonban a közép-afrikai trópusi erdőséget figyelve, ez is jóval alulbecsüli a napi csapadékot, 9–12 mm·nap<sup>-1</sup> helyett mindössze 3–6 mm·nap<sup>-1</sup> maximumot jelez előre. Az óceán felett azonban felülbecsüli, 20 mm·nap<sup>-1</sup>-ot jelez a 3–6 mm·nap<sup>-1</sup> helyett. Az Etióp fennsíkon, annak magassága okozta nehézség miatt csak a mért értékek felét jelzi előre. Egyedül Kenya és Tanzánia térségében becsüli felül a napi csapadékot a Grell-FC séma, de az Emanuel ennél is nagyobb mértékben felülbecsül. A legnagyobb különbség a megfigyelt és az Emanuel séma között az Indiai-óceánon fordult elő, ahol a 6–9 mm·nap<sup>-1</sup> helyett, több mint kétszeresen felülbecsülve 15–18 mm·nap<sup>-1</sup>-ot jelzett előre. A Grell-AS séma átlagosan 59%-kal becsüli alul a mért értékeket. A Grell-FC esetén ez régióként változóbb, de átlagosan itt is 56%-kal becsül alá. Kenya és Tanzánia esetén 32%-os felülbecslés figyelhető meg. Emanuel sémája az egész területre átlagosan 72%-kal becsüli túl a mért csapadékot. Mind a Grell-FC és az Emanuel séma esetén Kenyában voltak a legnagyobb felülbecslések, ennek oka a terület rendkívül változékony domborzatához köthető. A réteges (stratiform) csapadékot tekintve, szinte az összes

---

<sup>25</sup> ERA-40: ECMWF Reanalízis

területen, mindhárom szimulációra jellemző a felülbecslés. Egyedül a Grell-AS-nél figyelhető meg alulbecslés Kongó és Szudán területén. Összességében a Grell-AS séma bizonyult a legpontosabbnak a három közül (Davis et al., 2009).

Kanadában, a Mackenzie folyó gyűjtőterületére készült modell-futtatás melyben a KF, a Tiedtke, és a Betts-Miller-Janjić (Betts-Miller, 1986; Janjić, 1994) (továbbiakban BMJ) parametrizációs sémákat vetették össze WRF segítségével. Ez a Kanada egyötöd részét kitevő terület, az ország északnyugati vidékén húzódik és északról a Beaufort-tenger határolja. Mérete miatt kulcsfontosságú szerepet tölt be Kanada vízforrásaiban. Három nagyobb és több száz kisebb tó mellett rengeteg a lápos terület is. Nyugati határvidékén húzódó magashegységek a 3000 méteres magasságot is eléri, míg az északi részeken a tengerszinthez közeli. Ez a változékonyság fontos szerepet játszik a csapadékképződésben és kihívást jelent a parametrizációs sémáknak. A csapadékmennyiség eloszlása ennek megfelelően alakul. Míg északon csak évi 200 mm hull, addig délnyugaton akár az 1000 mm-t is elérheti egy év alatt. Az 1979–2005 időszakra futtatott vizsgálat során főként a májustól októberig tartó, konvektívan aktív időszakra irányult a figyelem. A kezdeti és határfeltételeknek az ERA-Interim reanalízis adatait használták fel. Kiválasztottak három évet, melyek a száraz, átlagos és csapadékos időszak referenciájául szolgáltak. A napi csapadékmennyiséget mindegyik séma felülbecsülte. Közel hasonló nagyságú RMSE értékek közül a legkisebbet a Tiedtke séma adta ( $1,17 \text{ mm} \cdot \text{nap}^{-1}$ ), ezt követte a BMJ  $1,23 \text{ mm} \cdot \text{nap}^{-1}$ -pal, míg a legrosszabbat ( $1,26 \text{ mm} \cdot \text{nap}^{-1}$ ) a KF féle séma adta. Azonban a felülbecslés mértéke a Tiedtke séma esetében volt a legváltozékonnyabb, míg a KF esetén éppen ellenkezőleg, konzisztens volt. A BMJ a két séma között, közepesen teljesített. A séma számára a hegyvidéki területek okozták a legnagyobb nehézséget, azaz itt volt a legnagyobb mértékű a felülbecslés, közel  $1 \text{ mm} \cdot \text{nap}^{-1}$ , míg a legtöbb területen ez  $0,5 \text{ mm} \cdot \text{nap}^{-1}$  alatt maradt. Az északi és legdélebbi területeken hasonló mértékű alulbecslés volt látható (Kuo és Gan, 2018).

A Kárpát-medencére az ELTE Meteorológiai Tanszékén végeztek érzékenységi vizsgálatot három különböző parametrizációs sémával (módosított Kuo, Grell, Emanuel), a RegCM 4.3-as verzióját használva. Szerepelt, egy ún. kevert séma, amely tengereknél Emanuel, szárazföldek esetén Grellt alkalmaz. Az érzékenységi vizsgálatához 1981-től kezdődően 10 évre, 10 km-es rácsfelbontást használva végeztek szimulációt, melyhez az adatokat az ERA-Interim reanalízisből vették. A kapott eredményeket a Carpatclim

adatbázissal validálták, amely a Kárpát-medence fontosabb meteorológiai adatait tartalmazza 0,1°-os felbontással. Rámutattak arra is, hogy a reanalízis és a mért adatok között a csapadékmennyiségnél jelentős eltérések vannak, amelyek kihatnak a kapott eredményekre. Valamint a Carpatclim hiányosságára, miszerint Románia nyugati részén, a magasabban fekvő területeken az optimálisnál kevesebb mérőállomás áll rendelkezésre. A kapott eredmények alapján, minden esetben fennáll a nyári alulbecslés, melyek Kuo esetén 9%-os, míg a kevert séma FC lezárással 18%-os, AS lezárással 26%-os. A többi évszakban felülbecslés volt a domináns mindhárom esetben. A hegységekben, ahol általában több a csapadék, az évi és évszagos eltérések kis távolságokban is jelentősek, melyek azonban a hiányos mérőhálózattól is származhatnak. Jelentős felülbecslés figyelhető meg egész év során, Kuo esetén. A kevert sémák itt jobban szimulálták a mért adatokat. A Kuo és kevert sémák között a legkisebb eltérés télen volt. A csapadék napi előfordulásának gyakoriságát vizsgálva, egy téli és egy nyári időszakban, megállapítható, hogy a konvektív vagy a réteges csapadékséma becsül inkább alul vagy felül. Januárt vizsgálva csapadéknyom esetén a valóságnál, mintegy 20%-kal kevesebbszer aktiválódott a modell. Ez a tendencia volt jellemző 1 mm-nél kisebb mennyiségű csapadék esetén. Ekkor azonban már csak 5–10%-kal jelzett kevesebbszer. Júliusban, amikor a konvektív csapadék előfordulása gyakoribb, már nagyobb eltérések vannak a sémák között. A 10 mm-nél nagyobb csapadék gyakoriságát Kuo az északi Kárpátokban felül-, a kevert sémák pedig alulbecsülik. Ez a jelenség megfigyelhető, bár nem annyira számottevő a Dunántúlon és az Északi-középhegységben. Ezen területekben közös a domborzat változékonysága és az átlagosnál nagyobb tengerszint feletti magasság. Alacsonyabb fekvésű területen, mint az Alföld, Kuo mutatott legkevesebbszer 10 mm feletti csapadékot. Mint látható, a Kuo séma érzékenyebb a területi változásokra. A kevert sémák esetén összességében az AS féle lezárás, az FC féle lezáráshoz képest kevesebbszer aktiválódott. Eredményül az látszódott, hogy a RegCM a konvektív sémára a legérzékenyebb, majd ezt követően a különböző lezárásokra. Összességében a térségre a Grell-Emanuel séma FC lezárással való alkalmazása bizonyult a legmegfelelőbbnek (*Pieczka et al. 2017*).

Egy hazánkhoz közel eső területen, a Balkán-félszigeten és környékén is készült érzékenységvizsgálat. Ugyanis ez átmeneti terület, ahol a mediterrán éghajlat enyhe, nedves tele és száraz nyara; valamint a kontinentális éghajlat száraz, hideg tele és esős tavaszi időszaka találkozik. A vizsgált terület határai északon a Kárpátok, az Alpok egy része, nyugaton az Adriai-tenger, keleten a Fekete-tenger, délen pedig a Földközi-tenger. A

szimulációk a RegCM 4.3-as verziójával 30 km-es horizontális rácsfelbontással készültek, vertikálisan 995 hPa-tól 25 hPa-ig. Az adatokat ERA-Interimből vették, melynek felbontása  $1,5^\circ \times 1,5^\circ$  volt. A vizsgált időszak 2000–2009. Minden év kezdetekor, a séma kezdeti feltételeit az akkori reanalízis adatokhoz igazították. Csapadék szempontjából az Emanuel és a Grell is felülbecsül. A Grell sémát Arakawa-Schubert lezárással használva kapták a legkisebb RMSE értéket. Az egyes évszakokra külön végeztek statisztikai elemzést. Télen és tavasszal nedves, míg nyáron és ősszel száraz eltérés mutatkozik mindkét sémánál. Nyáron a Grell-AS mutatta a legkisebb hibát ( $32 \text{ mm}\cdot\text{hó}^{-1}$ ). Ekkor az északi terület csapadékát enyhén felül, míg a déli területekét alulbecsüli a modell. A tavasz volt mindkét séma esetén a legpontatlanabb, bár a magas hegységeken eltalálják a magasabb csapadékot, az alacsonyabb szárazföldi és part menti területeken jóval felülbecsülnek. Télen az Adriai-tengerhez közeli keleti területeken a mérténél kevesebb, míg Bulgária nyugati részén a mérténél több csapadékot jelzett előre mindkét séma. A csapadék évközi menetét nem tudta jól megállapítani egyik séma sem. A Grell-AS volt a legközelebb 0,2-es korrelációval. A csapadék évenkénti menetét tekintve azonban kimondottan magas, 0,83-as korrelációt ért el. Utóbbi azonban nem ad pontos képet a séma pontosságáról, ugyanis az egyes évszakokban lehet ettől függetlenül felül- és alulbecslés, melyek egymást kiegyenlítik. Ezért fontos az évszakok éves menetét is vizsgálni. Ez esetben, ősszel és télen születtek jó eredmények, rendre 0,89 és 0,83. A nyári időszak elfogadható 0,67-es korrelációval. Azonban a tavaszi időszakban nagy eltérés adódott, mindössze 0,37-es korreláció (Rilka, 2014).

Szintén a Balkán félszigeten végzett másik kutatás a RegCM 4.4-et használta a sémák összehasonlításához 1999-től 2009-ig 10 km-es rácsfelbontással, melyet az ERA-Interim vezérelt. A sémák itt a KF, a Grell-FC és a Grell-AS voltak. Az itt kapott eredmények alapján, a téli időszakra az összes séma által hasonló mértékű felülbecslés figyelhető meg csapadék esetén. Azonban nyáron eltérések mutatkoznak. Ebből a vizsgálatból is az látható, mint Pieczka et al. (2017) esetén, hogy a legnagyobb különbség a különböző sémák között van, míg a Grell sémánál alkalmazott kétféle lezárással közti különbség kevésbé jelentős. A csapadék térbeli eloszlásában nem volt különbség a sémák között (Hristo et al., 2018).

A WRF modellt Európában is sokfelé használják klímamodellre. Példaként egy Németországban (Kirsten, 2013) által végzett tanulmányt mutatok be. Ezen belül is főként két nagyobb területre irányult a vizsgálat, a délnyugati hegyvidékekre és az északkeleti alföldekre, melyeket északról tengerek határolnak. A terület éghajlata mérsékelt, konvektív

csapadék leginkább nyáron jellemző. Az éves csapadékmennyiség a délnyugati területen átlagosan 920 mm, míg az északkeleti vidéken csak 571 mm volt az 1961–2009 közötti időszakban.

A szimulációt a WRF 3.1-es verziójával, 1989–2008-ig az ERA-Interim reanalízisből futtatták le 0,33°-os és 0,11°-os horizontális felbontásra. Az első év a modell felpörgetési időszaka volt. A kapott eredmények alapján a modell egész évben felülbecsül, de a csapadékmennyiség eloszlását tekintve közelebb áll a mért adatokhoz, mint az ERA-Interimhez. A két felbontás közti csapadékkülönbség megmutatkozott a Fekete-erdő térségben előforduló hegységek lee oldalán. A finomabb felbontás szinte mindenhol felülbecsül a téli és tavaszi időszakban ( $0,75\text{--}1,75\text{ mm}\cdot\text{nap}^{-1}$ ). Ezzel szemben a nyári és őszi időszak jóval változóbb volt. Azonban egész évre felülbecslés jellemző, ami napi 35%-os eltérést is elér alkalmanként. A csapadék éves menetét ezzel szemben jól meghatározza, csak a legszárazabb, október hónapot becsülte egy hónappal korábbra. A csapadékos napok száma a mérések szerint 110 és 146 között alakult átlagosan a különböző felbontások esetén, ezt a WRF modell jelentősen felülbecsülte, 157 és 219 nap közé esett. A napi csapadékmennyiségek a mérésekhez hasonlóak, kivéve a júliustól szeptemberig tartó időszakot, ahol felülbecsül, mely időszak konvektív csapadék szempontjából nagyon aktív. A délnyugati területen a csapadék területi eloszlása összefügg a tengerszint feletti magassággal. Ezt a változékonny eloszlást a 0,11°-os szimuláció jobban ábrázolja, az ERA-Interimmel szemben, ami átlagolással elfedi és egyenletesebbé teszi az eloszlást. A tavaszi és téli időszakban itt mintegy  $0,5\text{--}2\text{ mm}\cdot\text{nap}^{-1}$  felülbecslés tapasztalható, főként a hegységek szél felőli oldalán. Ősszel és nyáron ez enyhébb mértékű. Az évszakos csapadékmennyiség korrelációja viszonylag magasan,  $0,86\text{--}0,9$  között alakult, melyhez  $1\text{--}1,75\text{ mm}\cdot\text{nap}^{-1}$  eltérések társultak. A hónapok csapadékainak változását tekintve, jól követi a megfigyeléseket, azonban augusztusban és szeptemberben relatív minimuma van, ami a mért adatoknál nem fordul elő. A legnagyobb eltérés a két adatsor között novemberben és januárban volt. A júniustól szeptemberig tartó nyári időszakban volt a legpontosabb, ami kissé meglepő, mivel ekkor fordulnak elő leginkább a parametrizált konvektív események a téllal szemben. Tehát lehet, hogy a téli, többségében szilárd halmazállapotú felhőelemek mikrofizikai parametrizációja nem megfelelő vagy a modell dinamika okoz túlzott nedvesség konvergenciát, mely hibák egy részét nyáron a konvekciós séma kompenzálja. Németország északkeleti része többnyire homokos talajú síkság. A délnyugati régióhoz képest itt egyenletesebb a csapadék területi eloszlása. A WRF itt is hasonló mértékben ( $0,5\text{--}$

2 mm·nap<sup>-1</sup>) felülbecsül, minden évszakban. Összességében tehát a WRF jellemzően felülbecsüli a csapadék mennyiségét Németország eme két területén, azonban az új, finomabb felbontás jobban meghatározza ennek eloszlását és a mérthez közelebb értékeket számított. A csapadékos napok számának és a csapadék éves menetének meghatározásában is javulás látható, azonban egyes területeken még mindig magas, közel 50%-os felülbecslés is előfordult (*Kirsten, 2013*).

Egész Európára kiterjedően is végeztek kutatást parametrizációk összehasonlításában (*Pieri, 2015*). A WRF modellel 1979-től 20 évre futtattak szimulációt Európára, a KF és a BMJ parametrizációs sémákkal, 12 km-es rácsfelbontással. Az Alpok térségére külön, egy finomabb, 5 km-es felbontást alkalmaztak és ez esetben 3 éves időszakokra bontották fel a modellfuttatást. Kezdeti- és határfeltételekként az ERA-Interim adatait adták meg. Ha egész Európát nézzük, akkor átlagosan a napi csapadékot mindkét séma felülbecsüli. A megfigyelések alapján ez 1,83 mm·nap<sup>-1</sup>, míg a BMJ ezt 33%-kal, a KF pedig 46%-kal haladja meg. Az Alpokra nézve a sorrend ugyanaz. A 2,58 mm·nap<sup>-1</sup>-os méréshez képest itt a BMJ 13%-kal, míg a KF 24%-kal becsül felül. Tehát a finomabb felbontásnak köszönhetően mindkét séma pontosabb ezen a területen és a köztük lévő eltérések is enyhébbek. A csapadék területi eloszlásából az látszik, hogy a parametrizációk leginkább a hegyvidékes területeken becsülik felül a csapadékot, pl. a Kárpátok esetén ez 3 mm·nap<sup>-1</sup>-ot is elér. Bár ezek esetén éppen a megfigyelések is kevésbé pontosak, a hiányos mérőhálózat miatt. A nyári időszakot tekintve, Kelet-Európára mindkét séma átlagosan 2 mm·nap<sup>-1</sup>-pal számított többet.

Ha a teljes kontinensre számítjuk a havi átlagos csapadékot, majd ezt összevetjük a sémák és mérések esetén, akkor az látható, hogy mindkét séma követni tudja a csapadék éves menetét, eltalálták a legcsapadékosabb hónapot (június), azonban minden hónapban felülbecsülnek. Egész évben, de különösen késő nyáron a BMJ sokkal jobban tudta meghatározni a csapadékmennyiséget, mint a KF. Az Alpoknál is ugyanezt láthatjuk. Ahhoz, hogy tudjuk, a sémák mennyire képesek meghatározni a hevesebb csapadékot, az egy év alatt előforduló 10 mm·nap<sup>-1</sup>-nál nagyobb csapadékú napok számát hasonlítjuk össze. Ez a megfigyelések alapján Európában 40 nap egy évben, míg mindkét séma esetén ez több, mint kétszerese ennek. Különösen a hegyvidéki területek esetén nagyobb az eltérés. Összességében tehát elmondható, hogy Európában ez alapján a BMJ sokkal jobban használható, mint a KF (*Pieri, 2015*).

Egy másik tanulmány, szintén végzett vizsgálatot Európára WRF-fel, a BMJ és a KF sémák összehasonlítására. A kiindulási adatbázis ugyanúgy az ERA-Interim volt, azonban egy újabb, az 1990-től 2008-ig tartó időszakra futott le a szimuláció 0,44°-os felbontással. Ez alapján is mindkét séma felülbecsüli a lehulló csapadékmennyiséget. A konvektív folyamatok következtében, itt is nyáron nagyobb az eltérés mértéke, 25–55% közötti, míg télen csupán 15–30%-os. Ezen modellfuttatás alapján is a kelet-európai térség előrejelezhetősége a bizonytalanabb, itt a sémák átlagosan 50–65%-kal felülbecsülnek, míg ez Európa más területein 20% és 30% közé esik. A csapadék éves menetét mindkét séma jól követte a legtöbb régióban, kivéve az Alpok és a Kárpátok térségében. A sokéves évszakos átlagokat tekintve is az Alpok esetén volt a legkisebb a korreláció (0,3–0,6), míg a Skandináv-félszigeten a legmagasabb (0,6–0,8). Általánosságban az vehető észre, hogy a kétféle parametrizációs séma használata közötti különbség nyáron, a mély konvekciós folyamatok időszakában a legnagyobb, míg télen, mikor a nagyskálájú folyamatok uralkodnak, már kevésbé van jelentősége, hogy éppen melyiket használjuk. Összességében a BMJ séma kevésbé becsüli felül a csapadékmennyiséget, mint a KF, különösen a tengerek felett (*Katragkou et al. 2015*).

Magyarország területére végzett tanulmányt *Varga (2017)* WRF modell felhasználásával Betts-Miller-Janjić (*Betts-Miller, 1986; Janjić, 1994*) és Tiedtke parametrizációs sémákra, 2001–2010 közötti időszakra. Mindegyik séma felülbecsüli az évi csapadékmennyiséget, azonban annak mértéke konzisztens, minden évben kb. 194 mm-el becsülnek felül. A havi csapadékot is átlagosan 19 mm-rel felülbecsülik, legkisebb eltérések augusztus, szeptember, október hónapokban adódtak. Mindkét séma jól meghatározta a legcsapadékosabb időszakot (május-június). A csapadék területi eloszlását tekintve, mindkét séma esetén délen, délnyugaton és északkeleten 10–20 %-os alulbecslés figyelhető meg, míg a többi területen felülbecslés jellemző. A legnagyobb mértékű felülbecslések a hegyvidékes területeken adódtak mindkét sémánál. Az éves és havi csapadéknál is a Betts-Miller-Janjić séma bizonyult pontosabbnak (*Varga, 2017*).

## Összefoglalás

Összefoglalva tehát attól függően, hogy mikor és hol, milyen konvektív parametrizációs sémát választunk, jelentős eltérések lehetnek, pl. Kína területére különböző tanulmányok, eltérő sémákat hoztak ki legpontosabbnak. Legnagyobb különbségek a késő tavasztól, kora őszig tartó időszakban figyelhetők meg, aminek forrása az ekkor aktív mélykonvekciós rendszerek. Jelenleg mindegyik sémának nehézséget okoz a magashegységekben és változó domborzatú helyeken a csapadékmennyiség és annak gyakoriságának előrejelzése. Ennek oka részben azonban az is lehet, hogy ezeken a területeken általában nincs ideálisan kiépítve a mérőhálózat és ezáltal a bemeneti adatok is pontatlanabbak. Másrészt olyan esetekben, mikor a modell felbontását növelték és az expliciten számolt a rácspontokra, pontosabb eredmények születtek. Tehát részben a parametrizációk is okozói az eltéréseknek. Különösen igaz ez az extrém mennyiségű napi csapadékok esetén. Ilyen mennyiségű csapadékok előrejelzésére szárazföldek esetén az Emanuel sémát érdemes használni, azonban hegyvidékeknél enyhén alulbecsüli azokat, így érdemes lenne úgy módosítani, hogy ezeken a területeken is működjön.

Csapadékmennyiséget nézve, mindegyik sémára általában felülbecslés a jellemző. Általában képesek jól meghatározni a csapadék éves és napi menetét. Egyedül Balkán területén volt példa rá, hogy hibásan követte az éves változást. Mindegyik sémának vannak sajátosságai. A Grell séma pl. szárazföldek esetén jobb eredményekre képes, mint tengereknél. Nyáron és ősszel előfordulhat, hogy alulbecsül, míg télen változó eredmények születtek. Kis és közepes intenzitású csapadék számát felülbecsüli, míg heves esőzéseket a mértnél kevesebbszer mutatott. A csapadéksáv is a kelleténél nagyobb. A sémához tartozó kétféle lezárás közül, általában az FC-féle lezárás az AS-féle lezárásnál jobban használható. A KF séma inkább vízzel borított területeken teljesít jól. Általában pontatlanabb a többi sémánál, pl. Európában is, ahol a BMJ sokkal jobban teljesít. A Kárpát-medencében egy esetben a Kuo séma volt a legpontosabb nyáron, azonban ennek kivételével rosszabbul teljesített a többi sémánál. Összességét nézve a Grell séma hozta a legjobb eredményeket mindenhol, az FC-féle lezárást alkalmazva. Annak megoldására, hogy az egyik séma a szárazföld, míg egy másik a tengerek felett teljesít jól, létrehozhatunk egy, a kettőből egyesített kevert sémát. Másik megoldás lehet különböző sémák statisztikai úton vett átlagolása. Tehát azt láthatjuk, hogy még mindig több kutatásra van szükség a témában, aminek általában a számítási kapacitás szab jelenleg határt.

## **Köszönetnyilvánítás**

Köszönöm témavezetőimnek dr. Breuer Hajnalkának és dr. Pieczka Ildikónak, hogy felkeltették érdeklődésemet a téma iránt. Szakdolgozatom megírását végig figyelemmel kísérték és minden felmerülő kérdésemre kimerítő választ adtak és ezáltal új ismeretekre tehettem szert.

## Irodalomjegyzék

- Ali, S., Dan, L., Fu, C., Yang, Y., 2015: Performance of Convective Parameterization Schemes in Asia Using RegCM: Simulations in Three Typical Regions for the Period 1998-2002, *Advanced in Atm. Sci.* 32(5), pp. 715-730.
- Arakawa, A., 2004: The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future, *Journal of Climate*, 17, pp. 2493-2525.
- Arakawa, A., Schubert, W.H., 1974: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I., *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, pp. 674-701.
- Betts, A.K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112, pp. 677-691.
- Betts, A.K., Miller, M.J., 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112, pp. 693-709.
- Betts, A.K., Miller, M.J., 1993: The Betts-Miller scheme. In *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere*, Meteorology Monographs, 46, pp. 107-121.
- Bretherton, C.S., McCaa, J.R., Grenier, H., 2004: A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1D results. *Monthly Weather Review*, 132(4), pp.864-882.
- Charney, J.G., Eliassen, A., 1964: On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, 21, pp. 68–75.
- Davis, N. N., Bowden, J. H., Semazzi, F., Onol, B., 2009: Customization of RegCM3 Regional Climate Model for Eastern Africa and a Tropical Indian Ocean Domain, *Journal of Climate*, 22(13), pp. 3595-3616.
- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates, G.T., 1989: A regional climate model for the western United States, *Climatic Change*, 15, pp. 383-422.
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T., Nogherotto, R., Giuliani, G., 2014: Regional climatic model RegCM Reference Manual version 4.6., ITCP, Trieste, Italy, 33 p.
- Emanuel, K. A., 1991: A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models, *Journal of Atmospheric Sciences*, 48, pp. 2313-2335.
- Fritsch, J.M., Chappell, C.F., 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 37, pp. 1722–1733.

- Gao, X.J., Shi, Y., Giorgi, F., 2016: Comparison of convective parameterizations in RegCM4 experiments over China with CLM as the land surface model, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 9, pp. 246-254.
- Gao, S., Huang, D., 2017: Impact of different cumulus convective parameterization schemes on the simulation of precipitation over China, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 69, pp. 1-11.
- Gianotti, R.L., Zhang, D., Eltahir E.A.B., 2012: Assessment of the Regional Climate Model Version 3 over the Maritime Continent Using Different Cumulus Parameterization and Land Surface Schemes, *Journal of Climate*, 25, pp. 638-656.
- Giorgi, F., Copolla, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M.B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G.T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu U.U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T.A., Tawfik, A.B., Shalaby, A., Zakey, A.S, Steiner, A.L., Stordal, F., Sloan, L.C., Brankovic, C., 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains, *Climate Research* 52, pp. 8-27.
- Götz, G, Rákóczi, F., 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*, Tankönyvkiadó, Budapest, 483 p.
- Grell, G. A., Kuo, Y.-H., Pasch, R.J., 1991: Semiprognostic Tests of Cumulus Parameterization Schemes in the Middle Latitudes, *Monthly Weather Review*, 119, pp. 1-27.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Monthly Weather Review*, 121, pp. 764-787.
- Guang, J. Z., 2002: Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parametrization, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, pp. 1-16.
- Holtstag, A. A. M., De Bruijn, E. I. F., Pan, H. L., 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, 118, pp. 1561-1575.
- Hristo, C., Vladimir, I., Georgi, G., Ganey, K., 2018: Sensitivity Study of Different RegCM4.4 Modell Set-Ups – Recent Results from the TVRegCM Experiment, *Cybernetics and Information Technologies*, 17, pp. 17-26.

- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. L. (szerk.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M. (szerk.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.
- Janjić, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscosus sublayer, and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 122, pp. 927-945.
- Kain,, J. S., Fritsch, J. M., 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, pp. 2784-2802.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update, *Journal of Applied Meteorology*, 43, pp. 170-181.
- Katragkou, E., García-Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S., Zanis, P., Alxeandri, G., Cardoso, R. M., Colette, A., Fernandez, J., Gobiet, A., Georgen, K., Karacostas, T., Knist, S., Mayer, S., Soars, P. M. M., Pytharoulis, I., Tegoulis, I., Tsikerdekis, A., Jacob, D., 2015: Regional climate hindcast simulation within EURO-CORDEX: evaluation of a WRF multi-physics ensemble, *Geoscientific Model Development*, 8, pp. 603-618.
- Kirsten, W.-S., Thomas, S., Volker, W., Hans-Stefan, B., 2013: Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany, *Climate Dynamics*, 41, pp. 755-774.
- Kuo, H. L., 1965: On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Release by Cumulus Convection, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22, pp. 40-63.
- Kuo, C.-C., Gan, T. Y., 2018: Estimation of precipitation and air temperature over western Canada using a regional climate model, *International Journal of Climatology*, 38, pp. 5125-5135.
- Lindzen, R. S., 1988: Some Remarks on Cumulus Parametrization, *Pure and Applied Geophysics*, 126, pp. 123-135.

- Manabe, S., Smagorinsky, J., Strickler, R.F., 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.*, 93, pp. 769–798.
- Mapes, B.E., 1997: Equilibrium vs. activation control of large-scale variations of tropical deep convection. In *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*, ed. R. K. Smith. Kluwer Academic Publishers, pp. 321–358.
- Markowski, P., Richardson, Y., 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, John Wiley and Sons, Chichester, West Sussex, UK, pp. 407.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geofis. Int.*, 4, pp. 187–198.
- Pan, H.L, Wu, W.S., 1995: Implementing a mass flux convection parameterization package for the NMC medium-range forecast model, NMC office note 409, pp. 3-18.
- Pieczka, I., Pongrácz, R., André, K.S., Kelemen, F.D. and Bartholy, J., 2017: Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4. 3 for the Carpathian region. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(3-4), pp. 1175-1188.
- Pieri, A.B, Hardenberg, J., 2015: Sensitivity of Precipitation Statistics to Resolution, Microphysics, and Convective Parameterization: A Case Study with the High-Resolution WRF Climate Model over Europe, *Journal of Hydrometeorology* 16, pp. 1857-1872.
- Rilka, V., 2014: Sensitivity to the parameterization of cumulus convection in the RegCM4.3 simulations focused on Balkan Peninsula and Bulgaria, *Annual of Sofia University*, 107, pp. 113-131.
- Schubert, S. D., Suarez, M. J., Schemm, J.-K. E., Pan, J., H.-L., Jongil, H., Yoo, S.-H., 2008: Role of convection triggers in the simulation of the diurnal cycle of precipitation over the United States Great Plains in a general circulation model, *Climate and Dynamics*, 113, pp. 1-10.
- Seity, Y., Brousseau P., Malardel S., Hello G., Bénard P., Bouttier F., Lac C., Masson V., 2010: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Mon. Wea. Rev.*, 139, pp. 976-991.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Notes, NCAR/TN-4751STR, 113 p.
- Stensrud, D.J., 2007: Convective parameterizations. In *Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 186-248.

Stull, R., 2000: Meteorology for Scientists and Engineers 2nd Ed., Brooks and Coole, Pacific Groove, CA, pp. 502.

Tiedtke, M., 1989: A Comprehensive Mass FLux Scheme for Cumulus Parametrization in Large-Scale Models, ECMWF, pp. 1779-1800.

Varga, Á.J., 2017: A WRF modell előkészítése regionális klimatológiai vizsgálatokhoz. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: dr. Breuer Hajnalka), 38 p.

Warner, T.T., 2011: Numerical Weather and Climate Prediction, Cambridge University Press, Cambridge, 526 p.

Internetes hivatkozások:

[1 - ENES] <https://portal.enes.org/data/enes-model-data/cmip5/resolution>

[2 – ECMWF] <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/meteorology/new-model-cycle-brings-higher-resolution>

[3 – Wyoming]

<http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=naconf&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2011&MONTH=05&FROM=0912&TO=0912&STNM=74646>