

Konvektív és rétegfelhőből hulló csapadék statisztikai vizsgálata állomási mérések alapján

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Demeter Szilvia

Témavezető:

Dr. Pieczka Ildikó

Soósné Dr. Dezső Zsuzsanna

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2016

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. Felhők	2
2.1. Felhőfajták, felhőosztályozás	2
2.2. Felhőképződés	4
2.3. Csapadékképződés.....	9
3. Frontok	11
3.1. Frontok kialakulása	11
4. Csapadéktípusok elkülönítése.....	18
5. Csapadéktendenciák Magyarországon	21
5.1. A csapadék térbeli eloszlása	21
5.2. Az éves és évszakos csapadékösszegek időbeli alakulása.....	23
5.3. A csapadékszelsőségek alakulása	26
6. Állomási adatsorok feldolgozása.....	28
6.1. Adatok és módszerek bemutatása	28
6.2. Eredmények.....	29
7. Összefoglalás	44
Köszönetnyilvánítás	45
Irodalomjegyzék	46

1. Bevezetés

A csapadéktípusok többféleképpen is csoportosíthatók. Leggyakrabban halmazállapotuk, intenzitásuk vagy a csapadékelemek mérete alapján csoportosítják őket, de ettől eltérő, „eredetüket” vizsgáló módszerek is rendelkezésre állnak, melyek felhőfizikai vizsgálatokban, valamint modellek validálásában nyújthatnak segítséget. Szakdolgozatomban a csapadékok felhőtípusokhoz kapcsolódó elkülönítésének vizsgálatát és alkalmazását tűztem ki célul. Az ilyen típusú szétválasztásra *Rulfová és Kyseľ* (2013) tanulmánya mutatott irányt, melyben röviden ismertették a témában fellelhető korábbi módszereket, bemutatva azok nehézségeit, előnyeit és hátrányait, majd egy alternatív algoritmust javasoltak. Tanulmányukban Csehország csapadékos eseményeit réteges és konvektív típusra különítették el, ami meteorológiai állomások SYNOP távirataiból származó adatainak feldolgozásán alapult. A módszer adaptálásával és alkalmazásával statisztikai vizsgálatot végeztem a csapadéktípusok szétválasztására a 2000–2015 közötti időszakra a Budapesten található pestszentlőrinci meteorológiai állomás adatainak segítségével.

Az eredmények megértéséhez először is szükséges a felhők témakörének ismerete, hisz fontos szerepük van csapadékok kialakulásában. Ez dolgozatomban 2. fejezetében kapott helyet, a csapadékképződés és a csapadékfajták bemutatásával együtt. A 3. fejezet a frontok kialakulását és jellemzőit ismerteti. Ezután az alkalmazott módszer bemutatásával, majd hazánk csapadéktendenciájának ismertetésével jutunk el vizsgálatainkhoz, az eredmények ismertetéséhez, végezetül pedig azok összefoglalásához.

2. Felhők

2.1. Felhőfajták, felhőosztályozás

A felhőket többféle szempont szerint is osztályokba sorolhatjuk. Osztályozhatjuk halmazállapotuk, magasságuk, alakjuk és az őket létrehozó folyamatok szerint.

Halmazállapotuk szerint megkülönböztetünk vízfelhőket, amelyek csak folyékony halmazállapotú vizet tartalmaznak, jégfelhőket, melyeket különböző méretű jégkristályok alkotnak, vagy vegyes halmazállapotú felhőket, amelyek egyidejűleg tartalmaznak folyékony, túlhűlt és szilárd halmazállapotú felhőelemeket.

A magasság szerinti csoportosításnál a kategóriák a földrajzi szélességtől is jelentősen függenek, ugyanis a tropopauza magassága is ennek alapján változik. Kisebb mértékben az évszakok alakulása is befolyásoló tényező lehet a magasság szerinti besorolásnál. Ezek alapján általánosságban véve a felhők lehetnek magas szintű felhők 6000 m feletti felhőalappal, középmagas szintű felhők 2000 és 6000 m közötti alappal, alacsony szintű felhők 2000 m alatti felhőalappal, és nagy függőleges kiterjedésű felhők, melyek alapja 500 és 3000 m között, tetejük általában 6000 és 10000 m között található, és emellett függőleges kiterjedésük vízszintes méretükhöz viszonyítva nagy.

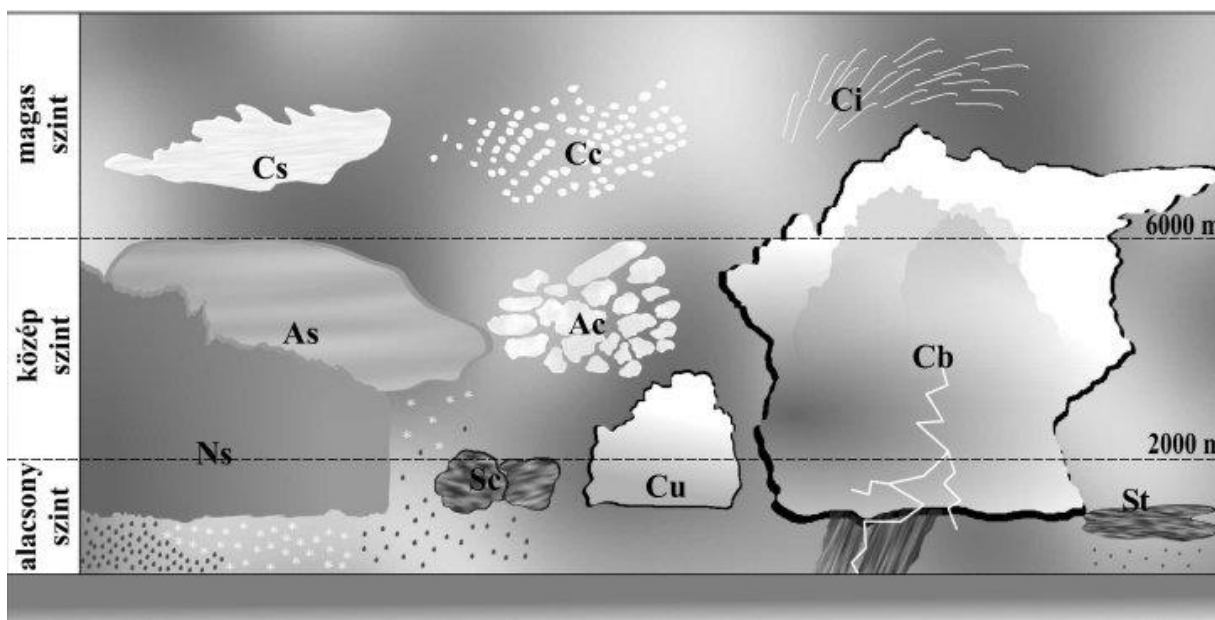
A felhők összetétele és magassága között szoros kapcsolat fedezhető fel, ugyanis a magas szintű felhők jégkristályokból tevődnek össze, a középmagas felhők vegyes halmazállapotúak, az alacsony szintűek pedig nagyrészt vízcseppekből állnak (nyáron).

Az alak szerinti csoportosítás alapján megkülönböztetünk réteges és gomolyos felhőket. A réteges felhőknek a vízszintes kiterjedésükhöz képest kicsi a vastagságuk, rostos, fonalas szerkezetűek. A gomolyos felhők, melyeknek vízszintes kiterjedésükhöz viszonyítva vastagságuk jelentős, egyedül álló halmok vagy rögök formájában ismerhetők fel.

A felhőket létrehozó folyamatokat alapul véve a felhők lehetnek a légkörben lévő határfelületeken kialakuló hullámmozgással létrejött hullámfelhők, lassú keletkezésű, cm/s nagyságrendű függőleges mozgással előidézett rétegfelhők, és erős, m/s nagyságrendű függőleges áramlások által létrehozott gomolyos szerkezetű felhők (*Sándor és Wantuch, 2005*).

A napjainkban használatos nemzetközi felhőosztályozási rendszer vizuális megfigyeléseken alapul. Ebben a rendszerben a felhőalap magasságát, a felhő vertikális

kiterjedését és alakját tekintve tíz fő típust, vagy más szóval fajt találunk (1. ábra). Ha figyelembe vesszük a formai jellemzőket is, akkor 14 felhőformát különíthetünk el. A felhőfajtát a felhőtípus és a felhőforma határozza meg, ezekhez pedig járulékos képződmények, változatok, kísérő felhők is tartozhatnak.



1. ábra: A felhők osztályozása, a felhőtípusok (Bartholy et al., 2011)

A magas szintű felhőkhöz sorolhatók a 6–9 km magasan található rostos, fonalas vagy fátyolszerű Cirrus (Ci) felhők, a gomolyos Cirrocumulus-ok (Cc, báránfelhő) és a réteges, nagy kiterjedésű Cirrostratus-ok (Cs). A középmagas (2–6 km) felhők közé tartoznak a gomolyos szerkezetű Altostratus-ok (As) és a réteges szerkezetű Altostratus-ok (As). Az alacsony szintű felhők 2 km alatt találhatók, ilyen a gomolyos Stratocumulus (Sc) és a réteges Stratus (St). A további három felhőtípus függőleges kiterjedése jelentős, de alapjuk általában 2 km alatt található. 6–8 km magasságig emelkedhet a réteges szerkezetű, horizontálisan akár több száz kilométer kiterjedésű esőrétegfelhő, a Nimbostratus (Ns). Néhány, illetve néhányszor tíz kilométer átmérőjű felhő a Cumulus (Cu) és a Cumulonimbus (Cb). A Cumulus (alacsony szintű gomoly) felhők általában 3–4 km magasra nőnek, és csapadékot ritkán adnak. A Cumulonimbus (zivatarfelhő) teteje akár a tropopauzát is elérheti. A csapadék hullást – ami gyakran jégeső is lehet – villámlás és mennydörgés kíséri. A Cumulonimbus-ból alakulhat ki az egyik legpusztítóbb légköri képződmény, a tornádó (Bartholy et al., 2011).

2.2. Felhőképződés

A felhő a magasban kondenzálódott vízcseppek, jégkristályok halmaza. A felhőzet akkor kezd kialakulni, amikor a levegő eléggé lehűl ahhoz, hogy telítetté váljon. A felhők létrejöttét, alakját és kiterjedését főként a levegőben létrejövő feláramlási viszonyok alakítják, mivel a levegő felemelkedése alatt adiabatikus hőmérséklet-csökkenés megy végbe, amelynek köszönhetően a levegő lehűl, és ha nedvességtartalma elegendő, akkor az a kondenzációs szint elérésével kicsapódik, és megindul a felhőképződés. A kondenzációs szint magassága függ a levegő nedvességtartalmától: minél nedvesebb a levegő, annál alacsonyabb szinten megy végbe a felhőképződés. A levegőt több tényező is emelkedésre kényszerítheti: termikus konvekció, orografikus akadály, frontális emelés, konvergencia és kéményhatás.

A **termikus konvekció** az a folyamat, amikor a talajfelszín felmelegedésének hatására megindul a levegő feláramlása. Ennek kompenzálásaként a környező levegőben leáramlás indul meg, ezáltal cirkuláció jön létre.

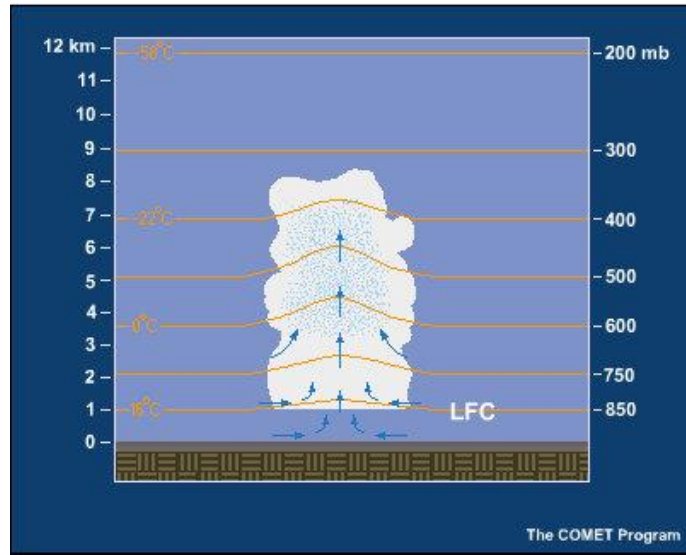
A termikus konvekció fő energiaforrása a napsugárzás, melynek hatására felmelegszik a talajfelszín, majd az a vele érintkező levegőnek hővezetés útján átadja hőenergiájának egy részét. A felmelegedő levegő kitágul, sűrűsége lecsökken, majd megfelelő hőmérsékleti rétegződés esetén felszálló légmozgás alakul ki.

A termikus konvekció függ a légoszlop stabilitásától. Ha a labilitás elég nagy és a levegőrészecske megfelelő magasságig emelkedik (amíg az adiabatikus hűlés miatt harmatpontjáig hűl), akkor gomolyfelhők alakulnak ki (*Sándor és Wantuch, 2005*).

A termikus konvekció létrejöttében a felhajtóerőnek van nagy szerepe, amely egy olyan felfelé ható erő, ami egy légréteg és a környezetében lévő levegő közötti sűrűségkülönbség miatt alakul ki. Ez az erő előidézheti a légrétegek függőleges gyorsulását, így a konvektív fel- és leáramlások létrejöttében alapvető fontosságú, s akkor igazán meghatározó, amikor a vertikális szélnyírás gyenge. A hőmérséklet és a páratartalom emelkedése növeli, a kondenzáció alatt megjelenő (lebegő) felhőcseppek és a hulló csapadék pedig csökkenti ezt az erőt.

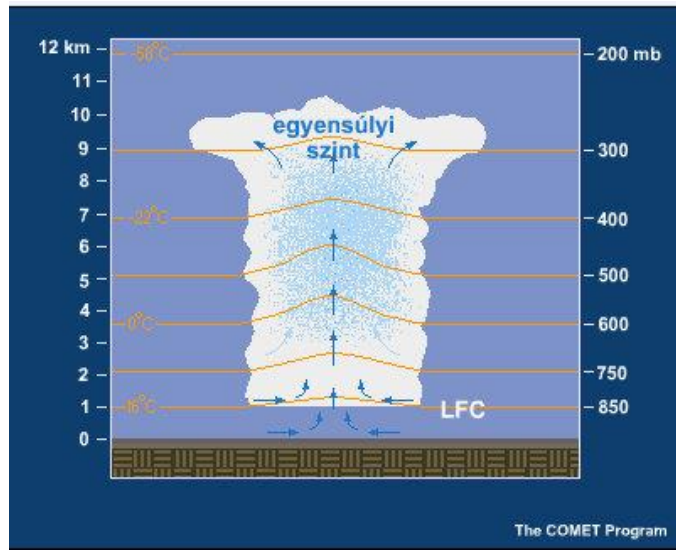
A felhajtóerőhöz kapcsolódó alapvető folyamatokat egy szélnyírásmentes környezetben kifejlődő, egycellás zivatarfelhő jellemző életciklusán keresztül ismerhetjük meg. Az első szakasz a fejlődő stádium, ahol instabil légköri feltételek mellett az ún. szabad konvekció szintjét (LFC – level of free convection) – azaz azt a magasságot, ahol az emelkedő légréteg először válik melegebbé a környező levegőnél – elérő légréteg addig

emelkedik tovább szabadon (2. ábra), amíg a környező levegővel megegyező hőmérsékletű nem lesz. Az egyensúlyi szint (EL – equilibrium level) az a szint, mely fölött az emelkedő légrévsnél már végig melegebb a környező levegő [1 – szupercella.hu].



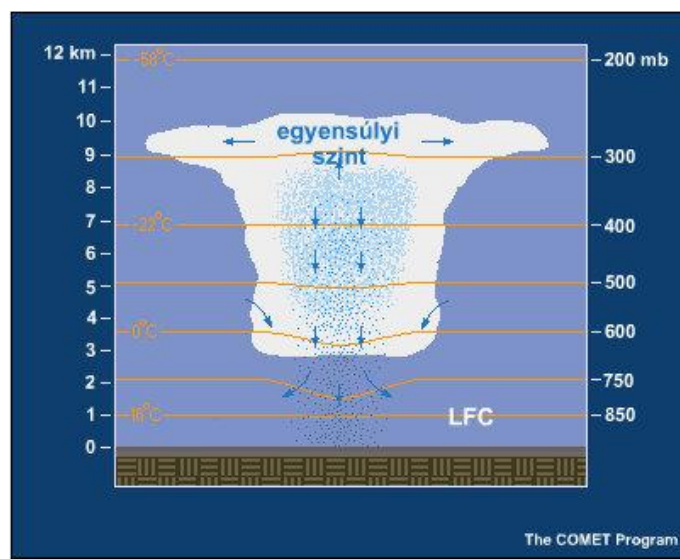
2. ábra: Egy szélnyírásmentes környezetben kifejlődő, egycellás zivatarfelhő fejlődő stádiumban [2 – MetEd]

A második szakaszban, az érett stádiumban a légrévsnél hőmérséklete az EL magasságát elérve pont a környező levegő hőmérsékletével fog megegyezni. A légrévsnél bizonyos mennyiségű momentumának köszönhetően még kis mértékben folytatja az emelkedését az EL felett is, annak ellenére, hogy ekkor már hidegebb a környezeténél. Ennek köszönhetően jön létre az üllőből kitüremkedő túlnyúló csúcs. A környezeténél hidegebb légrévsnél elkezd süllyedni az EL felé, és ezután még tovább oszcillálhat az EL körül. A folyamatot ismételve ezen a szinten felhalmozódhatnak a légrévsnél, ezért oldalirányba kezdenek szétterjedni, s így létrejön a zivatarfelhő üllője (3. ábra). Mindezek során a feláramlásban kondenzálódik a nedvesség, majd a kicsapódott vízcseppek súlya a feláramlás fenntartásához túl nagy lesz, így a csapadék a feláramláson keresztül lefelé kezd hullani.



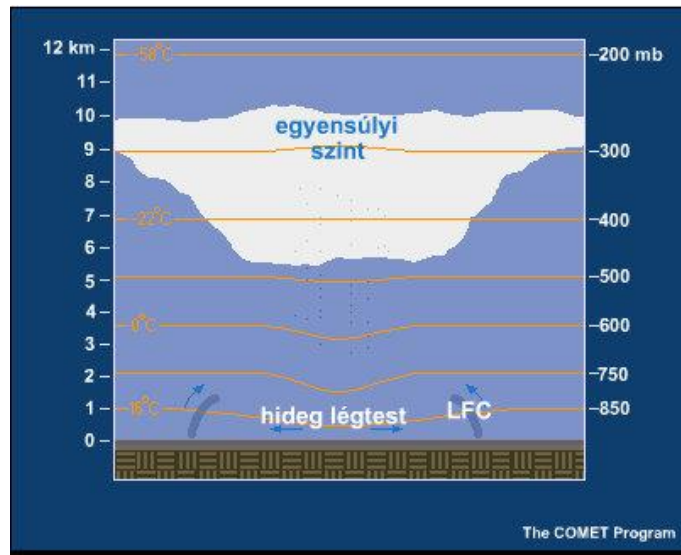
3. ábra: Egy szélnyírásmentes környezetben kifejlődő, egycellás zivatarfelhő érett stádiumban, szétterülő üllővel [2 – MetEd]

A csapadékképződés a pozitív felhajtóerőt nagymértékben csökkenti. A lefelé hulló csapadék kialakítja a leáramlást azzal, hogy magával ragadja a levegőt. A leáramlás erősségét kezdetben ez a tényező határozza meg. A másik tényező a lehüléshez járul hozzá, ami részben a középszintű szárazabb levegő bekeveredéséből, részben a csapadék felhőalap alatti párolgásából fakad. Ezek a hűtő hatások növelik a leáramlás és a környezet közötti hőmérséklet-különbséget, így fokozzák a lefelé irányuló gyorsulást (4. ábra) [1 – szupercella.hu].



4. ábra: Egy szélnyírásmentes környezetben kifejlődő, egycellás zivatarfelhő érett stádiumban, fokozódó leáramlással [2 – MetEd]

Az utolsó szakasznál, a feloszló stádiumnál a leáramlás a felszínt elérve szétterül sugárirányban és hideg légtestet képez. A terjeszkedő hideg levegő miatt zivataros kifutószél alakul ki, aminek vezető éle a kifutófront. A zivatarcella végső életstádiumát a le- és kiáramlás meghatározóvá válása jelenti (5. ábra). A felhajtóerő már mindenütt negatívvá válik ekkorra, és a cella alól kifutó hideg levegő elvágja a felhő meleg levegővel történő utánpótlását [1 – szupercella.hu].



5. ábra: Egy szélnyírásmentes környezetben kifejlődő, egycellás zivatarfelhő feloszló (disszipálódó) stádiumban, amikor a le- és kiáramlás válik meghatározóvá [2 – MetEd]

Akadályok által kényszerített feláramlásokról beszélünk, amikor a hegyek környezetében a levegő fel- és leáramlásra kényszerül, miközben benne adiabatikus hőmérséklet-változások alakulnak ki. Megfelelő nedvességi viszonyok mellett a feláramlás felhőképződést von maga után. Emelési kondenzációs szintnek nevezzük azt a kondenzációs szintet, amelyet a levegő kényszeremelése során ér el. Az akadály miatt emelkedésre kényszerülő légtömeg addig hűl száraz adiabatikusan, amíg a kondenzációs szintet el nem éri (Sándor és Wantuch, 2005). A kényszeremelése hatására már a termikus konvekció beindulása előtt is képződhet felhő, ezért az emelési kondenzációs szint eleinte alacsonyabban van, mint a Cumulus-kondenzációs szint. A két szint akkor azonos magasságú, amikor a környező levegő száraz adiabatikus rétegződésű.

Frontális emelésnél a különböző hőmérsékletű légtömegek között keskeny határfelület alakul ki. A hideg és meleg levegő között létrejövő határfelület a talajt kis

szögben metszi, így a hidegebb levegő ék alakban helyezkedik el a melegebb levegő alatt. A sűrűbb és nehezebb hideg levegő a meleg levegőhöz képest úgy viselkedik, akár egy domborzati akadály, így a két légtömeg határán felhőképződési folyamatok indulnak meg.

A folyamatban résztvevő légtömegek egymáshoz viszonyított sebességétől függően beszélhetünk felsiklásról vagy lesiklásról. Ha a melegebb levegő gyorsabban mozog, mint az előtte levő hideg, akkor a meleg levegő aktív felsiklásáról beszélünk. Ekkor a hideg levegő akadályt képez, ezáltal a meleg levegő kis szögben történő felsiklásra kényszerül, emiatt pedig nagy térségű emelési folyamatok zajlanak le, nagy kiterjedésű rétegfelhők alakulnak ki, melyekből hosszán tartó csapadékhullás várható (*Sándor és Wantuch, 2005*).

Aktív lesiklásnál egy hideg, ék alakban fekvő légtömeg előtti meleg levegő a hideg levegőnél gyorsabban mozog. Ekkor a felhők feloszlanak az adiabatikus melegedés miatt. A meleg levegő passzív lesiklásánál az elől lévő hideg levegő a meleg levegőnél gyorsabban mozog, és ekkor is feloszlanak a felhők.

Ha a hideg levegő áramlási sebessége az előtte fekvő meleg levegőénél nagyobb, akkor a nehéz, hideg levegő a könnyebb meleg levegő alá csúszik, és passzívan megemeli. Ha ekkor labilis a légrétegződés, akkor passzív felsiklásról beszélhetünk, ugyanis ekkor az emelés erőteljes gomolyfelhő-képződéssel, záporokkal, zivatarokkal társulhat (*Sándor és Wantuch, 2005*).

Konvergenciánál a konvergencia-vonalak mentén torlódás alakul ki, ezért a levegő itt feláramlásra kényszerül. Ennek köszönhetően felhő- és csapadékképződéssel együtt járó adiabatikus lehűlés jön létre. Frontok mentén, vagy akár egy-egy légtömegben belül is kialakulhat konvergencia.

Ezzel ellentétes folyamat a divergencia, amikor pótolni kell a széttartó áramlásból adódó levegővesztést, melynek következtében leáramlás alakul ki. Ennek hatására adiabatikus melegedés és felhőfeloszlás következik be.

Kéményhatás esetén a talajközeli rétegekben feláramlás vehető észre, ha a légkör magasabb rétegeiben erős áramlási zóna van jelen. Ekkor a sebesség növekedésének hatására lecsökken a légréteg légnyomása. Ez a jelenség ugyanazon az egyszerű fizikai hatáson alapul, mint a kémények füstelszívó hatása (*Sándor és Wantuch, 2005*).

2.3. Csapadékképződés

A felhőben keletkezett vízcseppek és jégkristályok kis súlyuk miatt eleinte csak keletkezésük helyén lebegnek ahelyett, hogy hullanának lefelé. Egy bizonyos nagyság elérésével elkezdnek hullani, ám nem biztos, hogy csapadék jön létre, ugyanis telítetlen helyre érve előfordulhat, hogy elpárolognak. A valóban földet érő részecskéket csapadékelemeknek nevezzük. Kis cseppek csak elég alacsony felhőből hullhatnak.

A csapadék tehát a földfelszínen megjelenő szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú víz. A csapadék nagy része a felhőkből származik eső vagy hó formájában, de a felszínen is végbemehet a vízgőz kicsapódása vagy kikristályosodása, ezáltal hulló és nem hulló csapadékfajtákat különböztethetünk meg.

Nem hulló csapadék akkor képződik, amikor a levegő a harmatpontjánál hidegebb felülettel érintkezik. Ekkor az érintkező levegőrétégben található vízgőz egy része a felszínre folyékony vagy szilárd formában kicsapódik a felszín hőmérsékletének pozitív vagy negatív voltától függően. A felszíni csapadék kondenzációja a talajfelszíni növényeken és tárgyakon következik be harmat, dér és zúzmara formájában.

A **hulló csapadékok** különféle csapadékképződési mechanizmusok által jönnek létre. A felhő- és ködelemek olyan méretűre növekszenek, melyeknél már jelentős az esési sebesség, ezért a létrejött csapadékelemek kihullanak a felhőből, vagy a ködből. Csapadékról akkor beszélhetünk, ha a csapadékelemek a felhő alatti légrétegen áthaladva párolgás nélkül eléri a talajfelszínt, csapadéksávról (virgáról) pedig akkor, ha még a felszín elérése előtt elpárolognak (*Sándor és Wantuch, 2005*).

A csapadékfajtákat csoportosíthatjuk halmazállapotuk szerint. Elkülöníthetünk cseppfolyós, szilárd és vegyes halmazállapotú csapadékokat. A cseppfolyós csapadékok közé tartozik a szitálás, eső, záporosó és az ónos eső. A szilárd csapadékokhoz sorolható a hó, hózápor, hódara, jégdara, fagyott eső, szemcsés hó, jégtű és jégeső. Vegyes halmazállapotú csapadék a havas eső.

A **szitálás** egyenletesen hulló, apró, 0,5 mm-nél kisebb vízcseppekből álló csapadék. Zárt rétegfelhőzetből (Stratus, Altostratus) esik, jelentéktelen mennyiségű csapadék jellemzi. Gyakran megeshet, hogy a felhőből kieső vízcseppek még a talaj elérése előtt elpárolognak. Ezt a jelenséget virgának hívják (*Bartholy et al., 2011*).

Az **eső** 0,5 mm-nél nagyobb vízcseppekből áll. Nagyrészt réteges esőfelhőből (Nimbostratusból) hullik (*Lutgens és Tarbuck, 2013*). A csapadékintenzitás hosszú időn keresztül egyenletes, értéke 1–4 mm/h között változik (*Bartholy et al., 2011*).

Az **ónos eső** túlhűlt vízcseppekből álló eső, amelynél a cseppek a talajra érkezve megfagynak az ütődéstől. Kialakulásához olyan jellegzetes hőmérsékleti rétegződésre van szükség, melynél a magasabb légrétegek hőmérséklete pozitív, a talajmenti rétegeké azonban negatív. A fagypontnál alacsonyabb hőmérsékletű rétegnek el kell érnie azt a vastagságot, hogy a rajta áthaladó vízcsepp $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá tudjon hűlni (*Sándor és Wantuch, 2005*).

A szilárd csapadékokra áttérve a **hó, hózapor** esetében a csapadék szilárd, változatos formájú kristályokból áll és lassan változó intenzitással jellemezhető. E szilárd halmazállapotú csapadék rendszerint Nimbostratus felhőzetből hullik, de Altostratus, Stratocumulus, Stratus és Cumulus felhőzetből is hullhat. Alacsony hőmérsékleten (körülbelül (-10) – (-20) $^{\circ}\text{C}$ -on), amikor a vízcseppekkel való ütközés valószínűsége kicsi, a kristályok megőrzik a kialakuláskor felvett szabályos hatszögletű formát (*Geresdi, 2004*). Magasabb hőmérsékleten az erős zúzmarásodás miatt a szabályos hatszög alakot már nem olyan könnyű felismerni. A talajon kialakuló hótakaró laza szerkezetű, a hókristályok között kevesebb, vagy akár több levegő is található. Emiatt a hótakaró jó hőszigetelő képességgel rendelkezik. Mivel a frissen hullott, nem olvadó hóréteg átlagos sűrűsége körülbelül 100 kg/m^3 , ezért 1 cm-es vastagságú hótakaró nagyjából 1 mm-nyi csapadéknak felel meg.

A **hódarát** szilárd, fehér vagy matt, átlátszatlan, kerek vagy kúpos gömb alakú szemcsék alkotják. A szemcsék a kemény talajfelszínre érve visszapattannak, és gyakran el is törnek. Létrejöttének feltétele a nagy tútelítés, az erős feláramlás és a negatív talajközeli hőmérséklet. Általában Cumulus, Stratocumulus és Cumulonimbus felhőkből hullik.

A **jégdara** szilárd, félig átlátszó, sima jéggömb, amely erős feláramlás esetén túlhűlt vízcseppek megfagyásával keletkezik, melyre újabb vízcseppek fagyhatnak.

A **fagyott eső** átlátszó, általában gömb alakú jégrészecskékből áll és erős hőmérsékleti inverzió esetén alakul ki. Ekkor az esőcseppek miután áthaladtak a negatív hőmérsékletű légrétegeken, még a felszínre érkezésük előtt megfagynak. Nagyrészt Altostratus és Nimbostratus felhőkből hullik.

A **szemcsés hó** egészen kicsi, nem átlátszó fehér jégszemcsékből áll és az eső, szitálás szilárd halmazállapotú formájának felel meg. Általában Stratus felhőből hullik.

A **jégtű** kicsi, lemez alakú kristályokból álló csapadék, amely $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten, gyorsan hűlő légtömegben keletkezik.

A **jégeső** szilárd, változatos formájú és méretű jégdarabokból álló csapadék, amely csak heves záporok alkalmával Cumulonimbus felhőből hullik. A jégrészecskék mérete

meghaladja az 5 mm-t, de akár tojás nagyságú is lehet. A jég szemek méretének nincs felső korlátja, azt nagyrészt a zivatarfelhőben felfelé áramló levegő sebességének nagysága és a levegő túlhűlt víztartalma határozza meg. Kialakulása a felhőn belüli heves feláramláshoz köthető.

A **havas eső** esőcseppek és hókristályok együttes hullása, mely folyamat során a hó egy része az alacsonyabb, melegebb rétegekben megolvad.

Cseppfolyós és szilárd halmazállapotú csapadéknál egyaránt előfordulhat zivatar, amely erős emelőmozgásokkal kapcsolatos légköri jelenség, és elektromos kisülés kíséri (*Sándor és Wantuch, 2005*).

3. Frontok

3.1. Frontok kialakulása

Az időjárási frontok szerepét a norvég Bjerknes „dinasztia” 1920 körül ismerte fel.

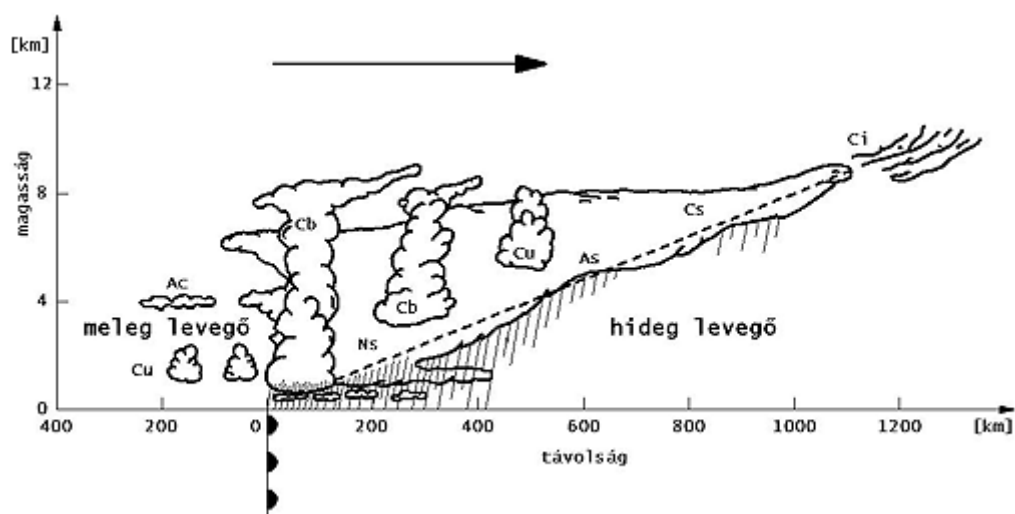
Időjárási front akkor tud kialakulni, ha az áramló levegőben egymás fizikai tulajdonságaitól igen eltérő levegőtömegek jelentősen közel kerülnek egymáshoz [3 – met.hu]. A front mentén szinte mindig igen jelentős hőmérsékletkülönbség alakul ki, és szignifikáns eltérés mutatkozik a légnedvesség, a szélesebbesség értékekben, sőt, még a szélirányban is. A frontfelület eltérő oldalain elhelyezkedő légtömegek hőmérsékletének és légnedvesség-tartalmának egymástól való eltérése miatt a sűrűségük is különbözik. A könnyebb, melegebb légtömeg a sűrűbb, hidegebb légtömegre felsiklik, ez pedig a frontálzóna környezetében felszálló mozgást eredményez. Ez magyarázatot ad arra, hogy a frontok összekapcsolódnak a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal. A frontfelületeknek nyilvánvalóan van vertikális kiterjedése, emellett sohasem merőlegesek a felszínre. A felszíni meteorológiai térképeken a frontfelületeket a felszínnel való metszésvonalukat felhasználva ábrázoljuk (*Bartholy et al., 2011*).

Az időjárási frontok a ciklonok (leginkább fiatal ciklonok) fontos tartozékai. Amikor a ciklon keletkezik, akkor az örvényben közel fele-fele arányban elkülönül egymástól a hideg és a meleg levegő. Azt a keskeny zónát, ahol érintkezve keverednek, időjárási frontnak nevezzük. Ez az érintkezési zóna az északi féltekén a ciklonnal együtt, az óramutató járásával ellentétes irányban forog. A térképeken piros színnel, a haladás

irányában kis félkörökkel jelöljük a frontálzóna azon szakaszát, ahol ez az örvénylő mozgás a meleg levegőt a korábban hideg levegővel borított területre hajtja. Ez a melegfront. Fordítva, ahol a hideg levegő hódít teret a meleg levegő rovására, az a hidegfronti szakasz, amelyet a térképeken késsel, a haladás irányában kis háromszögekkel jelölünk (Lutgens és Tarbuck, 2013). A hidegfronthoz kötődnek gyakrabban a hevesebb időjárási jelenségek, záporok, zivatarok, markáns szélirány-fordulások, szélviharok. A melegfront legjellemzőbb jelensége a csendes eső. Ahogy a ciklon örvénylik, a hideg levegő elkezd gyorsabban mozogni, így elsőként a középpont környékén, majd később távolabb is utoléri a melegfrontot, tehát a két front záródik. E záródott frontszakasz, más néven okklúziós front mentén mind hidegfront, mind melegfront jellegű időjárási folyamatok kialakulhatnak (Sándor és Wantuch, 2005).

A **melegfront** úgy alakul ki, hogy a frontálzóna elmozdulásakor a meleg levegő a hideg levegő irányába elmozdul, és azt egy adott földrajzi térségből fokozatosan kiszorítja. Ha a meleg levegő sebessége meghaladja a hideg levegő sebességét, akkor a meleg levegő feláramlik a hideg levegőre. A melegfrontot a levegő aktív feláramlásának köszönhetően felsiklási frontnak nevezzük (Bott, 2012).

A felhőképződés akkor indul meg, ha a frontfelület mentén feláramló nem túl száraz levegő adiabatikusan lehül. Mivel a front áthelyeződési irányát tekintve ez a folyamat a frontfelület talajjal való metszésvonala előtt játszódik le, így a front felhő- és csapadékszónája megelőzi a melegfront átvonulását. A ciklonok fejlődési szakaszában figyelték meg eddig a legintenzívebb melegfrontokat. A 6. ábra mutatja be a tipikus melegfront jellemzőit, metszetét.



6. ábra: A melegfront jellemzői [3 – met.hu]

A melegfrontot sajátos felhőrendszer jellemzi. A lassú emelkedésnek köszönhetően réteges felhőzet jön létre. A felhőzet szélessége több száz kilométer, a frontvonal előtt található, és függőlegesen a kondenzációs szinttől a jégmagvak szintje fölé emelkedik. Amikor közeledik a melegfront, akkor először kampós formájú Cirrus uncinusok bukkannak fel már több száz kilométerrel a frontvonal előtt. A front közeledtével Altocumulus, Altostratus, majd Nimbostratus felhők jelennek meg (*Lutgens és Tarbuck, 2013*). Mind az As-ból, mind a Ns-ból hullhat csapadék, ám a legtöbb csapadék a legnagyobb nyomásesés közelében fordul elő.

A csapadék meghatározóan csendes eső vagy hó formájában hullik, azonban kellően labilis esetben záporos is lehet, így beágyazott Cumulonimbus is előfordulhat. A melegfront csapadékszónájában kialakulhat köd is, a csapadékban a látástávolság akár 1–2 km-re is lecsökkenhet. Eső esetén a csapadéksáv átlagos szélessége körülbelül 300 km, havazás esetén pedig körülbelül 400 km (*Sándor és Wantuch, 2005*).

Ha a meteorológiai elemek változását tekintjük, akkor belátható, hogy a front átvonulása előtt a légnyomás csökken, és általában csapadék hullik. A front átvonulását követően hirtelen megemelkedik a hőmérséklet, megváltozik a szélirány (jobbra fordul, általában délkeletiből délnyugatiba), a felhőzet feloszlik, a csapadék eláll, és növekszik a specifikus nedvesség.

A melegfrontok évszak szerint is eltérést mutathatnak. A téli melegfront hatására a hőmérséklet nagymértékben megnövekszik, ez nagy olvadásokat vonhat maga után. Ez alól csak azok az esetek képeznek kivételt, amikor a felszín közvetlen közelében erős inverziós rétegződés figyelhető meg, amit a front nem képes felszakítani. Ilyenkor a meleg levegő felsiklik a hideg inverziós rétegre, és a melegezés csak a határréteg felett, a szabad légkörben figyelhető meg. Ez a helyzet különösen kedvez az ónos eső kialakulásának. A nyári melegfront során kevésbé változik a hőmérséklet, sőt előfordulhat, hogy a front előtt az erős besugárzás miatt magasabb a hőmérséklet, mint utána. Csapadéksávja a télinél keskenyebb, és ritkábban képződik Stratus és Stratocumulus felhő. Amikor a meleg levegő nagyon labilis és nedves, akkor az As, Ns felhőpadba Cu és Cb ágyazódik be, ezért a csendes csapadék a Cb-k területén átmegy záporosba, és zivatarkevénység is előfordulhat. Száraz, csapadék nélküli melegfrontról akkor beszélünk, ha a meleg levegő nedvességtartalma alacsony. Ekkor igen magasan van a kondenzációs szint (*Sándor és Wantuch, 2005*).

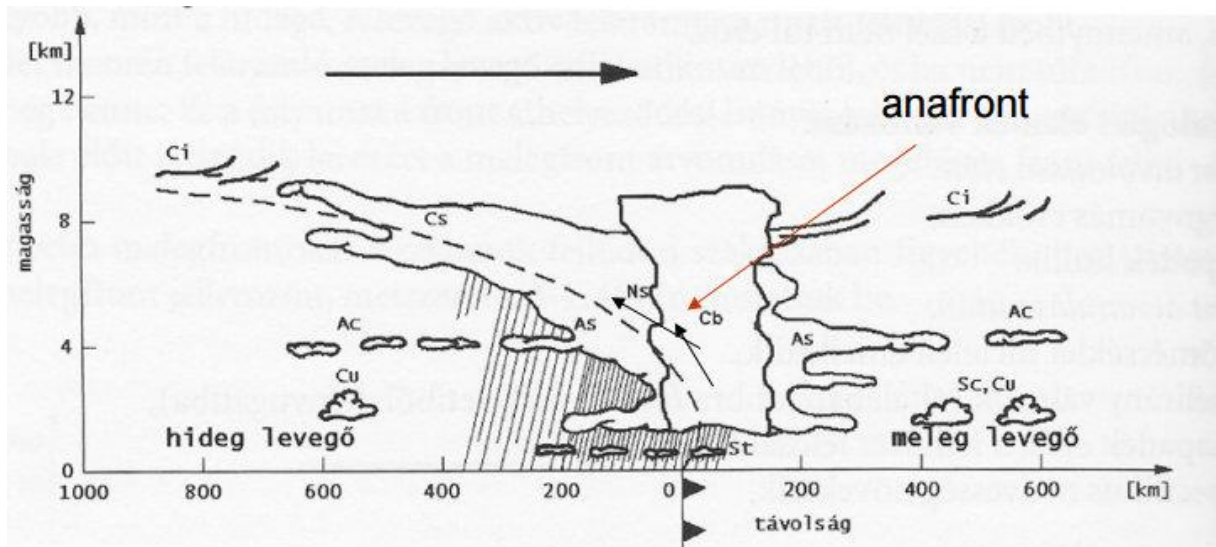
A **hidegfront** úgy jön létre, hogy a frontálzóna elmozdulása során a hideg levegő a

meleg levegő irányába mozdul el, és azt egy adott földrajzi térségből fokozatosan kiszorítja. A hideg levegő elfoglalja a meleg levegő helyét, alányomul és emelkedésre kényszeríti. A front közeledését csak kevéssel a megérkezése előtt lehet észlelni, ugyanis a hidegfront lejtője a mozgásiránnyal szemben helyezkedik el. A hidegfront csapadékszögét és felhőrendszere keskenyebb a melegfronténál, mivel a hidegfront felszínével bezárt szöge nagyobb.

A frontfelület hajlásszöge sokkal meredekebb, mint a melegfrontnál, ugyanis a sűrűség miatt alul a hideg levegő lefékeződik. Emiatt egyre növekszik a levegő emelkedési sebessége. A hidegfrontnak két fő típusa van: az elsőfajú és a másodfajú hidegfront (*Sándor és Wantuch, 2005*).

Az **elsőfajú hidegfront** lassú mozgásának köszönhetően majdnem stacionárius front. A hidegfront előtti és a frontfelület feletti meleg levegőben felsiklás jellemző, így létrejön egy passzív felsikló felület (anafront) (*Wendisch, 2006*). Ennek következtében a hidegfront áramlási rendszere miatt – a front vonala előtt közvetlenül kialakuló heves feláramlás által kiváltott Cumulus és Cumulonimbus felhőkön kívül – réteges szerkezetű Altostratus és Nimbostratus is létrejön (7. ábra).

Az elsőfajú hidegfront és a melegfront felhőzete (Altostratus, Nimbostratus) között hasonlóság fedezhető fel, ám az elsőfajú hidegfrontnál a nagyobb hajlásszög miatt gyorsabb és erőteljesebb a felsiklás, így gomolyos felhőzet, zápor, zivatar kapcsolódhat hozzá. A frontvonal mögött nagy kiterjedésű Altostratus és Nimbostratus felhő keletkezik a feláramlás következményeképpen. A front előtt Altocumulus, illetve Cumulus, majd a front vonala előtt közvetlenül és a front átvonulásakor Cumulonimbus és Stratus fractus jelenik meg. A Cumulonimbus be van ágyazódva az Altostratus, Nimbostratus felhőpadba, és ez a front mögött hozzávetőlegesen 200 km-es távolságra terjed ki. Ezután a felhőzet felszakadozik, majd a napsugárzás hatására konvektív felhőzet alakul ki. A frontátvonulásos Cumulonimbus felhők miatt a csapadék eleinte záporos jellegű, amihez zivatartevékenység is kapcsolódhat, ezután pedig a réteges felhőzet következtében csendes csapadék figyelhető meg. A frontvonal mentén a csapadékszög egy 100–200 km-es szakaszt alkot. Az alacsony felhőzetre jellemző rossz idő a front mögött körülbelül 100–150 km-ig terjed.

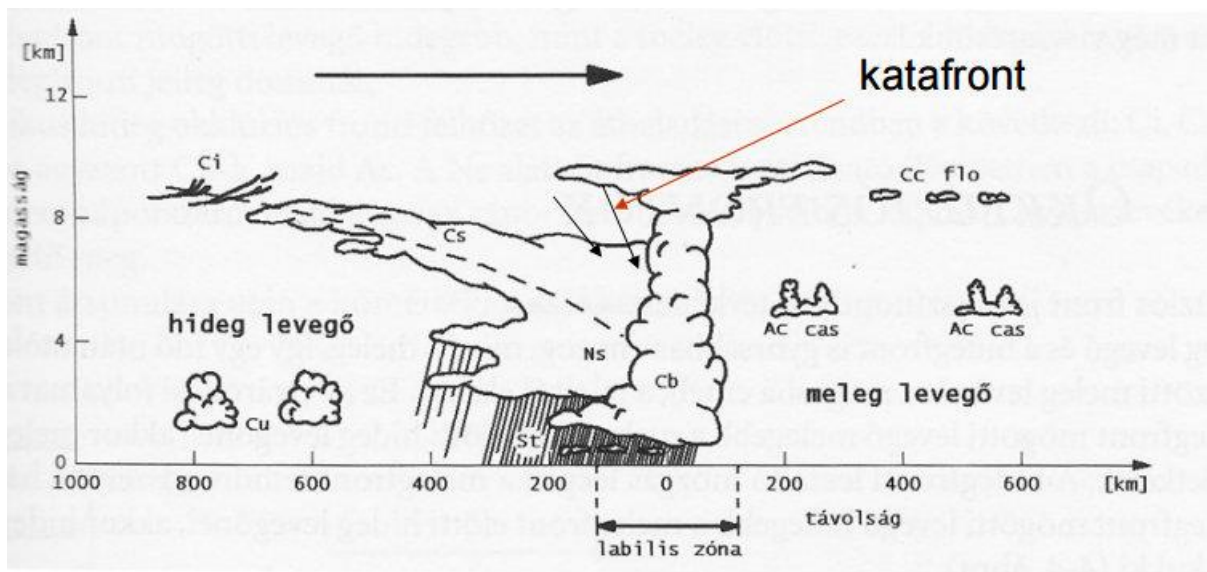


7. ábra: Az elsőfajú hidegfront jellemzői (Sándor és Wantuch, 2005)

A front átvonulását követően a zápor átalakul csendes esővé, ami még sokáig hullhat, azonban a csapadéksáv szélessége nem éri el a melegfronti csapadékszóna szélességét.

A front átvonulása után a hőmérséklet hirtelen lecsökken, a szél megerősödik és a front átvonulásakor jobbra fordul, általában DNy-iből ÉNy-i irányba. A front átvonulása után az erős szél tovább erősödik. A zápor csendes esővé alakul, a specifikus nedvesség csökken, javulnak a látási viszonyok, a légnyomás pedig növekszik (Sándor és Wantuch, 2005).

A **másodfajú hidegfrontok** közé tartoznak a ciklon belsejében gyorsan mozgó hidegfrontok. Közvetlenül a hidegfront előtt és a front vonalában rendkívül heves a feláramlás, aminek köszönhetően Cumulus és Cumulonimbus található, majd a frontfelület magasabb szakaszaiban a meleg levegő leáramlik. Ezáltal a frontfelület magasabb részein aktív lesiklási terület (katafront) jön létre (Wendisch, 2006). Ennek következtében a másodfajú hidegfrontnál szinte mindig hiányzik a réteges felhőzet, tehát a front átvonulásakor csak záporokkal, zivatarokkal kell számolni (8. ábra).



8. ábra: A másodfajú hidegfront jellemzői (Sándor és Wantuch, 2005)

A frontvonal nagy szög alatt metszi a sűrűn fekvő izobárokat. A gyors mozgásnak köszönhetően megközelíti a melegfrontot, és megkezdődik az okklúzió.

Mivel a hidegfront mögött a ciklon úgynevezett hátoldali területén a hideg levegő beáramlása több hullámban zajlik le, ezért a hidegfront felületével párhuzamosan, úgynevezett másodlagos hidegfront jelenhet meg.

A felhőzet és a csapadék a front előtt koncentrálódik, a csapadéksávra jellemző, hogy keskenyebb, mint 100 km. A front előtt Altostratus és Cumulus, közvetlenül a front vonala előtt és a front átvonulásakor Cumulus és Cumulonimbus felhőzet jellemző. A front átvonulását követően a leáramlás következtében hamar felszakadozik a felhőzet, és a csapadék eláll.

A front átvonulása után csökken a páratartalom, javulnak a látási viszonyok. A szél a front előtt megerősödik, a front átvonulásakor egyre fokozódik (akár viharos fokozatig is) és jobbra fordul. A viharos szél fennmaradhat 24–48 órán keresztül is. A hőmérséklet nagymértékű csökkenése elérheti az 5–10 °C-ot is, a légnyomás a front átvonulását követően gyorsan emelkedik.

A másodfajú hidegfrontoknál a zivatarfelhőkhöz tartozó konvektív aktivitás nem minden esetben jelentkezik. Hazánkban a téli időszakban a hidegfrontokra ez jellemző. A csapadékszónában télen Stratus és Stratocumulus is van, nyáron pedig magas, 10000 m feletti tetővel rendelkező Cumulonimbus-ok alakulhatnak ki (Sándor és Wantuch, 2005).

Az **okklúziós frontok** jellemzője, hogy a hideg levegő és a hidegfront is gyorsabban mozog, mint a melegfront, ezért egy idő után utoléri azt (Lackmann, 2012). A

két front között található meleg levegőt felemeli a magasba, elzárja a talajtól. Ez az elzáródási folyamat az okklúzió. Amikor a hidegfront mögötti levegő a melegfront előtti levegőnél melegebb, akkor meleg okklúzió jön létre. Ekkor a hidegfronti leszálló mozgás leépíti a melegfront felhőrendszerét a hátoldalánál. Abban az esetben, ha a hidegfront mögötti levegő a melegfront előtti levegőnél hidegebb, akkor hideg okklúzió jön létre.

Európában nyáron a hideg okklúziós, télen pedig a meleg okklúziós front fordul elő gyakrabban, ugyanis a ciklon hátoldalán beáramló hideg levegő nyáron alacsonyabb hőmérsékletű, mint a ciklon előoldalán jellemző szárazföldi eredetű levegő, télen pedig a tengeri eredetű levegő a melegebb. Az okklúziós frontok felhőzete és csapadékzónája lassú mozgásuknak köszönhetően hosszú ideig tartózkodik egy adott földrajzi helyen. Ahogy csökken a hőmérséklet-különbség, az okklúziós frontok gyengülnek, majd megszűnnek.

A meleg okklúzió a melegfront jellemzőit hordozza magával. Az előrenyomuló hidegfront levegője melegebb a meleg alatti hideg levegőnél, ezért felsiklik a hideg levegőre és ezáltal megemeli a meleg levegőt. A meleg okklúziónál jellemző a Cirrus, Cirrocumulus, Altostratus, Nimbostratus felhőzet, a Nimbostratus-okba pedig Cumulonimbus-ok vannak beágyazódva. Gyakran az okklúziós front áthaladása után alacsony szintű felhőzet figyelhető meg Stratus-okkal és Stratocumulus-okkal. A kezdeti csendes csapadék később gyakran átmegy átmenetileg závorszerűbe. A Cumulonimbus felhőknek köszönhetően zivatar-tevékenység is könnyen előfordulhat. A front átvonulását követően zivatar-tevékenység is jelentkezik.

A hideg okklúziónál a hidegfront mögötti levegő a meleg előttinél hidegebb, így a hideggel együtt emeli. A hidegfronti jelleg domináns ebben az esetben. A hideg okklúziónál a Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus felhők és a Nimbostratus-okba ágyazott Cumulonimbus-ok jellemzőek. A kezdeti csendes csapadék később átalakul závorszerűvé. Gyakori a zivatar-tevékenység a Cumulonimbus felhők miatt. A front elhaladásával a hőmérséklet csökken (*Sándor és Wantuch, 2005*).

4. Csapadéktípusok elkülönítése

Az időjárási (és éghajlati) modellekben elkülönítik a nagyskálájú és a konvektív folyamatokat, többnyire a légköri labilitástól függően. Így a modellekben a teljes csapadékösszeg a konvektív és a nagyskálájú csapadék összegeként jelenik meg. Validációjukhoz és a felmerülő hibák javításához fontos lehet, hogy olyan adatbázissal rendelkezünk, melyben e paraméterek megtalálhatók. *Rulfová és Kysely (2013)* olyan algoritmust javasol az adatbázis előállítására, mely állomási időjárási adatokon alapul.

Az algoritmust 11 állomásra tesztelték Csehországban az 1982–2010-es időszakra. Elemezték mind az éghajlati jellemzőket, mind a konvektív és rétegfelhőből hulló csapadékok trendjeit. Az eredmények megmutatták, hogy míg a konvektív csapadék jelentős éves menettel rendelkezik, addig a réteges csapadék viszonylag állandó az év során, így nem befolyásolja a teljes csapadékmennyiség éven belüli változékonyságát. A csapadékmennyiségek magasságtól való függése mindegyik évszakban erőteljesebb a réteges csapadékot tekintve, mint a konvektívet. Nyáron a konvektív csapadék aránya erősen növekszik a napi hőmérséklet emelkedésével. 1982 és 2010 között a konvektív csapadék trendjei abban a három évszakban növekedtek, amelyeknél egyébként is jelentős a konvektív csapadék (tavasz, nyár, ősz). Ezek a trendek erősebbek, mint a réteges csapadék trendjei ugyanezekben az évszakokban. Vizsgálataik alapján a teljes csapadékmennyiségben megfigyelt növekedés főként a konvektív csapadékmennyiség növekedésének köszönhető, ez a hatás pedig a megfigyelt felszinközeli levegő hőmérsékletének emelkedéséhez köthető. Ez fokozza az instabilitást és biztosítja a körülményeket az erősebb konvekcióhoz. A konvektív és réteges csapadékokhoz tartozó idősorok eredményeinek számos felhasználási lehetősége van, többek között megvizsgálható a szélsőségek eloszlásának valószínűsége, vagy kiértékelhetőek olyan modellek, amelyek egymástól elkülönítve számítják a konvektív és réteges csapadékot (*Rulfová és Kysely, 2014*).

A konvektív és réteges csapadékok különböző felhőkből hullanak, és általában különböző típusú időjárási eseményekhez köthetők. A felhőzet típusát, valamint a jelenlegi és a múltbeli időjárási helyzetet az észlelővel rendelkező szinoptikus állomásokon rendszeresen megfigyelik, és ezt a SYNOP táviratban teszik közzé. Ezeket az információkat használják fel a csapadékokat konvektív és réteges típusra elkülönítő algoritmusban, melyben a jelenlegi és a múltbeli időjárási helyzet a fő kritérium, a

felhőtípus pedig a másodlagos kritérium. A jelenlegi időjárási helyzetek kódjai összekapcsolhatók a konvektív és réteges csapadékokkal. Az időjárási helyzetek tipikusan konvektív csapadékokra jellemző két fő csoportját a záporok (80–90-es kódok) és a zivatarok (91–99-es kódok) alkotják (1. táblázat). A SYNOP jelentések tartalmazhatnak olyan kódokat is, amelyek zivatart vagy záport jeleznek anélkül, hogy a megfigyelés időpontjában az állomáson csapadék hullott volna. Ez abból adódhat, hogy a csapadék a megfigyelés időpontja előtt befejeződik, vagy csak az állomás környékén hullik a csapadék (17–19-es, 25–27-es és 29-es kódok). Az 1. táblázat az időjárási helyzetek réteges csapadékokra jellemző három fő csoportját is bemutatja. Ezek közé tartozik a szitálás (50–59-es kódok), az eső (nem záporos, 60–69-es kódok) és a havazás (nem záporos, 70–79-es kód).

WW – IDŐJÁRÁS AZ ÉSZLELÉSKOR

Az állomáson csapadék nem volt		Csapadék, köd, vagy zivatar volt az utolsó órában, de megszűnt	Por-, homok-, vagy hóvihár	Kód	Szitálás	Csendes eső	Havazás	Záporos csapadék, zivatar		
00	A felhőzet változását nem figyeltek meg	10 Párásság	20 Szitálás volt	30 Gyenge, :sökkenőben	40 Távoli kód	50 Gyenge szitálás, megszakításokkal	60 Gyenge eső, megszakításokkal	70 Gyenge havazás, megszakításokkal	80 Gyenge záporos	90 Záporos közepes, vagy erős jégeső
01	A felhőzet szétszórt, vagy vékonyodott	11 Sekély köd, egyes foltokban	21 Eső volt	31 Gyenge, változatlan	41 Kód foltokban, vagy padokban	51 Gyenge szitálás, folytonos	61 Gyenge eső, folytonos	71 Gyenge havazás, folytonos	81 Mérsékelt, vagy erős záporos	91 Gyenge eső, és az elmúlt órában zivatar
02	A felhőzet nem változott	12 Sekély köd, folytonos	22 Havazás volt	32 Gyenge, fokozódott	42 Gyengült, az ég látszik	52 Közepes szitálás, megszakításokkal	62 Mérsékelt eső, megszakításokkal	72 Mérsékelt havazás, megszakításokkal	82 Igen erős záporos	92 Közepes v. erős eső, és az elmúlt órában zivatar
03	A felhőzet sialakulóban volt, vagy vastagodott	13 Villogás	23 Havaseső volt	33 Erős, :sökkenőben	43 Gyengült, az ég nem látszik	53 Közepes szitálás, folytonos	63 Mérsékelt eső, folytonos	73 Mérsékelt havazás, folytonos	83 Záporos gyenge havaseső	93 Gyenge havazás, havaseső, jégeső, és az elmúlt órában zivatar
04	Füst által okozott légköri homály	14 Csapadéksáv nem éri el a talajt	24 Ónoseső volt	34 Erős, változatlan	44 Változatlan, az ég látszik	54 Erős szitálás, megszakításokkal	64 Erős eső, megszakításokkal	74 Erős havazás, megszakításokkal	84 Záporos közepes, vagy erős havazás	94 Közepes v. erős havazás, havaseső, jégeső és az elmúlt órában zivatar
05	Száraz légköri homály	15 Csapadéksáv 5 km-en túl éri el a talajt	25 Záporos volt	35 Erős, fokozódott	45 Változatlan, az ég nem látszik	55 Erős szitálás, folytonos	65 Erős eső, folytonos	75 Erős havazás, folytonos	85 Gyenge hózápor	95 Zivatar az észleléskor, gyenge v. közepes esővel v. havazással
06	Lebegő por nagy terület felett	16 Csapadéksáv 5 km-en belül éri el a talajt	26 Hózápor, v. záporos havaseső volt	36 Gyenge, talajmenti hófúvás	46 Erősödött, az ég látszik	56 Gyenge szitálás, ónos	66 Gyenge eső, ónos	76 Jégtűk	86 Közepes, vagy erős hózápor	96 Zivatar az észleléskor, gyenge v. közepes jégesővel, darával
07	Helyben felkavart por	17 Dörgés, száraz zivatar	27 Jégeső, vagy darazápor volt	37 Erős, talajmenti hófúvás	47 Erősödött, az ég nem látszik	57 Erős szitálás, ónos	67 Közepes vagy erős eső, ónos	77 Szemcsés hó	87 Gyenge záporos daru	97 Zivatar az észleléskor, erős esővel v. havazással
08	Jól fejlett porforgatag	18 Szélrohámok az észleléskor vagy közvetlenül előtte	28 Kód volt	38 Gyenge, magas hófúvás	48 Kód zármarával, az ég látszik	58 Gyenge szitálás és eső	68 Gyenge havaseső	78 Különálló hókristályok	88 Mérsékelt vagy erős záporos daru	98 Zivatar az észleléskor, por- vagy homokviharral
09	Távoli/ v. elvonult/ porvihár	19 Felhőtölcser	29 Zivatar volt	39 Erős, magas hófúvás	49 Kód zármarával, az ég nem látszik	59 Közepes vagy erős szitálás és eső	69 Erős havaseső	79 Fagyott eső	89 Záporos jégeső	99 Zivatar az észleléskor, erős jégesővel vagy darával

1. táblázat: A jelenlegi időjárásra alkalmazott jelrendszer az időjárási térképeken [4 – nimbus.elte.hu]

Rulfová és Kysely (2013) tanulmányában a csapadékok konvektív és réteges elkülönítésénél a másodlagos (vagy segéd-) kritérium a felhőtípusokkal kapcsolatos információ. A konvektív csapadék összefüggésbe hozható a Cumulonimbus és Cumulus felhőkkel, míg a réteges csapadék a Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus és Altostratus felhőkkel. Ezt az információt segédkritériumként használták fel.

Az algoritmus három fő lépésből áll. Ha az elmúlt 6 órában hullott mérhető csapadék, akkor minden óránkénti adatot beolvas az időjárási helyzetekről és felhőtípusokról a 6 órás periódusra vonatkozóan. Ezután a fő kritériumot felhasználva kiválasztja a csapadékot konvektív és réteges típusokba. Ha az állomásnál a csapadékmennyiség vegyes (az időjárási helyzetek kódjainál mind a konvektív, mind a réteges csapadékok előfordulnak a 6 órás intervallumon belül) vagy nem meghatározott (az időjárási helyzetről hiányzik az adat), akkor a másodlagos, felhőtípuson alapuló kritériumot is felhasználja. Ez még további elkülönítéshez vezet. Végül minden egyes 6 órás periódust besorol a konvektív, a réteges, vagy a vegyes/meghatározatlan kategóriába, amihez a csapadék mennyiségét is hozzárendeli (*Rulfová és Kysely, 2013*).

Az algoritmusnak három verzióját fejlesztették ki és hasonlították össze. Az elsőnél („szigorú” elkülönítés) a csapadék abban az esetben választható szét konvektív és réteges típusokra, amikor az időjárási helyzet kódjai (fő kritérium), illetve a felhőtípus (ha a másodlagos kritériumot alkalmazták) kizárólag az egyik kategóriához (konvektív vagy réteges) kapcsolható a teljes 6 órás periódus alatt. Más esetben a 6 órás csapadékmennyiség mindig a vegyes/meghatározatlan kategóriába sorolható.

Az algoritmus második tesztelt verziója az elkülöníthető esetek számát maximalizálja, és a 6 órás periódusban előforduló (jelenlegi idő vagy felhőtípus) értékek jellemzőin alapul. Ezzel a módszerrel a vegyes/meghatározatlan csapadék nagy része tovább bontható konvektív vagy réteges kategóriába. Az erős konvektív csapadék nagyobb csapadékmennyiséggel jár, így az algoritmus nagyobb súlyt ad az erős csapadékkal (91–99-es és 29-es kódok, 1. táblázat) összefüggő eseményeknek. Például, ha van egy zivatar nagy esővel (konvektív esemény), emellett előfordul szitálás és eső (réteges esemény) a 6 órás periódus alatt, akkor az egész 6 órás csapadékmennyiség konvektív típusúként sorolható be. Bár ez a feltevés ésszerű lehet és a legtöbb esetben csak elhanyagolható hibákhoz vezet, ezt a „maximum” elkülönítést csak az algoritmus másik két verziójával való összehasonlításra használják.

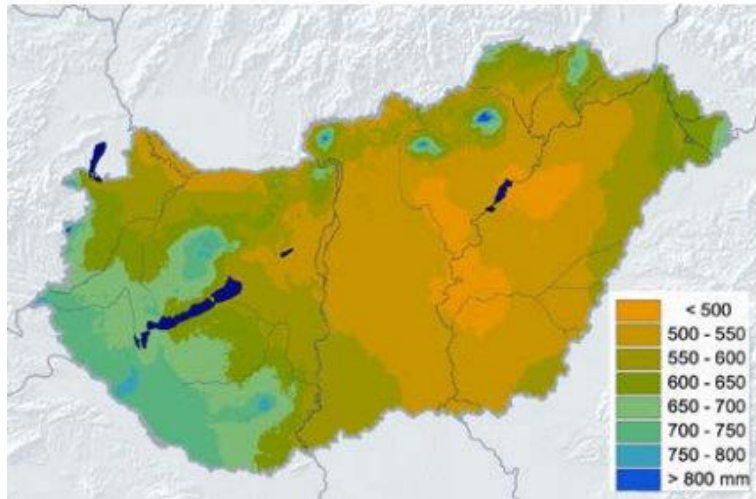
Az utolsó algoritmus egy kompromisszum a „szigorú” és a „maximum” elkülönítési módszer között. Először a csapadékokat elkülönítik a „szigorú” módszert használva.

Ezután a kevert/meghatározatlan kategóriába került eseteket vizsgálják az alapján, hogy vannak-e az időjárási helyzetről az erős konvektív csapadéknak megfelelő kódok a gyenge réteges csapadéknak megfelelő kódokkal kombinálva, és fordítva. Például ha a 6 órás periódus alatt a mérsékelt vagy erős zápor (konvektív esemény) mellett kizárólag gyenge szitálás vagy gyenge eső (réteges esemény) fordul elő, mérsékelt vagy erős eső egyáltalán nem, akkor a 6 órás csapadék konvektívként sorolható be. Ez a megközelítés abból a feltételezésből indul ki, hogy a csapadék mennyisége gyenge szitálásnál vagy esőnél elhanyagolható a mérsékelt és erős záporokhoz, zivatarokhoz képest. Amikor a 6 órás periódusban hasonló intenzitású konvektív és réteges csapadék is bekövetkezik, akkor értelemszerűen egyik típus sem elhanyagolható, így ezek a 6 órás mennyiségek továbbra is vegyes/meghatározatlan típusként sorolhatók be (*Rulfová és Kysely, 2013*).

5. Csapadéktendenciák Magyarországon

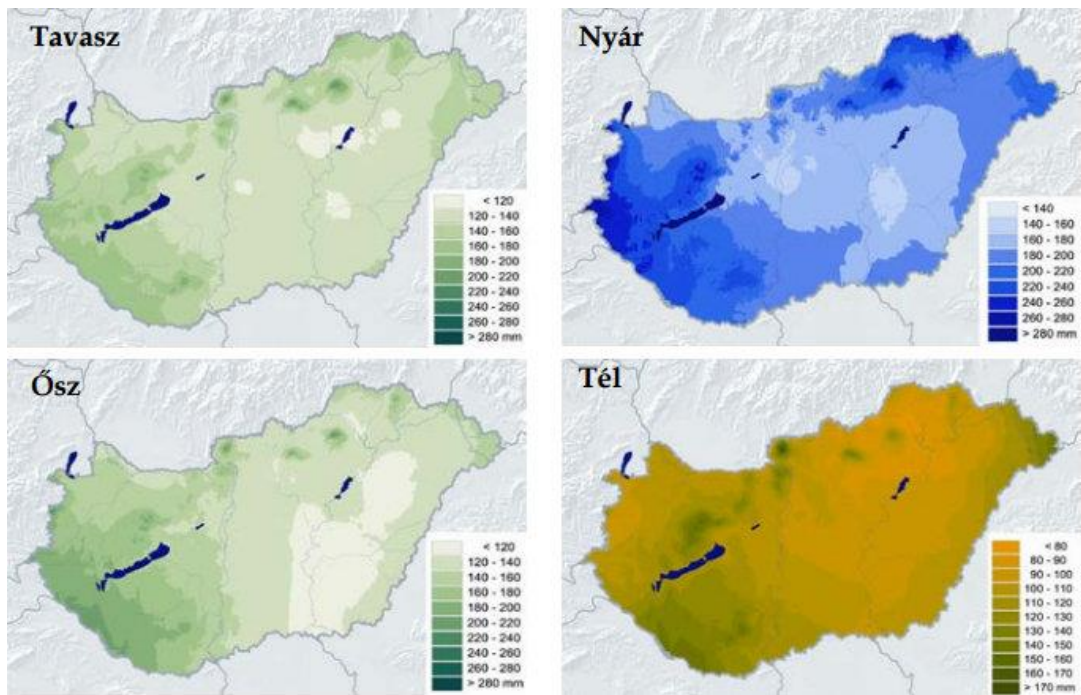
5.1. A csapadék térbeli eloszlása

A csapadék területi eloszlásában a domborzatnak és a tengerektől – főként a Földközi-tengertől – való távolságnak van jelentős szerepe. Az 1971 és 2000 közötti időszakban a normálérték körülbelül 560 mm (9. ábra). A délnyugati határszélen és a Bakony környezetében 700 mm-t meghaladó összegek, míg a legszárazabb alföldi térségekben 500 mm alatti összegek jellemzők. 800 mm feletti értékek csak kisebb területeken, a Kőszegi-hegységben, illetve a Mátra és a Bükk csúcsai közelében jelennek meg.



9. ábra: Az átlagos évi csapadékösszeg, 1971–2000 (Lakatos és Bihari, 2011)

Az évszakos csapadékösszegek területi jellemzői az évestől valamilyen mértékben eltérhetnek. Annak ellenére, hogy a tengerektől való távolság és a domborzat hatása minden évszakban megfigyelhető, a befolyásuk az adott időszakokban nem egyforma mértékű (10. ábra). A tavaszi csapadékösszeg országos átlaga elérheti a 140 mm-t, amely valamivel kevesebb, mint az éves összeg negyede. Az évszakok közül a tavasz mutat legnagyobb hasonlóságot az éves térképhez, ám a domborzati hatás erősebb, ezért a magasabban fekvő területek értékei jobban kiemelkednek a környezetükből. A legcsapadékosabb évszakot, azaz a nyarat tekintve a csapadékösszeg országos átlaga 200 mm körül ingadozó érték, az éves összegnek hozzávetőlegesen a harmada. Itt is jellemzően az Alföld bizonyos részei a legszárazabbak, azonban csapadékosabb délnyugati határszél mellett az északkeleti térségeknél is jelentős értékeket láthatunk. Ősszel a csapadékösszeg 140 mm, tehát értéke a tavaszi átlagos összeggel megegyező. Ősszel azonban nagyobbak a térbeli különbségek, mivel a legszárazabb és a legnedvesebb területek kiterjedése is nagyobb, mint tavasszal. Ilyenkor határozottan a délnyugati országrész a legcsapadékosabb terület. A legszárazabb évszakunk a tél 105 mm-es országos átlaggal. A délnyugati régiókban, a Bakony területén és kisebb mértékben az északkeleti határszálen jellemzőek a legcsapadékosabb területek. Megfigyelhető, hogy a legszárazabb terület, azaz a Sajó-völgy az Északi-középhegységben helyezkedik el, tehát egymáshoz közel igen eltérő értékek fordulhatnak elő (Lakatos és Bihari, 2011).

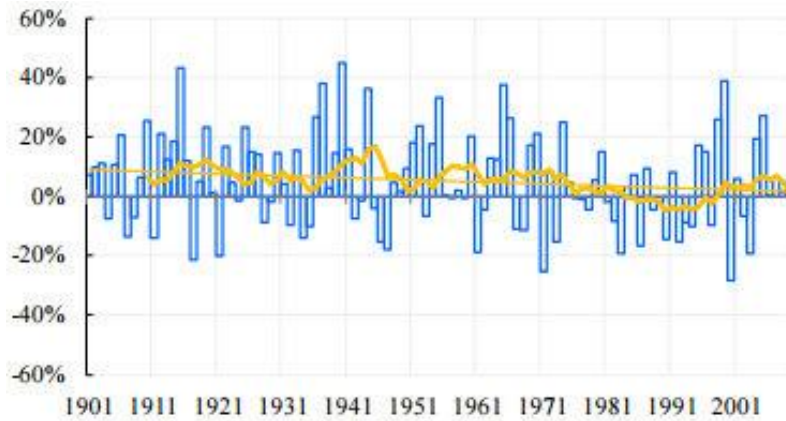


10. ábra: Az átlagos évszakos csapadékösszegek, 1971–2000 (Lakatos és Bihari, 2011)

5.2. Az éves és évszakos csapadékösszegek időbeli alakulása

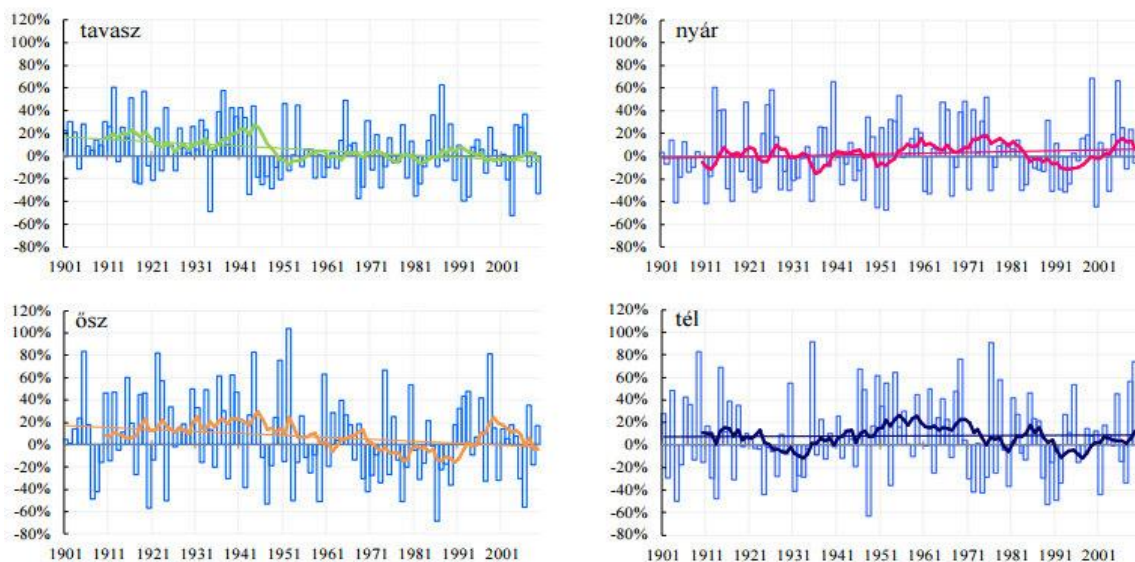
A csapadék egy olyan éghajlati paraméter, amely térben és időben egyaránt igen változékony, egy adott időszakban a térbeli eloszlást és a mennyiséget tekintve is jelentősen eltérhet az átlagtól. Észak- és Nyugat-Európában a melegedési tendenciával együtt egyre több csapadék hullik, míg nálunk Magyarországon az 1901–2009-es időszakban mért csapadékadatok tanúsága szerint ettől eltérően, a Földközi-tenger térségéhez hasonlóan egyre kevesebb (Lakatos és Bihari, 2011). A beérkező és eltávozó vízmennyiség különbsége nő, tehát romlik a vízmérleg. Ez több okra is visszavezethető. Az egyik oka az, hogy a párolgás növekszik a hőmérséklet emelkedésével; a másik pedig az, hogy a csapadék intenzívebb záporok, zivatarok formájában éri el a felszínt, így kisebb aránya tud a talajba beszivárogni és ott elraktározódni.

A 11. ábrán Magyarország éves csapadékmennyiségének az 1971–2000 átlagához viszonyított relatív eltéréseinek idősora látható 1901 és 2009 között (Lakatos és Bihari, 2011), melyről az említett csökkenő tendencia leolvasható. A múlt század első felében inkább az átlagosnál csapadékosabb évek fordultak elő, míg a közelmúltra – mind éves, mind évszakos szinten – a szélsőséges csapadékmennyiségek gyakoribbá válása jellemző (Lakatos és Bihari, 2011).



11. ábra: Az évi csapadékösszegek országos átlagainak anomáliái az 1901–2009 időszakban a tízéves mozgó átlaggal és a trenddel. A százalékban kifejezett relatív eltérések az 1971–2000-es átlaghoz vannak viszonyítva (Lakatos és Bihari, 2011)

Az évszakos összegek országos átlagainak anomáliáit a 12. ábra oszlopdiagramjai szemléltetik. Az évszakokat bemutató grafikonok az évesnél jóval nagyobb változékonyságot mutatnak – ennek az az oka, hogy a csapadék esetében minél nagyobb területi és időbeli átlagolást végzünk, annál kiegyensúlyozottabb képet kapunk. Így is megfigyelhető azonban a tavaszi és őszi csökkenő, valamint a nyári és téli kismértékű növekedő trend, mely azonban az intenzitás- illetve a halmazállapot változásainak következtében a mezőgazdaság számára mégsem előnyös.



12. ábra: Az évszakos csapadékösszegek országos átlagainak anomáliái az 1901–2009 időszakban a tízéves mozgó átlaggal és a trenddel. A százalékban kifejezett relatív eltérések az 1971–2000-es átlaghoz vannak viszonyítva (Lakatos és Bihari, 2011)

A csapadékösszeg %-os változása						
1901–2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Tavaszi	-19,8	-36,6	-2,3	-30,1	-10,3	-32,3
Nyári	8,9	1,3	5,4	9,9	-6,0	16,3
Őszi	-16,6	-25,0	-28,4	-27,1	-10,0	-1,0
Téli	1,4	-19,9	3,9	6,4	-21,7	-12,6
Évi	-7,0	-20,5	-4,7	-10,1	-10,8	-8,5
1960–2009						
	Országos	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
Tavaszi	-3,1	-18,2	23,8	-0,4	-12,4	-7,8
Nyári	-0,2	-7,2	3,3	8,1	-1,2	5,8
Őszi	-3,3	-26,6	10,9	16,1	-21,2	22,3
Téli	-2,7	-25,6	-7,3	-0,3	-11,3	-0,8
Évi	-2,3	-17,0	6,9	5,1	-11,8	0,9

2. táblázat: A csapadékmennyiség változásának becslése különböző időszakokra országosan és néhány állomásra exponenciális trend illesztésével. A 95%-os megbízhatóságú változást félkövér kiemelés jelöli (Lakatos és Bihari, 2011)

A százalékos változásokat mutató 2. táblázat csak a hosszú időszoron jelez statisztikailag szignifikáns változást. Ha az országos átlagot vesszük alapul, akkor jelenleg tavasszal mindössze a 80%-a hullik a múlt század elején tapasztalt csapadékmennyiségnek. A tavaszi csapadékcsökkenés az állomási sorok közül Budapesten a legkiugróbb. Debrecenben azonban másik átmeneti évszak, az ősz vált jelentősen szárazabbá 1901 óta. Szeged és Pécs környékén is az országos tendenciához hasonló változásokat lehetett tapasztalni, a szombathelyi megfigyelések szerint pedig a téli évszaki összeg több mint 20%-kal kevesebb napjainkban (bár ennek a változásnak a megbízhatósága még nem elég magas). A rövidebb időszak igen változatos képet mutat a tendenciák előjelét és mértékét tekintve egyaránt. A csapadéktendenciák a jelenhez közelítve nem egyértelműek.

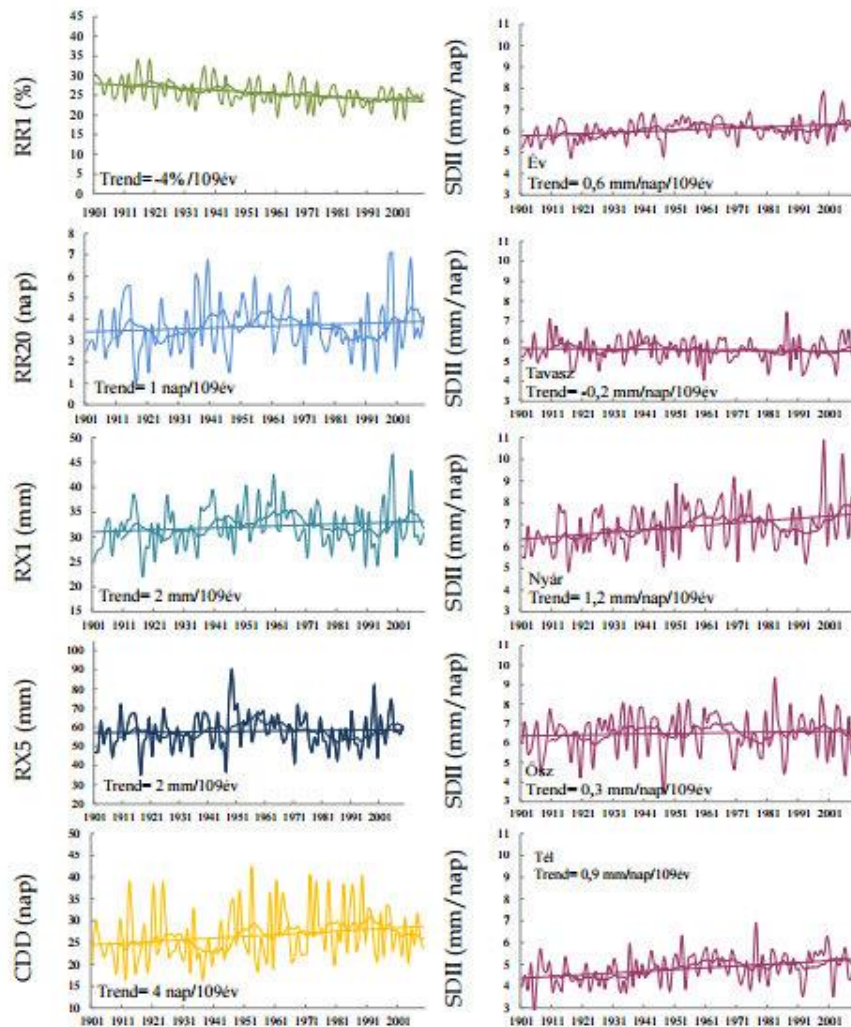
5.3. A csapadékszélsőségek alakulása

Azok az események, periódusok, amelyek az átlagosnál nagyobb mennyiségű csapadékkal vagy tartós szárazsággal járnak, előfordulási gyakoriságuk szempontjából jellemezhetők az extrém csapadékindexek idősoraival és a bekövetkezett változásokkal (Klein Tank és Können, 2003). A 3. táblázatban néhány gyakran alkalmazott csapadékindex látható.

Extrém csapadék klímaindexek	
Meghatározása (jele)	Definíciója (mértékegysége)
Csapadékos napok száma (RR1)	napi csapadékösszeg ≥ 1 mm (%)
Átlagos napi csapadékosság (SDII)	csapadékos napok átlagos csapadéka (mm/nap)
Max. száraz időszak hossza (CDD)	leghosszabb időszak, amikor a napi csapadékösszeg < 1 mm (nap)
Max. nedves időszak hossza (CWD)	leghosszabb időszak, amikor a napi csapadékösszeg ≥ 1 mm (nap)
20 mm-t elérő csap. napok száma (RR20)	napok száma, amikor a napi csapadékösszeg ≥ 20 mm (nap)
Max. 1 napos csapadékösszeg (RX1)	legnagyobb 1 nap alatt lehullott csapadék mennyiség (mm)
Max. 5 napos csapadékösszeg (RX5)	legnagyobb 5 nap alatt lehullott csapadék mennyiség (mm)
Erősen csapadékos napok csapadék-összege az éves csapadék %-ában (R95pTOT)	éves összeg hány %-a hullott az erősen csapadékos napokon (napi összeg $>$ a hozzá tartozó 1961–2000-es 95%-os percentilis) (%)

3. táblázat: Néhány gyakran alkalmazott extrém csapadék klímaindex

Csapadékos nap országos átlagban kevesebb fordul elő a jelenhez közelítve, és enyhe növekedés vehető észre a 20 mm-t meghaladó csapadékú napok esetében (13. ábra). Bár a legnagyobb 1 napos és 5 napos összegek tendenciája pozitív, a változás nem számottevő, viszont a XX. század eleje óta a száraz időszakok tartama nagymértékben megnövekedett. A tavaszt kivéve az átlagos napi csapadékmennyiség nagyobb, ugyanis összességében a tavaszi csapadék mennyisége jelentősen lecsökkent. Az átlagos napi csapadékok vagy a napi intenzitás növekedése azt mutatja, hogy a csapadék egyre inkább a rövid ideig tartó, intenzív záporok, zivatarok formájában hullik (Lakatos és Bihari, 2011).



13. ábra: Néhány extrém csapadék klímaindex rácsponti átlagának időszora, a tízéves mozgóátlag görbéjével és a becsült lineáris trenddel, 1901–2009 (Lakatos és Bihari, 2011)

Az extrém csapadékindexek változásának összefoglaló táblázata (4. táblázat) a teljes időszakban és a legutóbbi ötven évben kialakult változásokat foglalja magába pár gyakran alkalmazott indexre. A változásokat tekintve magas megbízhatóságot az összes, tehát mind az öt állomásra egyedül a 100 évnél hosszabb idősor mutat, mindezt a csapadékos napok fogyatkozó számában. A nedves időszakok rövidülése összefügg a száraz időszakok hosszabbodásával, emellett még azzal is, hogy kevésbé jellemző az 1 mm-es szintet elérő csapadékmennyiségű nap. 1901-től a változás iránya általában azonos, azonban nagysága igen eltérő az egyes állomásokon, 1960-tól viszont már nem egységes a kép az irányultságban sem (Lakatos és Bihari, 2011).

Extrém csapadékindexek változása					
1901-2009					
	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
RR1 (%)	-5,7	-3,7	-4,2	-4,3	-2,7
SDII (mm/nap)	0,5	-0,2	0,1	0,3	0,1
CDD (nap)	4,0	4,2	4,0	7,9	6,6
CWD (nap)	-1,7	-0,5	-1,2	-1,6	-0,3
RR20 (nap)	0,3	-0,4	-0,8	-0,1	-0,6
RX1 (mm)	-1,9	-0,7	0,6	-3,4	0,8
RX5 (mm)	-4,2	-3,7	-1,9	-0,7	5,7
R95pTOT (%)	0,9	0,7	-0,3	1,7	1,8
1960-2009					
	Budapest	Debrecen	Szeged	Szombathely	Pécs
RR1 (%)	-4,5	0,2	-2,4	-0,4	-1,2
SDII (mm/nap)	-0,2	-0,7	-0,2	-0,2	0,3
CDD (nap)	0,8	-4,9	-0,8	2,0	5,4
CWD (nap)	0,4	1,6	-1,1	0,1	0,2
RR20 (nap)	-1,4	-0,7	-0,7	-0,5	0,0
RX1 (mm)	-9,3	-8,3	-7,3	-9,9	4,5
RX5 (mm)	-14,8	-22,0	-6,1	-2,8	5,0
R95pTOT (%)	-5,6	-2,7	-3,9	-0,8	2,4

4. táblázat: Néhány csapadékindex változása öt magyarországi állomásra különböző időszakokban. A 95%-os megbízhatóságú változást félkövér kiemelés jelöli (Lakatos és Bihari, 2011)

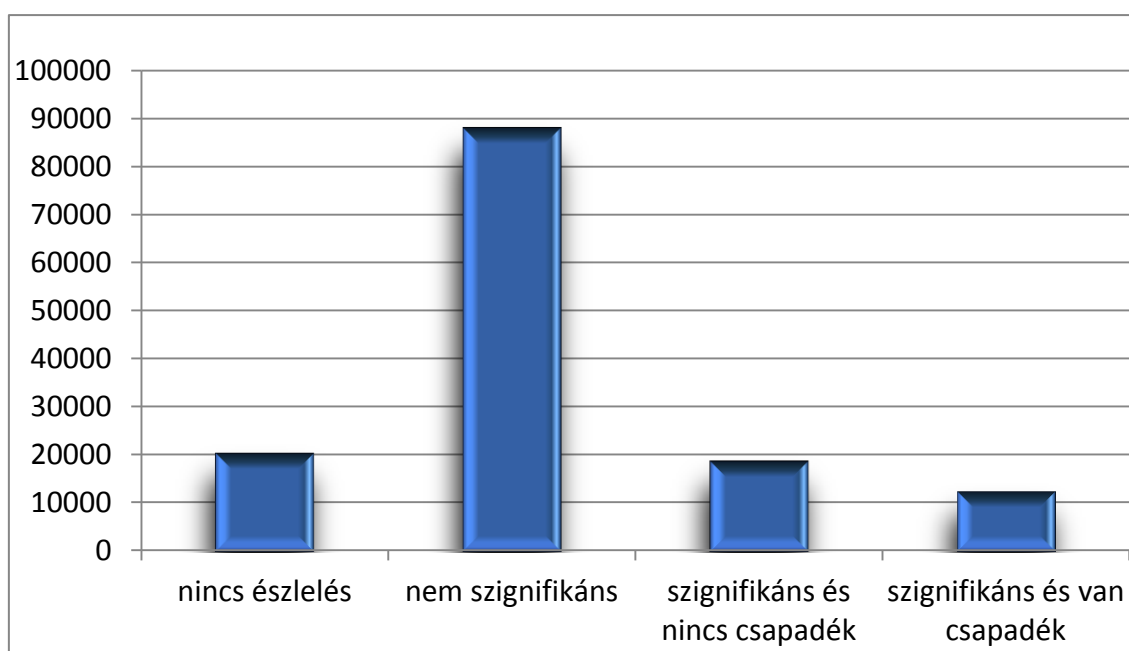
6. Állomási adatsorok feldolgozása

6.1. Adatok és módszerek bemutatása

Rulfová és Kysely (2013) Csehországra végzett csapadéktípusok elkülönítésére vonatkozó cikke alapján statisztikai vizsgálatokat végeztem a 2000–2015 közötti időszakra a Budapesten található pestszentlőrinci meteorológiai állomáson észlelt és mért adatok felhasználásával. A 16 év során kiadott összes SYNOP táviraton belül a csapadékokra vonatkozó adatokat vizsgáltam a 4. fejezetben kifejtett „szigorú” és „maximum” elkülönítési módszerek segítségével. Az adatbázis minden órára tartalmazza többek között a jelenidő-kódokat és a csapadékmennyiségeket is, melyeket felhasználtam elemzéseimhez.

6.2. Eredmények

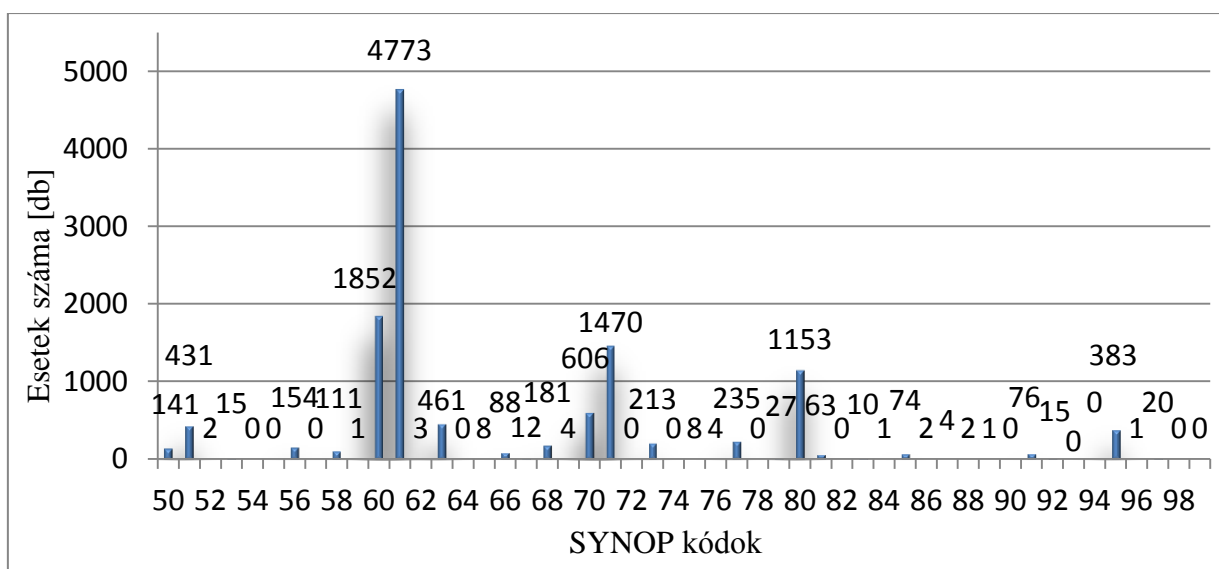
Az óránként észlelt jelenidő-kódok alapján olyan statisztika készíthető el, amely áttekintést adhat a vizsgált 16 évben Budapest csapadékviszonyairól. A 14. ábrán a SYNOP-kódokat négy csoportra bontottam. A legmagasabb számban nem szignifikáns (0–3-as kódok) jelenségeket észleltek. A szignifikáns jelenségeken belül a csapadékkal járó esetek (50–99) száma alulmúlta a csapadék nélküli esetekét (4–49-es kódok).



14. ábra: Órás észlelések csoportosítása 2000-2015 között Budapesten

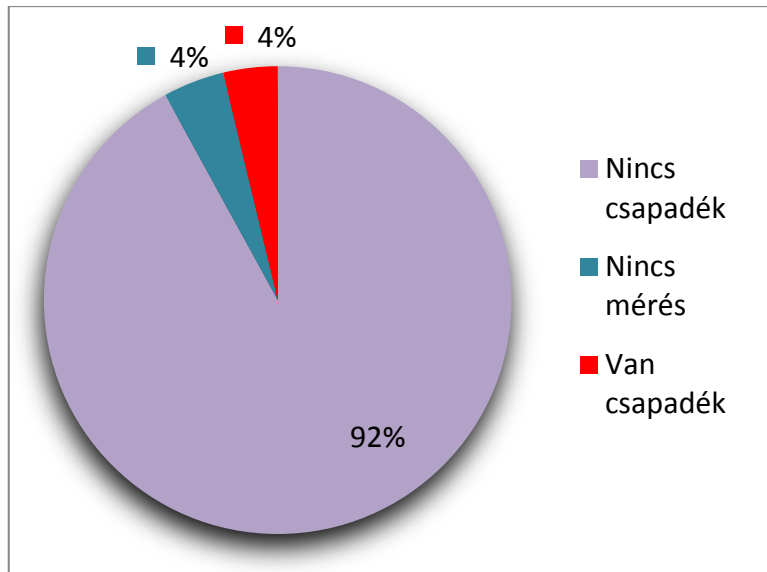
A csapadékkal járó eseteket részletesebb vizsgálat alá vettem. Ezek négy további csoportra bonthatók: szitálás (50–59-es kódok), csendes eső (60–69-es kódok), havazás (70–79-es kódok), valamint záporoszerű csapadék, zivatar (80–99-es kódok). A 15. ábra a csapadékkal járó esetek SYNOP-kódjainak egyenkénti előfordulását mutatja be. Ha a fent említett négy csoport szerint vizsgáljuk az ábrát, akkor látható, hogy a szitálás csoportjánál az 51-es és 50-es kóddal rendelkező folytonos, gyenge szitálás valamint gyenge szitálás megszakításokkal van túlsúlyban, míg az erős szitálással járó jelenségeket (54-es, 55-ös, 57-es kódok) egyáltalán nem észlelték. Az eső csoportját tekintve, de akár az összes csapadékhullással járó szignifikáns eseményt is figyelembe véve a leggyakoribbak a folytonos és megszakításokkal járó gyenge esős jelenségek (60-as és 61-es kódok). Ezzel szemben megszakításokkal járó erős esőt a 16 év során egyszer sem észleltek Budapesten.

A havazással járó csapadékoknál döntően a folytonos gyenge havazást (71-es kód), majd a gyenge havazást megszakításokkal (70-es kód) észlelték leggyakrabban, ellentétben a megszakításokkal járó mérsékelt és erős havazással (72-es, 74-es kódok), emellett a különálló hókristályokkal (78-as kód), mely kategóriákból nem történt észlelés. A závorszerű csapadék és zivatar csoportját vizsgálva azt figyelhetjük meg, hogy a gyenge záporosó (80-as kód) jellemző leginkább, míg igen erős záporosó (82-es kód) és több jégesővel kapcsolatos jelenség (90-es, 93-as 94-es, 98-as, 99-es kódok) nem fordult elő Budapesten a vizsgált időszakban.



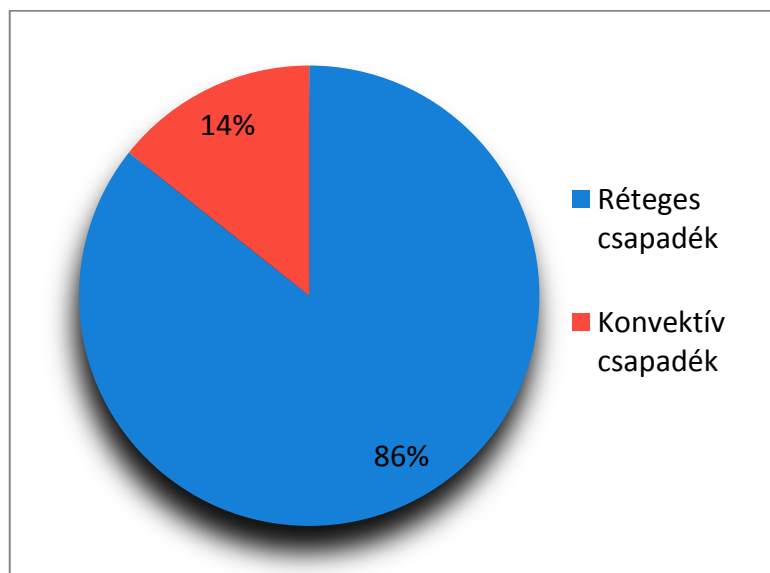
15. ábra: A szignifikáns csapadékkal járó jelenségek észlelésének száma 2000–2015 között Budapesten

Az óránként mért csapadékmennyiségek segítségével meghatározható a csapadékos és csapadékmentes észlelések aránya, amelyet a 16. ábra szemléltet. Megállapítható, hogy igen magas a csapadékmentes órák száma a csapadékos órák számához képest.



16. ábra: Csapadékos és csapadékmentes időszakok aránya 2000–2015 között Budapesten a SYNOP jelenidő-kódok alapján

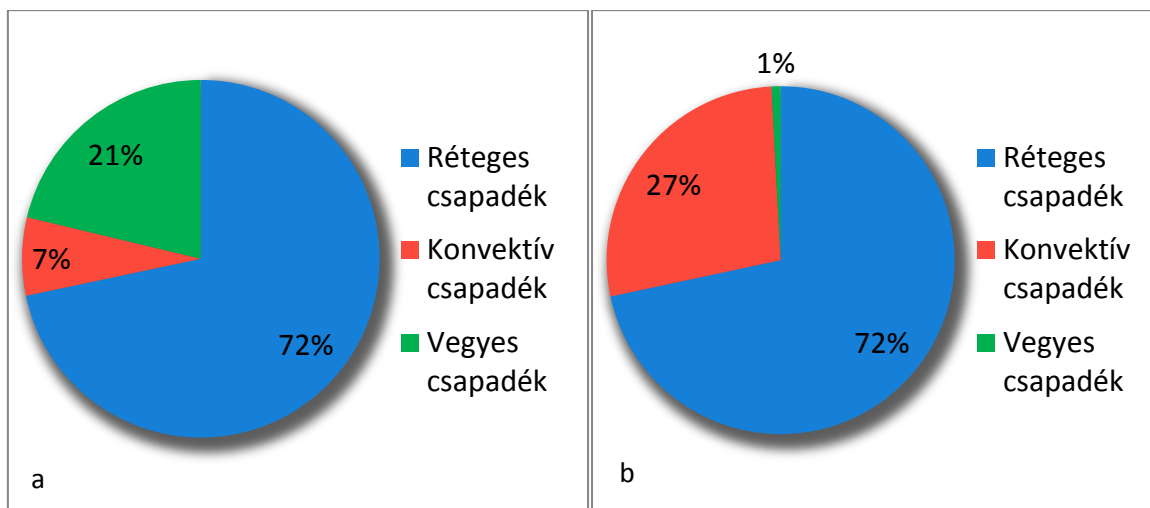
A 17. ábra a csapadékos időszakokat más csoportosításban mutatja be. A csapadékokat az órák észlelések SYNOP-kódjai alapján szétválasztottam konvektív (80–99-es kódok) és réteges (50–79-es kódok) típusokba. Megállapítható, hogy Budapesten a réteges csapadék előfordulása az esetek számát tekintve sokkal jellemzőbb az adott időszakban, mint a konvektív csapadék.



17. ábra: Konvektív és réteges csapadékkal járó esetek aránya órák SYNOP észlelések alapján 2000–2015 között Budapesten

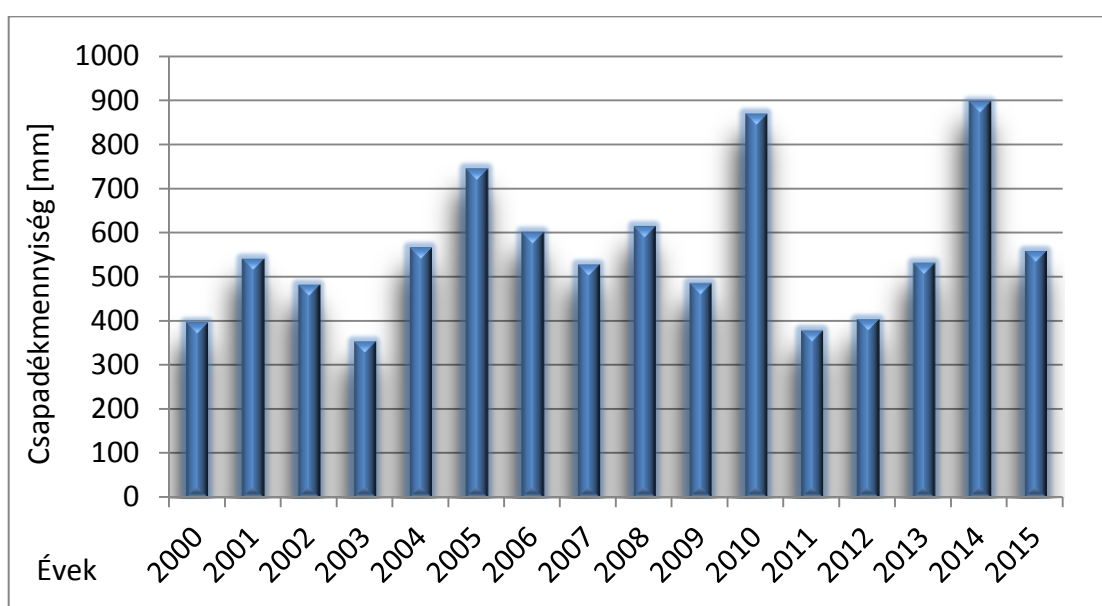
Ugyanezt a vizsgálatot 6 órás időintervallumokra is elvégeztem, azonban ekkor már három különböző csoportosítási lehetőség áll rendelkezésre, így a csapadékokat a konvektív, réteges vagy vegyes típusba soroltam be. Ennél a csoportosításnál először azt a módszert alkalmaztam (a „szigorú” módszer alapján), amelynél a különválasztás az alapján történik, hogy az adott 6 órás intervallumban egységesen konvektív vagy réteges csapadékhoz tartozó kódokat tartalmaz az adatbázis. Abban az esetben, ha mindkét típushoz tartozó kódok előfordulnak, akkor vegyes típusba soroltam a csapadékot. A konvektív, réteges és vegyes típusú csapadékok előfordulási arányát a 18.a. ábra szemlélteti. A réteges csapadék ekkor is igen nagy túlsúlyban van, emellett a konvektív csapadéknál a vegyes típusú csapadék is gyakrabban fordul elő.

A másik módszer, amelyet alkalmaztam (a „maximum” módszer alapján) abban különbözik az elsőtől, hogy ekkor a vegyes típusú csapadékoknál megvizsgáltam azt is, hogy a konvektív események mellett a réteges események milyen kóddal fordulnak elő. Amikor a réteges csapadék 50-es, 51-es, 60-as vagy 61-es kóddal (szitálás és gyenge eső) szerepelt a konvektív csapadékok mellett az adott 6 órás intervallumban, akkor a vegyes helyett a konvektív típusú csapadékokhoz lett besorolva. Ez annyiban tér el a *Rulfová és Kyselý* (2013) által használt „maximum” módszertől, hogy a módszert nem csak az erős konvektív eseményekre, hanem az összes konvektív eseményre alkalmaztam. Ezek alapján a 18.b. ábrán látható a csapadéktípusok aránya. A különbség szembevetendő a különböző módszerekkel kapott eredmények között. Bár a réteges csapadék aránya nyilvánvalóan megegyezik mindkét esetben, a második módszerrel kapott eredményeknél a konvektív csapadék aránya lényegesen megnövekszik a vegyes csapadékhoz képest, abból csupán 1% marad (mivel mérsékelt és erős, réteges jellegű csapadéktevékenységet viszonylag ritkán észleltek a vizsgált időszakban, ráadásul az ilyen csapadékok sem mindig kerültek a vegyes kategóriába), míg az első esetben a vegyes csapadékok mennyisége még háromszorosa a konvektív események számának.



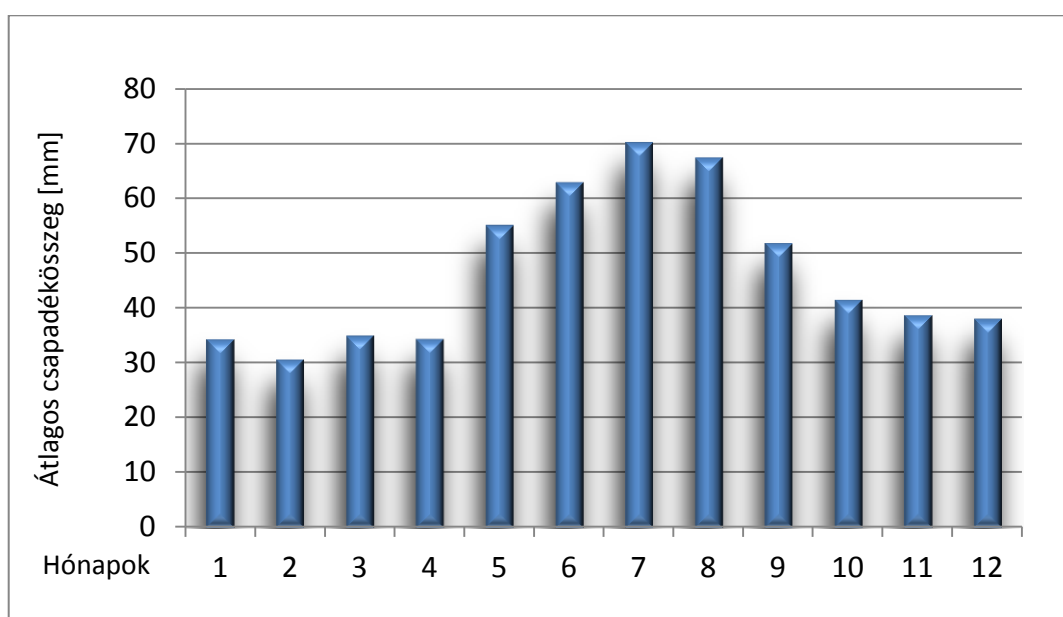
18. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok előfordulási aránya 6 órás észlelések alapján 2000–2015 között Budapesten a „szigorú” (a) és a „maximum” (b) módszerrel számítva

A 6 órás csapadékmennyiség mérések alapján megvizsgálhatjuk az éves csapadékösszegeket. Ahogyan a 19. ábra mutatja, a 2000–2015 időszakban Budapest/Pestszentlőrincen a legcsapadékosabb évnek a 2014-es év számított 898 mm-rel a 2010-es és 2005-ös évet megelőzve. Bár országosan nem 2014 volt a legcsapadékosabb év, de ebben az évben a pestszentlőrinci állomáson augusztus 6-án észleltek egy nagyobb záport, amely 68 mm-es csapadékkal járt. A legkevésbé csapadékos év 2003 volt 355 mm-rel.

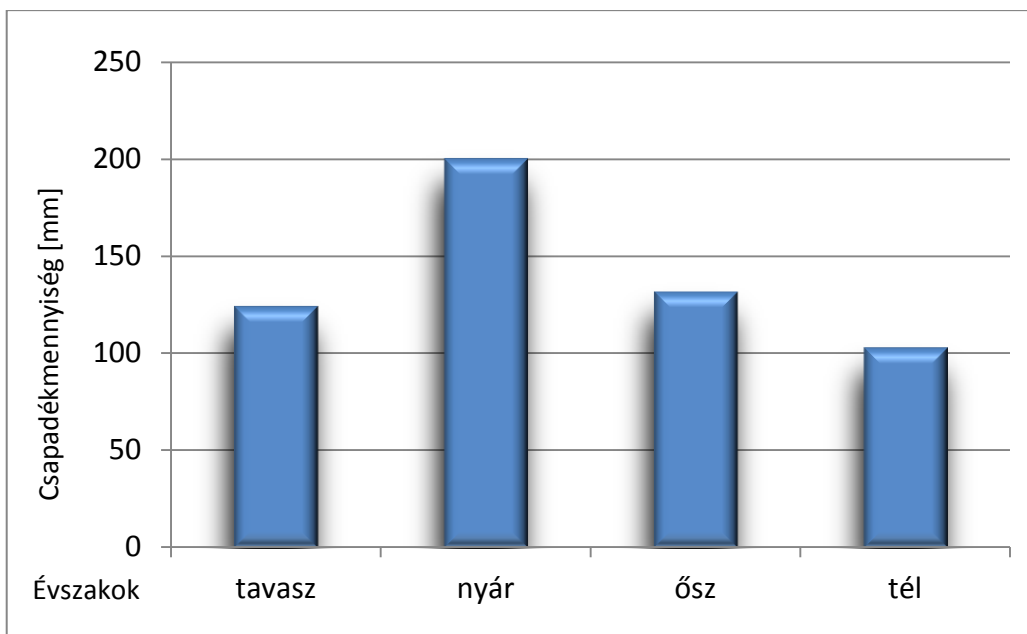


19. ábra: Éves csapadékösszegek 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten

Ugyanezt a vizsgálatot havi bontásban is elvégeztem (20. ábra), ekkor átlagos csapadékösszegeket vizsgáltam a 16 év során a különböző hónapokra. Ebben az időszakban a nyári hónapok voltak a legcsapadékosabbak, ezek közül is leginkább a július és az augusztus közel 70 mm-es átlagos értékekkel. A legkevésbé csapadékos időszak pedig a téli évszakra volt jellemző, főként februárra, amikor az átlagos érték 31 mm. A 21. ábrán évszagos bontásban láthatjuk az átlagos csapadékösszegeket: legcsapadékosabb a nyár, legszárazabb a tél, az átmeneti évszakok a csapadékösszeg tekintetében közel megegyezők.

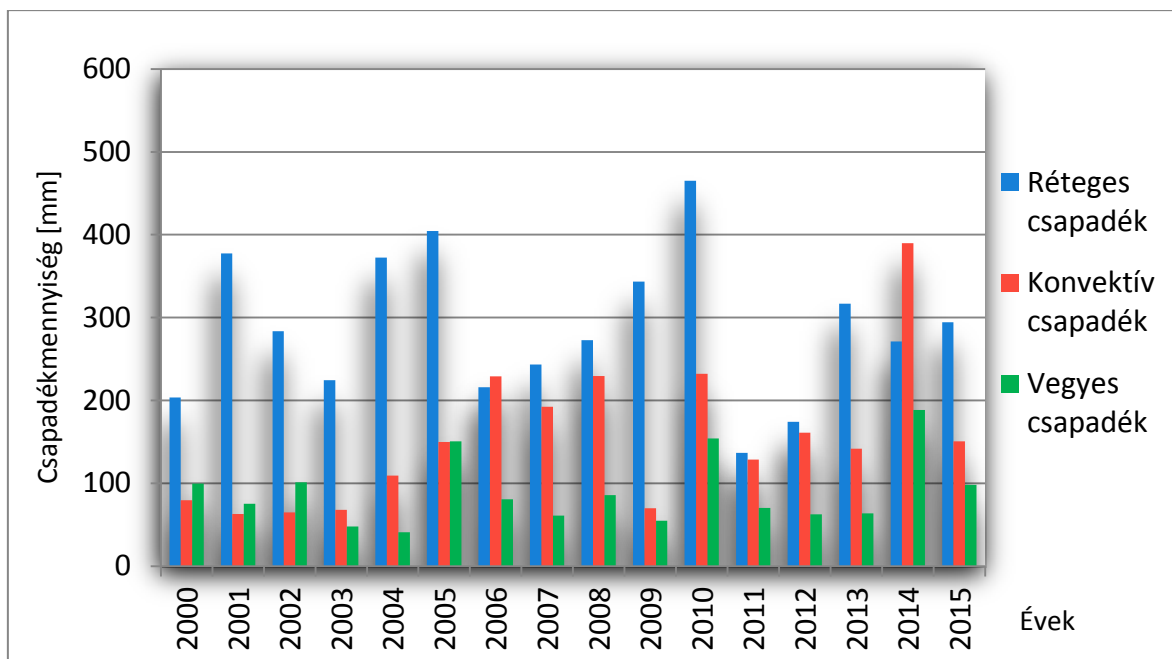


**20. ábra: Átlagos havi csapadékösszegek 6 órás mérések alapján 2000-2015 között
Budapesten**



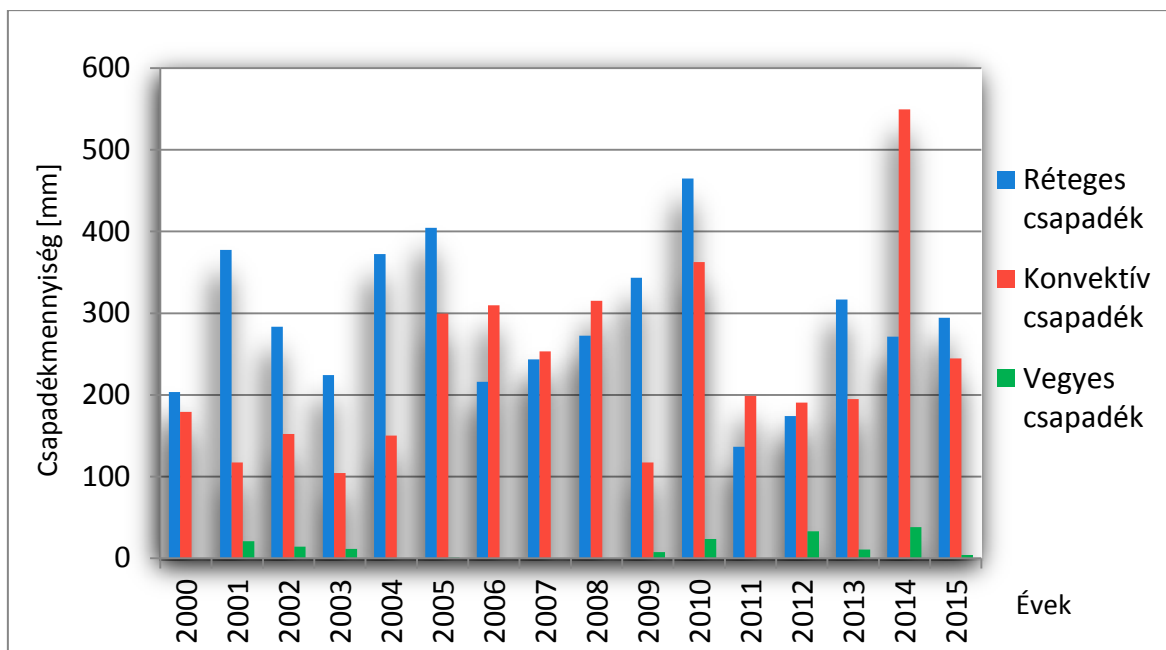
21. ábra: Átlagos évszaki csapadékösszegek 6 órás mérések alapján 2000-2015 között Budapesten

A hat órás csapadékmennyiséget csapadéktípusokra bontás szerint is meg lehet vizsgálni. Ennek alapján az éves csoportosítást a „szigorú” és a „maximum” módszer segítségével és elvégeztem. A 22. ábrán az első módszerrel kapott eredmények láthatók. Az ennél az ábránál is egyértelműen látszik, hogy a réteges csapadék van túlsúlyban, a csapadék több, mint fele réteges. A réteges események legnagyobb mértékben a 2010-es évre jellemzők. Mind a konvektív, mind a vegyes csapadékok 2014-ben érték el legnagyobb mennyiségüket. A konvektív események éves mennyisége abszolút értékben nagyobb változékonyságot mutat, mint a vegyes eseményeké. Annak ellenére, hogy a 18.a. ábrán a vegyes csapadék előfordulása meghaladja a konvektív csapadék előfordulását (az esetek számában), mennyiségben mégis megelőzik a konvektív események a vegyes eseményeket.



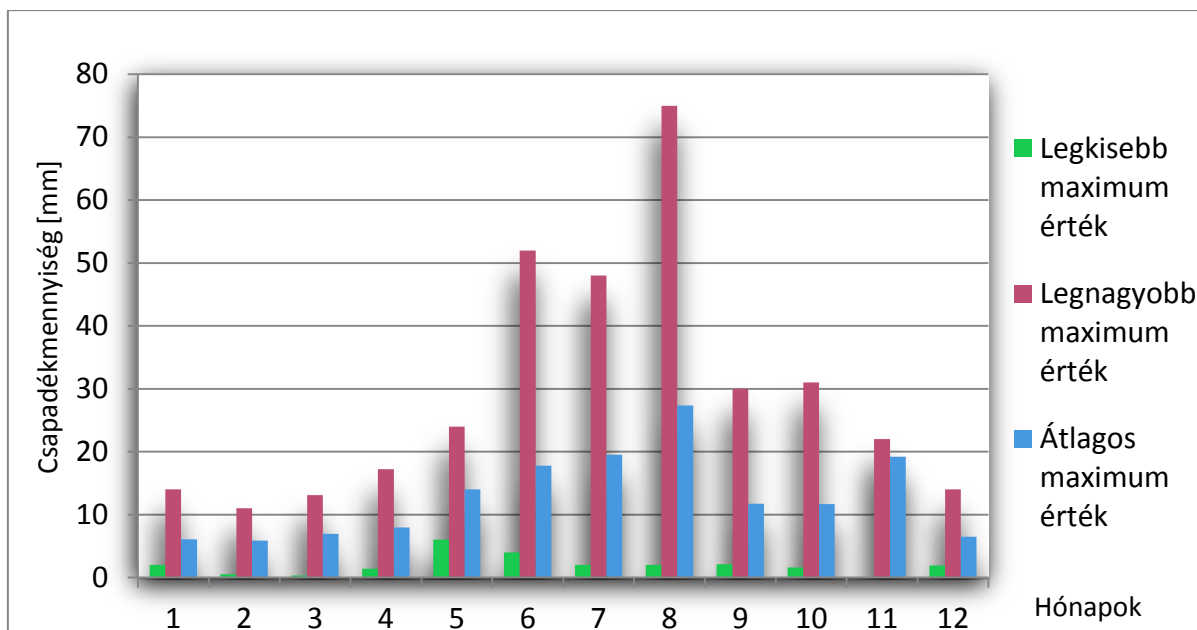
22. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok éves csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „szigorú” módszer alkalmazásával

A második módszerrel elvégzett vizsgálat eredményét a 23. ábra szemlélteti. A konvektív csapadék mennyisége jóval magasabb a vegyes kategóriából való átsorolás miatt. Ugyanúgy, ahogyan az előző módszernél, a 2014-es évben fordult elő legtöbbször konvektív esemény, csak jóval nagyobb, 550 mm-es csapadékösszeggel. A vegyes események csapadékmennyisége rendkívül lecsökkent vélhetően a mérsékelt és erős réteges események viszonylag kis száma miatt. A 2014-es év konvektív szempontból kivételesen erős évnek számított, ami nagy csapadéktöbbletet eredményezett. Bár mindez csak az adott állomásra vonatkozik, tehát csak pontszerű mérések alapján készült el a vizsgálat, így nagyban hozzájárul az eredményekhez, hogy a mérőállomás a konvektív esemény hatóterébe kerül-e vagy sem. Ez jelentősen módosíthatja a képet, így a jövőben több állomás és hosszabb időszakok vizsgálatát tervezzük.



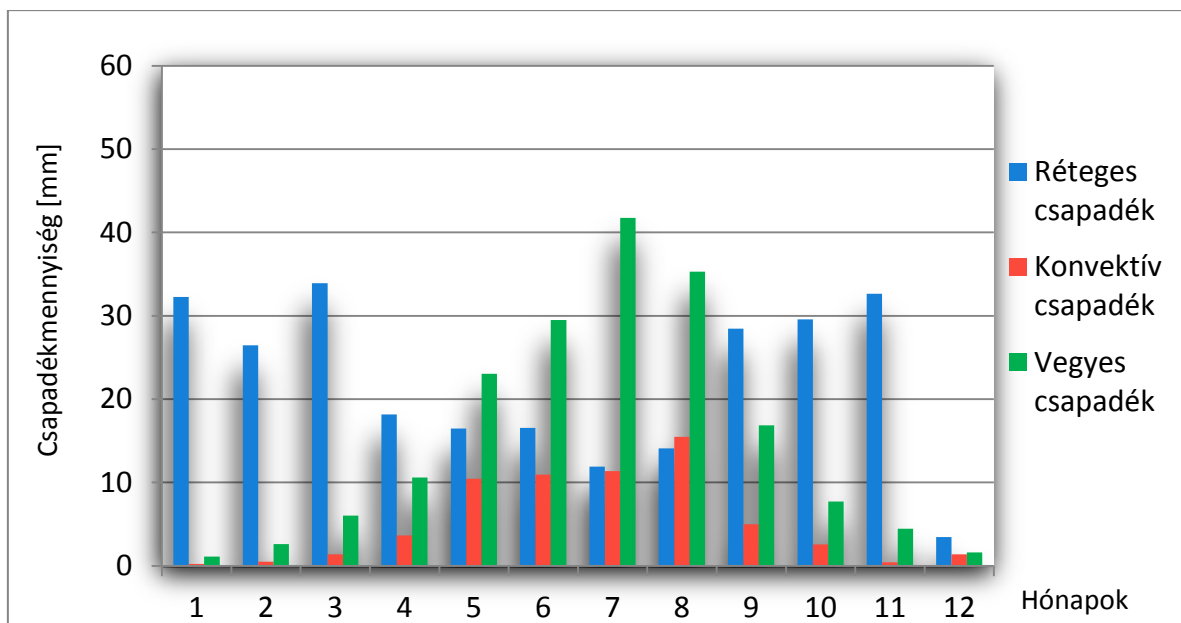
23. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok éves csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „maximum” módszer alkalmazásával

A csapadékmennyiségek esetében minden egyes hónapra vonatkozóan megvizsgáltam hat órás mérések alapján az abszolút maximum mennyiségeket. A 24. ábra az adott hónapban lehullott csapadék legnagyobb, legkisebb és átlagos maximum értékeit mutatja be 2000 és 2015 között. A legnagyobb maximum érték és a legnagyobb átlagos maximum érték augusztusban fordult elő annak ellenére, hogy a legcsapadékosabb hónap a július volt az elmúlt 16 évben. A legnagyobb átlagos maximum érték néhány nagyobb mennyiségű csapadékos esemény miatt lett ilyen magas. A legalacsonyabb maximum érték novemberben fordult elő a 2011-es évben, amikor a hónapban egyáltalán nem volt mért csapadék. A legkisebb átlagos maximum érték pedig a februári hónapra volt jellemző.



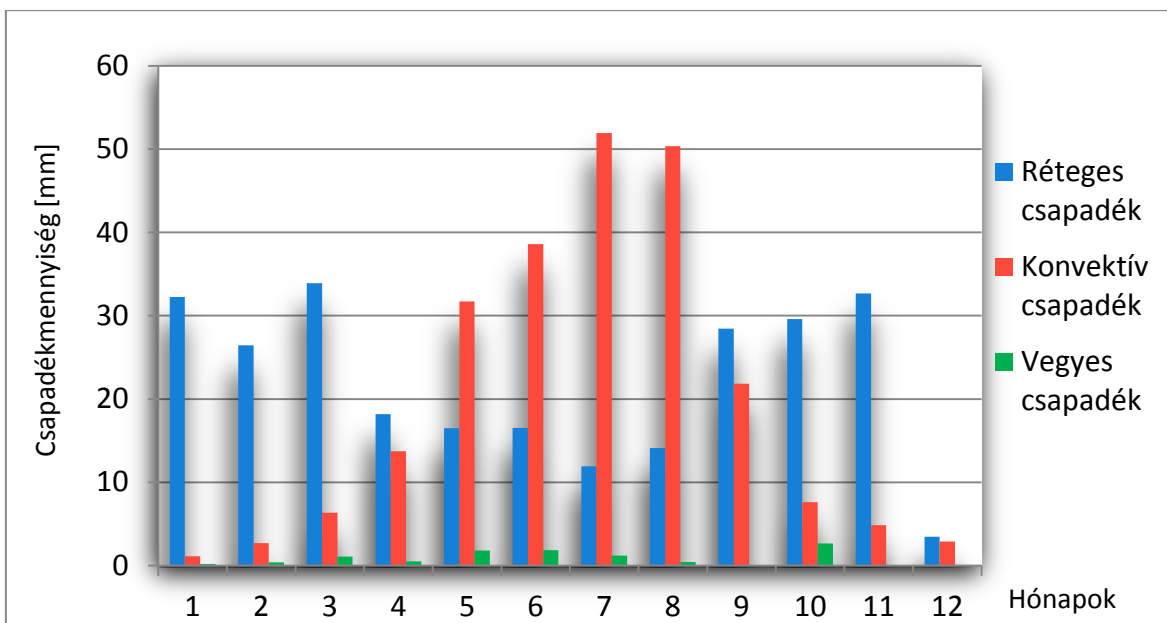
**24. ábra: A hat óra alatt lehullott csapadék mennyiségének havi maximum értékei
SYNOP mérések alapján 2000–2015 között Budapesten**

A csapadékösszegeket és a csapadéktípusokra való bontást összevetve újabb következtetéseket lehet levonni (25. ábra és 26. ábra). Mindkét ábrán jól látható, hogy a réteges csapadék egész évben viszonylag gyakori: mind mennyiségét, mind arányát tekintve szeptembertől áprilisig a legjelentősebb. Átlagosan a legtöbb réteges csapadék márciusban hullott. Az első, „szigorú” módszert bemutató ábra (25. ábra) szerint a konvektív csapadék leggyakrabban nyáron fordul elő, május és augusztus között 10–15 mm körüli konvektív csapadéokra lehet számítani. A téli hónapokban szinte egyáltalán nem jellemző, vagy csak ritka esetekben. A vegyes csapadék azonban egyértelműen júliusban a legjellemzőbb, télen pedig elhanyagolható mennyiségű.

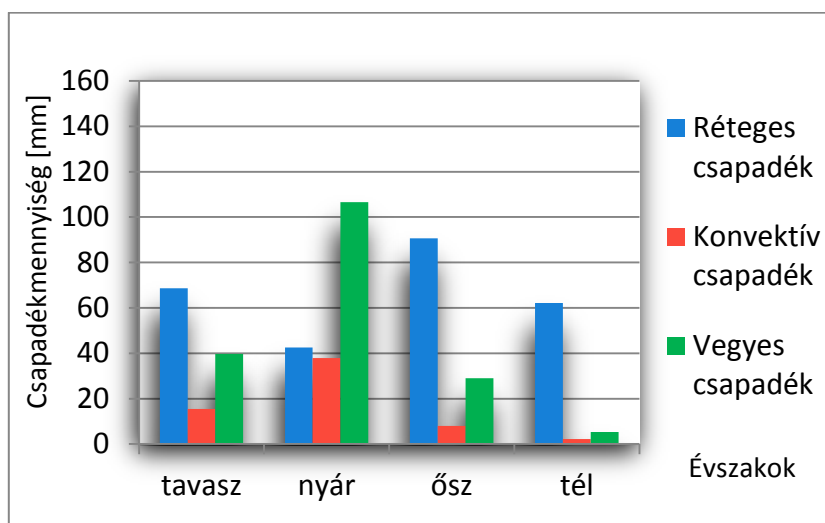


25. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok átlagos havi csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „szigorú” módszer alkalmazásával

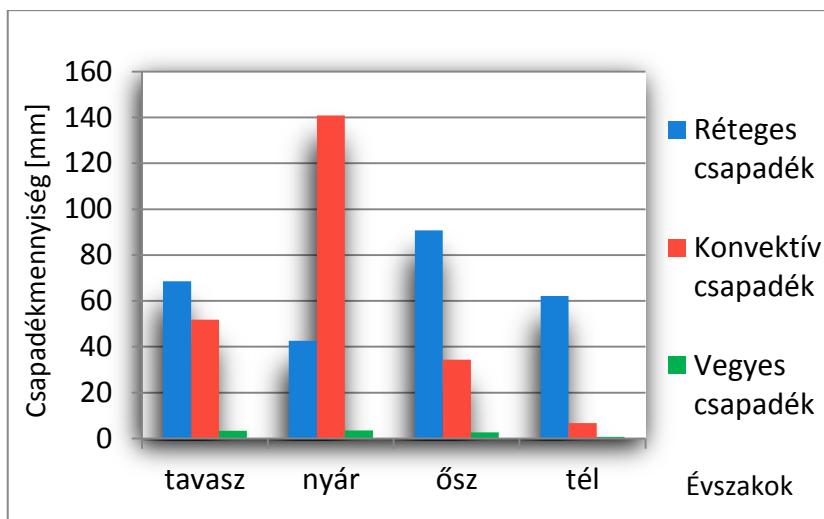
A második, „maximum” módszer felhasználásával elkészített 26. ábrán látható, hogy itt megnő a konvektív, és lecsökken a vegyes csapadék aránya, hisz ebben az esetben minden olyan csapadékmennyiséget a konvektív kategóriába soroltunk, amikor az adott hat órás időszakban a konvektív csapadék mellett csupán gyenge intenzitású réteges csapadék fordult elő. Ezzel a módszerrel a nyári félévben a konvektív csapadék válik dominánssá. Vegyes csapadék igen ritkán fordul elő, leginkább a tavaszi és nyári hónapokban. Ezeket a következtetéseket az első és a második módszerek esetében is alátámasztják az évszakos felosztások, amelyeket a 27. és a 28. ábrák szemléltetnek.



26. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok átlagos havi csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „maximum” módszer alkalmazásával

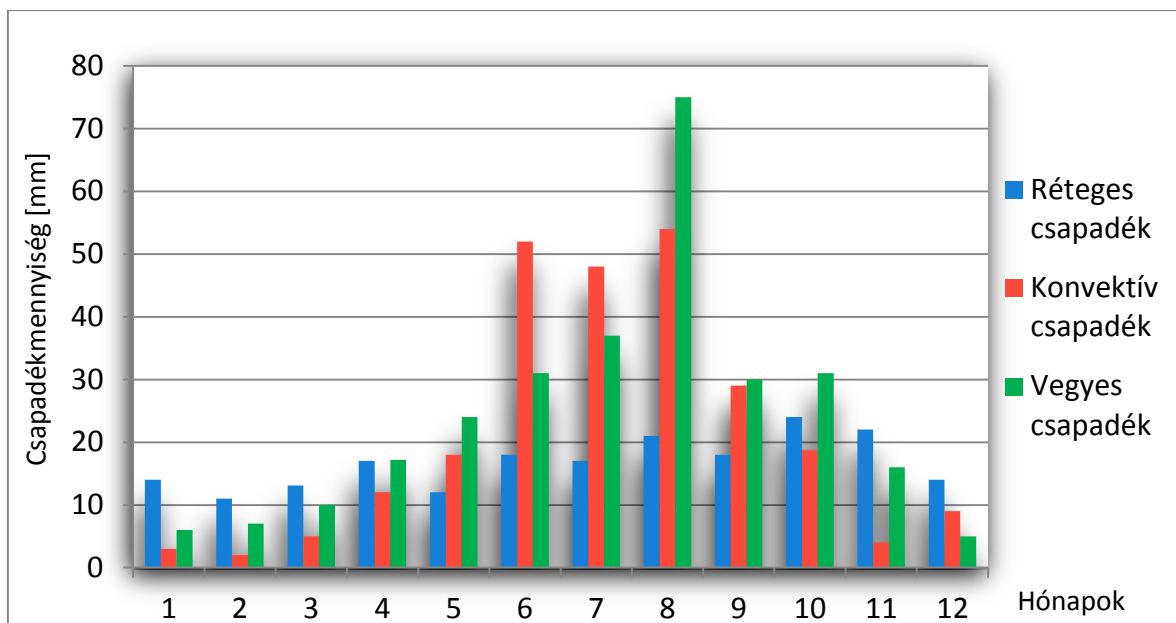


27. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok átlagos évszakos csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000-2015 között Budapesten a „szigorú” módszer alkalmazásával



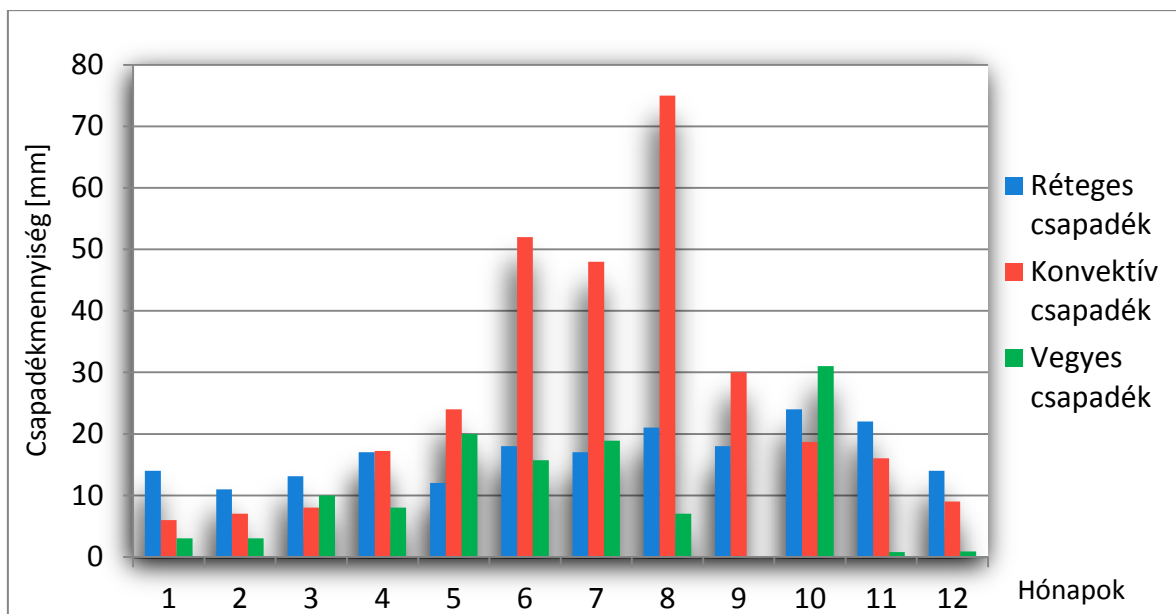
28. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok átlagos évszakos csapadékösszege 6 órás mérések alapján 2000-2015 között Budapesten a „maximum” módszer alkalmazásával

A különböző csapadéktípusok hat óra alatt lehullott abszolút maximum értékeit is megvizsgáltam mindkét módszerrel az összes hónapra vonatkozóan. A 29. ábrához az első, „szigorú” módszert használtam fel. A hat óra alatt lehullott legnagyobb csapadékmennyiség a vegyes típushoz tartozik augusztusban, 75 mm-es értékkel. Ezt a kimagasló mennyiséget 2007.08.20 0:00 UTC-kor mérték. Ekkor igen nagy volt a hőmérsékleti és nedvesség rétegződéséből eredő instabilitás. A hirtelen lehulló nagy mennyiségű csapadék és az átlagosnál nagyobb méretű (akár 3–8 cm átmérőjű) jég sok helyen okozott káreseményeket. Az egyre növekvő szélnyírás hatására pedig szupercellás zivatarok is kialakultak, a siófoki viharjelző obszervatóriumból tornádót is észleltek [5 – met.hu]. A konvektív csapadékhoz tartozó maximumok a nyári hónapokban a legkiemelkedőbbek 50 mm körüli értékekkel. Ezzel szemben a réteges csapadék maximumai viszonylag egyenletesen oszlanak el 10–20 mm-es mennyiséggel.



29. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok havi abszolút maximumai 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „szigorú” módszer alkalmazásával

Ugyanerre a mintára a második, „maximum” módszerrel kapott eredményeket a 30. ábra mutatja be. Látható, hogy az előző ábrához képest hogyan változik a konvektív és vegyes csapadékok abszolút maximuma. A legnagyobb maximumérték ugyanúgy az augusztusi hónapot érinti. Bár ugyanazok az extrém mennyiségek, ebben az esetben az átsorolás miatt nem a vegyes, hanem a konvektív csapadékhoz fűződik ez a közel 80 mm-es érték. A legnagyobb konvektív maximumok itt is a nyári hónapokra jellemzők, de jóval magasabb értékekkel. Mivel az első módszerrel kapott vegyes csapadékok jó része a konvektív események csoportjába került, ezért a vegyes csapadék maximum értéke már nem a nyári hónapokhoz kötődik, hanem októberhez (31 mm).



30. ábra: Konvektív, réteges és vegyes csapadékok havi abszolút maximumai 6 órás mérések alapján 2000–2015 között Budapesten a „maximum” módszer alkalmazásával

Összességében a vizsgálat alapján megállapítható, hogy a 2000–2015 közötti időszakban a Budapesten észlelt és mért adatok alapján két különböző módszer segítségével hogyan különíthetők el a csapadéktípusok. A csapadékarányokat tekintve a „szigorú” módszerrel kapott eredmények alapján a vegyes típusú csapadék (21%) jóval gyakoribb a konvektív típusúnál (7%), a „maximum” módszer alapján azonban ez fordítva van, a 27%-os előfordulású konvektív események mellett a vegyes események mindössze 1%-ban jellemzők. A leggyakrabban észlelt csapadéktípushoz azonban a réteges típusú események tartoznak (körülbelül 72%), ezen belül is a 60-as, 61-es kóddal rendelkező gyenge esős jelenségek. A SYNOP kód alapján az 50–99 közötti kódok között a 60-as és 61-es kódok körülbelül 50%-os arányban fordulnak elő, amely megközelítőleg 2608 mm-es csapadékösszeggel társul a vizsgált 16 éves időszakban, ami éves szinten átlagosan 163 mm csapadékot jelent. A havi csapadékmaximum a nyári hónapokra jellemző, amikor az első módszer alapján a vegyes, a második módszer alapján pedig a konvektív csapadék fordul elő leginkább. A réteges csapadék egész évben jellemző nagyjából egyforma intenzitással, de az őszi és téli hónapokban a leggyakoribb az előfordulása. A csapadékmennyiségek éves összegét tekintve az első módszer használatánál a legtöbb évben a réteges csapadékhoz kapcsolódnak a legnagyobb mennyiségek, csak 2006 és 2014 a kivétel ez alól. A második módszernél azonban már hat olyan év van, amikor nem a réteges csapadék dominál, hanem a konvektív. Bár a „szigorú” módszernél a vegyes

csapadék előfordulása gyakoribb a konvektív csapadék előfordulásánál, nagyobb mennyiséggel mégis a konvektív csapadék rendelkezik, mint ahogy azt egy-egy nyári zápor alkalmával tapasztalhatjuk. A „maximum” módszernél a konvektív csapadék még nagyobb mennyiségű, de csak a nyári hónapokban múlja felül a réteges csapadék mennyiségét.

7. Összefoglalás

Szakedolgozatom célja a konvektív és réteges csapadékok elkülönítése és statisztikai elemzése volt. A vizsgálatot a 2000–2015 közötti időszakra végeztem el a Budapesten található pestszentlőrinci meteorológiai állomás SYNOP táviratai alapján. Először a SYNOP kódok előfordulását tanulmányoztam, amiből kiderült, hogy Budapesten a leggyakrabban előforduló csapadékforma a gyenge eső (60-as, 61-es kódok). A jelenidőre és csapadékmennyiségre vonatkozó adatokat felhasználva vizsgáltam a csapadéktípusok előfordulási arányát, amiből kiderült, hogy a réteghéliből hulló csapadék dominál leginkább. A jelenidő-kódokat hat órás felosztásban is kiszámoltam, így a konvektív és réteges típus mellett egy harmadik típus, a vegyes csapadékok szerint is csoportosítottam. Ehhez két különböző módszert használtam fel *Rulfová és Kyseľ* (2013) tanulmánya alapján. Az egyik a „szigorú” módszer, amelynél ha a hat óra során mért csapadékok között szerepel réteges és konvektív is, akkor vegyes kategóriába sorolható. A másik módszer a „maximum” módszer, ami abban különbözik az előzőtől, hogy ha a 6 órás intervallumban bármilyen konvektív csapadék mellett gyenge réteges esemény szerepel (50-es, 51-es, 60-as, 61-es kód), akkor nem vegyes, hanem konvektív csapadékként kategorizáljuk. A két módszerrel kiszámoltam a csapadékok előfordulási arányát a 16 évre. Ezután éves, évszakos és havi bontásban végeztem statisztikákat a csapadékmennyiségekre, amihez kiszámoltam hat órás csapadékmennyiségeket. Ezt követően pedig a csapadéktípusokat és a csapadékfajtákat vettem össze mindkét módszer felhasználásával. Összességében elmondható, hogy átlagosan a réteges csapadék a legjellemzőbb, a konvektív csapadék pedig nyáron kimagasló mennyiségű. A két módszer rávilágít, hogy egy kisebb feltételbeli változtatással mennyit változhatnak az arányok. Az eredmények pontosságán javítana, ha több állomást és hosszabb időszakokat vizsgálnánk, ami jövőbeli céljaink között szerepel.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönöm témavezetőimnek, Dr. Pieczka Ildikónak és Soósné Dr. Dezső Zsuzsannának, hogy folyamatosan figyelemmel kísérték munkámat és rendkívül sokat segítettek a szakdolgozatom megírásában. Köszönöm a sok türelmet, amivel minden kérdésemhez segítséget nyújtottak. Továbbá köszönöm Leelőssy Ádámnak a szükséges adatok eléréséhez nyújtott segítséget.

Irodalomjegyzék

Bartholy, J., Mészáros, R., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Pongrácz, R., Weidinger, T., 2013: Meteorológiai alapismeretek. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. 259 p.

Bott, A., 2012: Synoptische Meteorologie. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 485 p.

Geresdi, I., 2004: Felhőfizika. Dialóg Campus, Budapest, 272 p.

Klein Tank, A.M.G., Können, G.P., 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *J. Climate*, 16, pp. 3665–3680.

Lackmann, G., 2012: Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis, and Forecasting. American Meteorological Society, Boston. 131-159.

Lakatos, M., Bihari, Z., 2011: Hazai éghajlati tendenciák. In: Klímaváltozás (szerk.: Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L.), A Magyar Tudományos Akadémia és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke, Budapest. 145-170.

Lutgens, K. F., Tarbuck, J. E., 2013: The atmosphere – an introduction to meteorology. Pearson Education, United States of America. 128-270.

Rulfová, Z., Kyselý, J., 2013: Disaggregating convective and stratiform precipitation from station weather data. *Atmospheric Research*, 134, 100-115.

Rulfová, Z., Kyselý, J., 2014: Trends of Convective and Stratiform Precipitation in the Czech Republic, 1982–2010. *Advances in Meteorology*, 2014, 11p.

Sándor, V., Wantuch, F., 2005: Repülésmeteorológia. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 272p.

Wendisch, M., 2006: Dynamical Synoptic. University of Leipzig, Leipzig. 155 p.

Internetes hivatkozások

[1 – szupercella.hu]

<http://szupercella.hu/node/284>

[2 – MetEd]

<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/cape/index.htm>

[3 – met.hu]

http://owww.met.hu/omsz.php?almenu_id=misc&pid=metsuli&mpx=0&pri=1&sm0=&dti=6&tfi=0

[4 – nimbus.elte.hu]

<https://nimbus.elte.hu/fcrace/?page=slide&a=synop>

[5 – met.hu]

<http://www.met.hu/downloads.php?fn=/metadmin/doc/2012/04/idojarasi-beszamolo2007.pdf>