

Az ENSO jelenség értelmezésére készített modellek 1978 és 1987 között

SZAKDOLGOZAT

FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK,
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette: Farkas Judit

Témavezető: Dr. Pongrácz Rita

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	- 3 -
2. McWilliams és Gent modellje	- 5 -
3. Lau modellje	- 8 -
4. McCreary modellje	- 11 -
5. McCreary és Anderson modellje I.....	- 14 -
6. McCreary és Anderson modellje II.....	- 16 -
7. Philander modellje	- 18 -
8. Rennick és Haney modellje	- 21 -
9. Hirst modelljei	- 23 -
10. Zebiak és Cane modellje.....	- 26 -
11. Összefoglalás	- 31 -
Irodalomjegyzék	- 32 -
Köszönetnyilvánítás.....	- 34 -

1. Bevezetés

Az ENSO (angol nevén El Niño Southern Oscillation, magyarul El Niño Déli Oszcilláció) jelensége nagymértékben befolyásolja elsősorban a trópusi területek éghajlatát, közvetetten azonban a Föld többi részére is hatással van.

A folyamat maga roppant összetett, és még a mai tudományos ismeretek segítségével sem lehet egészen pontosan előre jelezni. A következményei sokféleképpen mutatkozhatnak a Földön. Egyes területeken aszályt idézhet elő (pl. Dél-Afrikában és Észak-Ausztráliában; Coelho and Goddard, 2009), másutt megnövekedett mennyiségű csapadékkal járhat (pl. az Amerikai Egyesült Államok délnyugati régiójában; Pavia and Graef, 2002), és a gazdaságban is érződik negatív hatása, ha éppen egy El Niño időszak áll fenn.

Peru és Ecuador partjainál figyelték meg a jelenséget. Általános (ún. semleges) esetben ezen országok nyugati partjainál, a Csendes-óceánban észak felé halad a Humboldt-áramlás, ami a felszíni meleg vizeket sodorja magával, és pótlásukra a mélyből áramlik fel tápanyagban dús hideg víztömeg. E hűvösebb víz látja el a hatalmas szardellarájakat táplálékkal, amelyek halászata jelentős iparágnak számít a dél-amerikai országokban. A sodródó felszíni víz a passzát szelek által hajtott Egyenlítői-áramlat segítségével nyugat felé áramlik, és amíg a Csendes-óceánon keresztülhalad, a napsugárzás néhány fokkal felmelegíti. A nyugati medencében ez víztöbbletet okoz, ami miatt leszálló vízmozgást észlelhetünk itt. Így alakul ki az, hogy az óceán medencéjének keleti oldalán több tíz cm-rel alacsonyabb a tenger szintje, mint a nyugatin, valamint ez okozza azt is, hogy a léghőmérséklet Ausztrália és Indonézia környékén magasabb, mint a perui és ecuadori partoknál. A magasabb hőmérséklet idézi elő nyugaton a felszálló légmozgást, és a tengerfelszín intenzív párolgását, ami gomolyfelhő-képződést és nagy mennyiségű csapadékot okoz. A magasban a levegő kelet felé halad, a dél-amerikai kontinensnél leszáll, csapadékot nem ad, és folytatja útját ismét nyugatra a felszín mentén. Ezt a cirkulációt, amely a légnyomásértékek különbségét egyenlíti ki, Walker-cirkulációnak, vagy Déli Oszcillációnak nevezzük (Bartholy et al., 2009).

Amikor egy El Niño időszak jelentkezik, a keleti óceánban az Egyenlítői-ellenáram felerősödése miatt a mélytengeri hideg víz feláramlása lecsökken, így a part menti felszíni vizek 1-2 °C-kal melegeknek. Ez a melegedés elég ahhoz, hogy a halrajok ne tudjanak megélni, tömeges pusztulásnak indulnak, ezáltal a perui gazdaság hatalmas

károkat szenvedhet egy ilyen periódusban (Bartholy et al., 2009). Az óceáni folyamatokkal egy időben a légkör áramlásában is változás áll be: a Walker-cirkuláció lelassul, a meleg tengervíz el tud jutni a perui partokhoz, ott okozva ezzel intenzív párolgást és esőzéseket, nem Ausztrália felett.

La Niña esetén – amit az El Niño „ellentettjének” nevezhetünk – a délkeleti passzátszél, valamint ezzel együtt a Csendes-óceán keleti partvidékén jelentkező hideg víz feltörésének a megerősödése figyelhető meg.

Az El Niño kifejezés elsőként 1892-ben került említésre, azóta ismert ez a fogalom. Először csupán egy meleg vizű áramlatnak gondolták, amely 2-7 évenként feltűnik Peru partjainál. Amiatt, hogy komoly gazdasági károkat okoz, már a korai évektől igyekeztek magyarázatot találni a jelenség kialakulásának okára, és ennek eredményeként számos elmélet született. Csak a XX. század második felében jöttek rá arra, hogy a folyamat nem csak az óceán, hanem a légkör és az óceán egyensúlyi helyzetének együttes megváltozásából, és a közöttük fellépő kölcsönhatásokból származik. Klaus Wyrski volt az első tudós, aki egy olyan elméletet dolgozott ki, ami a korábbiaktól eltért. Ő vetette fel, hogy az El Niño nem csupán a passzát szelek gyengülése miatt alakul ki, hanem szerinte a jelenség az egyenlítői Csendes-óceán reakciója, amelyet a passzát szelek légköri kényszere vált ki (Wyrski, 1975). Tehát benne merült fel elsőként az, hogy az El Niño a légkör és az óceán állapotának kölcsönös megváltozásából alakul ki.

Az 1980-as évektől kezdődően számos modell készült, amely általánosan az óceán és a légkör viszonyait próbálta meg elméleti úton leírni, ezek között több példaként említi az El Niño-t is. E modellekből választottam ki kilencet, amelyeket a dolgozatomban keretein belül bővebben is ismertetek. Az első nyolc modell az atmoszféra és az óceán között keresett kapcsolatokat, de mindegyik tartalmazott olyan egyszerűsítést, amely megakadályozta a modellt abban, hogy hiba nélkül, sikeresen reprodukálja a célzott folyamatot. Az utolsó modell – melyet Zebiak és Cane (1987) készített el (az előző nyolc közül többet alapul véve) – nevezhető az első olyan szimulációnak, amely a valósághoz hűen mutatja be az ENSO kialakulását és lefutását.

Munkámban sorra veszem a kilenc modellt, áttekintem az eljárásokat, amelyeket a kutatók a légkör és az óceán paraméterezésére alkalmaztak, és minden esetben röviden összefoglalom, mennyire volt sikeres az adott módszer.

2. McWilliams és Gent modellje

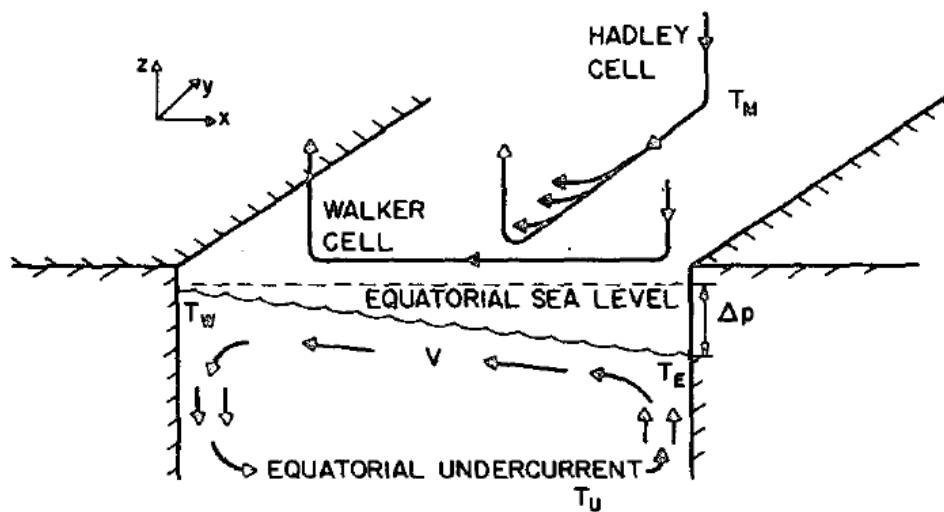
A modellek közül elsőként J. C. McWilliams és P. R. Gent (1978) modelljével foglalkozom részletesebben. Céljuk nem egy kifejezetten az El Niño Déli Oszcilláció előrejelzésére szolgáló modell készítése volt, hanem ők elsősorban azt igyekeztek bizonyítani, hogy a légkör adott átlagos állapotát a Föld óceánjai nagymértékben befolyásolják (McWilliams and Gent, 1978). 9 évvel később Zebiak és Cane a Monthly Weather Review-ban megjelentetett munkájukban – amely kimondottan az ENSO leírására készült – utalnak McWilliams és Gent cikkére, de túlságosan idealizáltnak találják az elődeik által készített modellt (Zebiak and Cane, 1987).

1978-ban – amikor McWilliams és Gent kísérletet tettek bizonyos összefüggések megvilágítására – a modellek még nem számítógépen futtatható programok voltak, sokkal inkább a kutatók által elvégzett számítások sorozatai, amelyek megoldásaiból igyekeztek következtetni a felmerült problémákra. Már korábban is készültek olyan tanulmányok (Namias, 1971, Somerville, 1977), amelyek a közepes szélességek óceáni hőmérsékleti anomáliáit és jellemző időjárási helyzeteket próbáltak meg összekapcsolni, de az eredményeket nehezen lehetett számszerűsíteni (McWilliams and Gent, 1978). Egyik előzőleg készült munka sem adott kielégítő magyarázatot a jelentősebb kérdésekre, ezért tartotta fontosnak a két kutató, hogy szükséges egy olyan elméleti irányelv kidolgozása, ami jobban rávilágít az óceán és a légkör között fennálló kapcsolatokra.

Tanulmányuk egy olyan modellt ír le, ami a Csendes-óceán vizének felső részét és trópusi vidékének troposzféráját modellezi, mivel ez a terület egy jó példa az óceán-légkör kapcsolat általános jellemzésére. A modell egyenletei csatolt közönséges differenciálegyenletek az amplitúdók időbeli fejlődésére. A jelenség, amire alapozták egyenleteiket, meglehetősen egyszerű. Azt feltételezték, hogy az óceánban halad egy zonális felszíni áramlat az Egyenlítő mentén, amelyet a passzát szelek hajtanak az övezeti óceáni nyomáskülönbség és óceáni súrlódás ellenében. A víz cirkulációját egy ellenáram zárja a mélyben, amely ellentétes irányú a felszíni áramlattal, így le- és felszálló áramlás alakul ki a kontinensek közelében. Ahol feláramlás zajlik, ott a mélyben haladó ellenáram hőmérsékletét felvevő víz jut a felszínre, ahol aztán részben elkeveredik. Az óceán keleti és nyugati régiójának vízhőmérsékletét ez a folyamat szabályozza a napsugárzásból származó fűtőhatás, valamint a felszín és a mélybeli

hőtároló közötti vertikális termikus diffúzió segítségével. A passzát szeleket három mechanizmus hajtja az óceáni sűrűlódás ellenében:

- a Hadley-cella, mely a nagyskálájú légköri örvények hajtotta impulzusnyomaték szállítását biztosítja a sarkok felé;
- az egyenlítői és a mérsékelt övi óceán felszíni hőmérsékletének különbsége (a meridionális konvektív Hadley-cella, amelyet eltérít a Coriolis-erő);
- az Egyenlítő menti hőmérsékleti különbség az óceán keleti és nyugati térsége között, ami az ún. Walker-cirkulációt hajtja, és mentes a Föld forgásából származó eltérítő erőtől (McWilliams and Gent, 1978).



1. ábra: A modell folyamatait tartalmazó összegzés (Forrás: McWilliams and Gent, 1978)

Az 1. ábra reprezentálja a fent leírt folyamatot. Habár már korábban felmerült (Wyrтки, 1975), hogy a passzát szelekben kialakuló rendellenesség az óceáni nyomáskülönbségek kiegyenlítéséhez és a Csendes-óceán felszíni hőmérsékletének változásához, ezáltal akár egy El Niño helyzethez is vezethet, McWilliams és Gent megkérdőjelezte, hogy ezek a folyamatok valóban előidézhetik-e az említett jelenséget, és ha igen, akkor milyen időskálán történik ez. Azzal a feltevessel éltek, hogy ha a passzát szelek gyengülése bekövetkezik, akkor az óceán felszíni áramlása is gyengül, a nyomáskülönbség kelet felé tolódik, a keleti feláramlás csökken, és a keleti óceán hőmérséklete növekszik. Így az Egyenlítő-menti hőmérsékletkülönbség csökken, míg a meridionális kontraszt nő. A Walker-cella tovább gyengíti a passzát szeleket, a Hadley-cella pedig megerősödve próbál fellépni a zavar ellen (McWilliams and Gent, 1978).

Munkájukban kitérnek az El Niño szimulációjára is, utalva ezzel Wyrтки (1975) munkájára. Azt a folyamatot modellezték, amely Wyrтки feltételezése szerint megelőzi az El Niño-t, tehát a passzát szelek rendhagyó megerősödését. Ezt úgy érték el, hogy először megnövelték a modellben a légköri örvények szállításának mértékét, majd visszacsökkentették az átlagos értékre. A megnövelt érték erősebb szeleket, áramlatokat és nyomási gradienst, valamint hűvösebb óceánt eredményezett. A modell két változata különbözően reagált az utána következő csökkentésre. Az első modellvariáció esetén a hőmérséklet gyorsan emelkedett, de az óceán keleti medencéjében nem jelentkezett radikális melegedés az eredeti állapothoz képest. A hőmérsékleti maximum csak egy évvel a passzát szelek csökkentése után jelentkezett, vagyis a megfigyelthez képest jóval később. A második modellvariáció esetén azonban nagyobb lett a hőmérséklet az óceánban azt követően, hogy a szelek megerősödése visszaállt az eredeti állapotba (McWilliams and Gent, 1978).

Ezek a modellek a valóságosnál egy gyengébb és viszonylag későn fellépő El Niño-t írnak le. A hiba annak tulajdonítható, hogy a hőmérséklet növekedése mindkét modell esetén csak lokális fűtőhatás miatt ment végbe, amikor a feláramlás gyenge volt. A meleg víz meridionális advekciónak eleve kizárták a modellekből (McWilliams and Gent, 1978).

3. Lau modellje

A következő modellt, amelyet dolgozatomban ismertetek, Ka-Ming Lau készítette el 1980-ban. Célja az volt, hogy több kutató korábbi munkájának felhasználásával tegyen előrelépést a légkör-óceáni folyamatok sikeres modellezésében.

A már korábban elvégzett óceáni megfigyelések egyértelműen azt mutatták, hogy az El Niño esetén fellépő tengerfelszín-hőmérsékleti változást számos más jelenség kíséri: a passzát szelek gyengülése, az Egyenlítői-ellenáram erősödése, hirtelen tengerszint-emelkedés (-csökkenés) a Csendes-óceán keleti (nyugati) medencéjében. Ezeket Lau alapvető, elfogadott ismereteknek tekintette, valamint utalt Wyrtki (1975) munkájára, aki előzőleg megfogalmazta, hogy a passzát szelek hatására alakul ki El Niño helyzet. Emellett ismertette azt a korábbi elméletet, amelyet Godfrey (1975), Hurlburt et al. (1976) és McCreary (1976) dolgoztak ki, és szükséges volt a modelljéhez. Ők azt mutatták meg, hogy a keletre haladó víztömeg, ami a gyengülő intenzitású szelek eredményeként indul az óceán nyugati partjától, egy egyenlítői Kelvin-hullám formájában terjed (Godfrey, 1975). A hullám haladási sebességéből megadható, hogy keletkezési idejétől számítva körülbelül két hónap alatt éri el a keleti partokat (McCreary, 1976). A megfigyelések is igazolták ezeket a számításokat. A keleti kontinenst elérő hullámok Rossby-hullámként verődnek vissza, és fázissebességük háromszor kisebb, mint a nyugatról kiinduló Kelvin-hullámé (Cane and Sarachik, 1976).

Ezek a folyamatok elsősorban az El Niño-ra jellemzőek. Számos egyéb olyan jelenség is zajlik a világ óceánjaiban, amelyek hasonló dinamikájúak ugyan, azonban eltérő intenzitással és más időskálán mennek végbe. Jól megmutatkozik ez az egyenlítői óceáni hullámoknál, ugyanis ebben az esetben a számítások hónapos időskálán adták meg a hullámok terjedését, ezzel szemben a megfigyelések esetén az óceánban jelentkező zavar éves időskálán jelentkezett (Lau, 1980). Jogos a feltételezés, hogy az óceán-légkör rendszer csatolása, összekapcsolása a modellezés során további időskálák megjelenésével jár.

A fent leírt elméletek egymástól függetlenül készültek el. Az eltérő időskálák összehangolása szükséges lépés volt ahhoz, hogy a folyamatok együttesen is értelmezhetővé váljanak. Ehhez az első lépést Lau (1980) tette meg ezen modelljével, amely tartalmazza a fent említett folyamatokat, ezúttal az óceán és a légkör kölcsönhatásával együtt.

A modell nagy tér- és időbeli skálán írja le a csatolt rendszer viselkedését, nagy hangsúlyt fektetve a zárt ciklusokra. A légkör egyszerűsítve, a vertikális szerkezet sajátosságait elhanyagolva szerepel benne. Lau (1980) közelítésében az egyenlítői Kelvin-hullámok meridionális sebességi komponense eltűnik, a közeget homogén sűrűségű, összenyomhatatlan folyadéknak tekinti, melyben hidrosztatikai egyensúly áll fenn. A linearizált kormányzó egyenletek így a következőképpen írhatók fel:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u_a}{\partial t} + \frac{\partial \phi}{\partial x} + D_a u_a &= F_a, \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} + g H_a \frac{\partial u_a}{\partial x} + D_a \phi &= Q_a,\end{aligned}$$

ahol u_a a zavarkeltés sebessége, ϕ a zavarkeltés geopotenciálja, H_a az ekvivalens mélység, D_a a lineáris csillapítási együttható, F_a , Q_a pedig rendre a csatolási, illetve a hajtási függvény. Ezek barotróp egyenletek, de egy kétrétegű rendszer baroklin komponenseiként is felírhatók u_a és ϕ megfelelő definiálásával (Lau, 1980).

Az óceán kormányzó egyenletei lineáris sekélyvíz-egyenletek, amelyek megfelelően egészítik ki a modell-légkör egyenleteit:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u_0}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} + D_0 u_0 &= F_0, \\ \frac{\partial h}{\partial t} + H_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + D_0 h &= Q_0,\end{aligned}$$

ahol u_0 a zonális áramlás sebessége, h a termoklin zóna mélysége, g a nehézségi gyorsulás, D_0 a lineáris csillapítási együttható.

Az F_0 , és Q_0 függvények olyan rendszert határoznak meg, amelyben az óceánt a felszín közeli szélnyírás hajtja, a légkört pedig az óceánból induló hőáram, valamint a konvekció során felszabaduló hő (Lau, 1980).

Az elemzésből kiderül, hogy pozitív visszacsatolás figyelhető meg a légköri cirkuláció Egyenlítővel párhuzamos irányú komponense és a nagyskálájú egyenlítői óceáni áramlatok között. A modell alapján végzett számítások megmutatták, hogy az El Niño-hoz hasonló ingadozás baroklin óceán-légkör rendszerben jelenhet meg. Ekkor egyenlítői hullámok jelennek meg, a szélnyírás barotróp komponensének elhúzódnak csökkenése következményeként.

A Csendes-óceán középső és nyugati térségében keletre haladó felszíni áramlatok megerősödése, majd gyengülése, valamint az ezt követő csatolt Kelvin-

hullám megindulása az El Niño helyzet gyors kialakulásához vezet (Lau, 1980). Ez az eredmény megerősíti Wyrtki (1975) feltevését is.

A modelleredmények alapján az is megmutatkozott, hogy az egyenlítői Walker-cellát a nagyskálájú tengerfelszín-hőmérsékleti kontrasztból származó fűtőhatás hajtja meg. Lau modellje szerint – óceáni időskálán szemlélve – a körforgást a felszíni párolgásból származó hő eloszlása szabályozza, amely arányos a tengerfelszín hőmérsékletével. Ebben a modellben nem feltételez állandóságot, és az óceáni időskála kiemelt szerepet kap. A felhővel való borítottság figyelembevétele befolyásolhatná az eredményeket, mivel ezeken a helyeken a magas tengerfelszín-hőmérséklet miatti párolgás mértéke csökken, azonban ezt a modell nem tartalmazza. A modell másik hibája, hogy elhanyagolja a dinamikus nedvességi konvergencia hatását. Ezeken a kritikus területeken lehetett volna a modellt tovább fejleszteni. Mivel ez a modell meglehetősen leegyszerűsíti az óceán és a légkör rendszerét, ezért a valóságban zajló folyamatok szimulálására nem alkalmas, de jó alapot szolgáltat a még kidolgozottabb modellek elkészítéséhez (Lau, 1980).

4. McCreary modellje

J. P. McCreary (1983) modellje több szempontból is fontos az ENSO jelenség vizsgálatára készített modellek áttekintése során. Egyrészt, McWilliams és Gent (1978) munkájához hasonlóan, szintén egy csatolt óceán-légköri modellt készített el, másrészt, ez a modell szolgáltatott alapot McCreary és Anderson későbbiekben közösen elvégzett vizsgálataihoz.

Kutatási alapkérdésként McCreary azt vizsgálta, hogy a Déli Oszcilláció miért éppen 2-9 éves periódusidejű. A korábbi légköri modellek ugyanis azt mutatták, hogy a légköri folyamatoknak nincs ilyen hosszú reakcióideje, a tengerben lezajló változásokra sokkal gyorsabban – néhány hét alatt – reagálnak (Julian and Chervin, 1978; Rowntree, 1979).

Ezzel szemben az óceán esetén megfigyelhetünk hasonló periódusidőket, a Rossby-hullámok terjedésének ideje – amelyek a felszíni szélnyírás változása miatt indulnak – 2 és 9 év között van a földrajzi szélességtől függően (McCreary, 1983). McCreary ezen munkájában egy olyan modellt igyekezett kidolgozni, amely a légkör és az óceán között fennálló kapcsolatokat és ható folyamatokat a lehető legegyszerűbb módon írja le. E modell legfontosabb eredményének tekinthetjük, hogy a benne leírt csatolt rendszer is 2-9 éves periódusidőt mutatott.

McCreary felhasználta a Bjerknes (1969) által kidolgozott elméletet, amely azt írja le, miként hat egymásra az óceán és a légkör a Csendes-óceán térségében. Ez alapvető fontosságú, hiszen modelljében a légkör és az óceán egy csatolt rendszerként jelenik meg, ehhez pedig feltétlenül szükséges a közöttük fennálló kölcsönhatások alapos megismerése. Bjerknes azt feltételezte, hogy a légköri cirkuláció két komponensre bontható: a Hadley-cellára és a Walker-cirkulációra. A Hadley-cella egy meridionális irányú konvektív cella, amelyet az Egyenlítő és a közepes szélességek között kialakuló hőmérsékletkülönbség indít be. A Walker-cirkuláció pedig egy Egyenlítő menti konvektív cella, amely a tengerfelszín hőmérsékletének különbségeiből alakul ki. A folyamatokat a korábbiakban részletesen ismertettem.

Bjerknes (1969) azt állította, hogy a Walker-cella és a Déli Oszcilláció között szoros kapcsolat áll fenn, mivel a Walker-cirkuláció légcserét biztosít a Csendes-óceán délkeleti területei és az Indiai-óceán keleti régiója között. Vizsgálatai szerint az óceán és a légkör kölcsönhatása egyértelmű befolyással van a Déli Oszcilláció állapotára. Amikor a tengerfelszín-hőmérséklet alacsonyabb a Csendes-óceán keleti felében, a

Walker-cirkuláció erőteljesebben fejt ki hatását, és az óceán egyensúlyban van a felszíni szélmezővel. A felszín közeli szélnyírás kiegyensúlyozása érdekében egy kelet felé irányuló nyomási gradiens lép fel az óceán felszíni rétegeiben. Ha a tengerfelszín-hőmérséklet melegebbé válik az óceán keleti térségében, csökken a tengerfelszín-hőmérséklet gradiense, és a Walker-cella erőssége is. Ekkor a felszíni szelek nem elegendőek ahhoz, hogy kiegyensúlyozzák a nyomási gradienst. Az Egyenlítőhöz közel – ahol a Coriolis-erő elhanyagolható nagyságú – meleg felszíni víz áramlik nyugatról keletre, csökkentve a piknoklin zónát és tovább növelve a tengerfelszín hőmérsékletét keleten. Ez a nyomási gradiens további csökkenését eredményezi, gyengítve a Walker-cellát. Ez az öngerjesztő folyamat ideiglenesen megszünteti a Walker-cirkulációt, és egy El Niño helyzetet alakít ki keleten (Bjerknes, 1969).

McCreary (1983) ezek alapján dolgozta ki modelljét, amelyben a folyamatok leegyszerűsítve jelennek meg. Az óceán egy kétrétegű, egyszerűsített baroklin szerkezetet követ. A modellezett légkör a tengerfelszín hőmérsékletének függvényében a megerősödött Hadley-cella, valamint az erőteljesebb Walker-cirkuláció állapota között változik. Az óceán és a Walker-cella között fennálló pozitív visszacsatolás működteti vagy szünteti meg a kelet-nyugat irányú légkörcsét. A Hadley-cella hatására induló Rossby-hullám terjedési sebessége határozza meg az ingadozás periódusidejét (McCreary, 1983).

A modellben szereplő óceán két rétegből áll: egy vékony felső rétegből, adott ρ sűrűséggel és H mélységgel, valamint egy alatta húzódó nem viszkózus, mélységi rétegből, amely $\rho + \Delta\rho$ sűrűségű. A mozgás lineáris egyenletei a következőképpen írhatók fel:

$$u_t - \beta y v + p_x = F + v_h \nabla^2 u$$

$$v_t + \beta y u + p_y = G + v_h \nabla^2 v$$

$$\frac{p_t}{c^2} + u_x + v_x = 0,$$

ahol u és v a sebesség zonális és meridionális komponense, p a nyomás, v_h a horizontális örvénysűrűségi együttható, βy a Coriolis-paraméter, c a baroklinitásra jellemző karakterisztikus sebesség. F és G jelöli a modellben érvényesülő kényszereket, melyeket a szélnyírás zonális és meridionális komponensei és a felső óceáni réteg H vastagságának hányadosa határoz meg. A nyomási mező pedig az óceán felső h vastagságú rétegének függvénye:

$$h = H + \frac{p}{g'}$$

ahol $g' = g\Delta\rho/\rho$, g a nehézségi gyorsulás. A modellben β , H , g' és v_h értéke rögzített, a horizontális keveredés mértéke elhanyagolható, $c = 2,5$ m/s (McCreary, 1983).

A légköri modell legfontosabb tagja a felszínközeli szélnyírás 3 komponense: τ_h , τ_w , τ_b . A τ_h fejezi ki a keleti térség megerősödött Hadley-celláját, a τ_w jelöli az intenzívebb Egyenlítő-menti szelet az óceán középső és nyugati régiójában, amely egy felerősödött Walker-cellát jelent, és a τ_b képviseli a Csendes-óceán passzát szeleinek állandó tagját (McCreary, 1983).

A szélnyírás egy tehetetlenségi erőként befolyásolja az óceán dinamikáját. Az óceáni víztömegek mozgásukkal egy egyensúlyi állapotra törekednek, melyet a Rossby- és Kelvin-hullámok terjedése biztosít. Amikor az óceán keleti térségének vize hideg, a passzát szelek az Egyenlítő mentén intenzívebbé válva felerősítik a Walker-cellát, de ha a keleti régió vize melegebbé válik, a passzát szelek keleti irányba terjeszkednek, egy erősebb Hadley-cellát alakítva ki. A τ_h és a τ_w valóságot tükröző megválasztása esetén a modell oszcilláció periódusideje 4 év (McCreary, 1983).

A modell eredményei azt mutatták, hogy amint a τ_w eltűnik, egy El Niño helyzet alakul ki a Csendes-óceán keleti területén, amely körülbelül egy évig tart. Ekkor ebben a régióban a határfelület gyors süllyedése megy végbe, valamint az áramlatok keleti irányba felerősödnek. Ezzel egy időben a határfelület nyugaton emelkedik, így biztosítva forrást a keleten felhalmozódó víznek (McCreary, 1983).

A tengerfelszín hőmérsékletében és a piknoklin zóna mélységében történő változás a valóságban hasonlóan megy végbe, mint ahogy azt a modell leírja. McCreary a τ_w szerkezetét és kilengését megfelelően adta meg, de a τ_h megválasztása (a megerősödött Hadley-cella) nem tükrözi a valóságot. A modell leghibásabb feltételezése az lehet, hogy a légkör a Csendes-óceán keleti térségében csak a tengerfelszín-hőmérsékletben végbemenő változásokra reagál. Az El Niño modellje meglehetősen egybevág a valóságban megfigyelttel (McCreary, 1983).

A modell túl egyszerű ahhoz, hogy a Déli Oszcillációt és az El Niño-t minden nézőpontból kellően jól leírja, de arra megfelelő, hogy a légkör és az óceán között lejátszódó lehetséges folyamatok nagy részét vizsgálhassuk.

5. McCreary és Anderson modellje I.

J. P. McCreary és D. L. T. Anderson 1983 és 1984 között dolgozott ki egy modellt, amelynek alapját részben McCreary két évvel korábban készített munkája adta (McCreary, 1983). Modellje még rendelkezett néhány jelentősebb hibával:

- A Csendes-óceán passzát szélmezőjének nincs olyan egyértelmű tulajdonsága, ami hasonlítana a modellben feltételezett Hadley-cellára.
- A modellezett légkör szélmezőjének nincs jellegzetes éves menete, holott a valóságban megfigyelt El Niño időszakok kezdete általában egy normális éves ciklushoz igazodik és kora tavasszal (északi félgömb) indul. Kivételt képez ez alól az 1982-ben regisztrált rendkívül intenzív El Niño, amely nyáron kezdődött.
- A modellszimulációk szabályos periodikusságot mutattak, ezzel szemben a megfigyelt Déli Oszcilláció jelensége egyáltalán nem.

McCreary és Anderson (1984) azt a célt tűzték ki, hogy kiküszöböljék McCreary (1983) korábbi modelljének fent említett hibáit és hiányosságait. Ehhez a legfontosabb lépést az jelentette, hogy a modell-légkört kibővítették egy olyan komponenssel, ami a Csendes-óceán egyenlítői passzát szeleinek éves változékonyságát szimulálja. Amiatt, hogy ez a paraméter bekerült a modellbe, már nem szükséges a Hadley-cellához hasonló szélmezőt is bevenni ahhoz, hogy hosszú periódusú ingadozásokat kapjunk.

Elemzéseik azt mutatták, hogy alapvetően két folyamat járul hozzá ahhoz, hogy a megoldások szabálytalan időközöket mutatnak:

- a passzát szelek évszázados változása,
- az éves ciklus véletlenszerű változékonysága.

Az óceánra vonatkozó modell mozdulatlan állapotban két rétegből áll: egy felső rétegből, ami adott mélységű és sűrűségű, valamint egy ez alatt elhelyezkedő, az előzőnél nagyobb sűrűségű alsóbb rétegből. A modell óceánra felírt egyenletek megegyeznek a McCreary (1983) által felírtakkal, azzal a különbséggel, hogy itt két paraméter értéke nem nulla. A korábban alkalmazott óceán-modell nagyon jól adja vissza az El Niño idején bekövetkező tengerszint-változásokat, ezért használták ezt ebben a modellben is. A termodinamikai folyamatokat hasonló módon parametrizálták, mint az előző modellnél: a tengerfelszín hőmérséklete az óceán felső rétegének vastagságától függ (McCreary and Anderson, 1984).

A modellezett légkört leíró egyenletekből következik, hogy az óceán indítja be a Csendes-óceán térségének középső területein a passzát szelek áramát.

A modell mindegyik megoldása szimmetrikus volt, holott a megfigyelések szerint a Déli Oszcilláció nem szimmetrikus jelenség. Kis változtatással a modell is produkált aszimmetrikus eredményeket. Ehhez arra volt szükség, hogy az egyik mélység-paramétert (h_c) ne egy rögzített értéken tartsák. Ha csökkentjük h_c értékét, akkor rövidebb meleg időszak lesz az eredmény (minimum másfél éves), ha viszont növeljük, hosszabb meleg időszakot kapunk. Utóbbi esetben az oszcilláció periódusideje minimum 3 év (McCreary and Anderson, 1984).

A megoldások a Déli Oszcillációra jellemző értékek körül ingadoznak, minimum 3 éves időtartammal. A szimulációkban az El Niño események csupán másfél évig tartanak, és megjelenésük az éves ciklushoz igazodik.

McCreary és Anderson (1984) e modellje dinamikáját tekintve még mindig túlságosan egyszerű ahhoz, hogy az El Niño-t és a Déli Oszcillációt elég pontosan reprodukálja, azonban a McCreary (1982) munkájában korábban fellelhető hibákat sikerült kiküszöbölni.

6. McCreary és Anderson modellje II.

Anderson és McCreary tovább foglalkozott az ENSO modellezésének problémájával, és egy évvel az előző modell befejezése után kidolgoztak egy újabbat. Ehhez alapul vették saját korábbi munkájukat (Anderson and McCreary, 1984), illetve Lau (1981) és Philander et al. (1984) modelljeit is. Lau (1981) egy nagymértékben egyszerűsített rendszert tételezett fel, amelyben egyetlen csatolás van az óceáni és a légköri Kelvin-hullámok között. Philander és kutatótársai pusztán számszerűen kerestek megoldásokat, minden egyszerűsítést nélkülözve, és a Kelvin-hullám terjedési sebességét vizsgálva fokozatosan növekvő instabilitással szembesültek. Kapcsolatot feltételeztek ezen instabilitás és az ENSO fellépése között.

Anderson és McCreary (1985a) ezzel az újabb modellel a fent említett korlátozásokon akartak változtatni, és a modelljüket valamelyest érzékenyebbé tenni. Céljuk volt az is, hogy modelljüket úgy alakítsák ki, hogy a rendszernek két egyensúlyi állapota legyen, amelyek között az óceán állapotának függvényében váltakozik (Anderson and McCreary, 1985a).

Az óceán modellje egy csökkentett gravitációs modell, amelyben termodinamikai elemek is megjelennek, mint például a hő horizontális advekcója és vertikális átrendeződése. A légköri modell egy lineáris, egyszerűsített baroklin modell, amelyet a Q látens hőből származó erő hajt meg. Ez a csatolt rendszer is instabil hullámokat fejlesztett, de nem korlátlanul, mint a korábbiakban, hanem csak egy maximális amplitúdó eléréséig. Ez a véges amplitúdó bizonyos szempontból hasonlít a megfigyelt ENSO jelenségekre, azonban a kapott megoldások nem reprodukálják megfelelően az ENSO-események gyors megjelenését, valamint a köztük fellépő szüneteket (Anderson and McCreary, 1985a).

A modellfuttatásokat többféleképpen is elvégezték. Két esetet különítettek el: az első futtatás esetén az óceánt és a légkört is oldalsó határmentesnek tekintették; a második esetben csak a légkör volt oldalsó határmentes, az óceánt ezzel szemben egy 15 000 km széles medenceként reprezentálták.

Amikor a légkör és az óceán is oldalsó határmentes volt, a modellt egy adott nagyságú szélnyírás hajtotta 100 napig, majd ezt a hatást kikapcsolták, és a modell külső erő nélkül működött tovább. A labilitás erősödött egy bizonyos maximális kilengésig (Anderson and McCreary, 1985a).

Abban az esetben, amikor az óceán véges kiterjedésű volt, és a szárazföld fölött légáramlás haladt nyugatra (úgy, mint a Csendes-óceán esetén is), az instabilitás nőtt az óceán nyugati vagy középső területein, és kelet felé terjedt. Amint elérte a keleti partot, gyengülni kezdett, majd el is tűnt (Anderson and McCreary, 1985a).

A modell több összetevőjével is sikeresen reprezentálja a valóságot. Hiszen az oszcilláció nagy időskálán jelenik meg. A zavar valóban mindig az óceán nyugati vagy középső térségében alakul ki, és onnan terjed kelet felé. A modellszimuláció azt is bizonyította, hogy az ENSO-hoz hasonló folyamat nem alakulhat ki az Indiai-óceánban (Anderson and McCreary, 1985a).

Emellett azonban a hibákat sem hagyhatjuk figyelmen kívül. A modellben megjelentek keleti irányú hőáramok, amiket azonban a megfigyelések nem támasztottak alá (Anderson and McCreary, 1985a). Ezt azzal magyarázták, hogy a keleti áramlatok akkor jelennek meg, ha a konvekció gyenge, illetve háttérbe szorúlnak, ha a konvekció erős (Nobre, 1983). Egy másik hiba az volt, hogy a zavar terjedési sebessége túl kicsi volt, bár ezt néhány paraméter módosításával a valóságoshoz lehetett igazítani. A valósággal ellentétben, a modellben sosem lépett fel hirtelen ENSO jellegű instabilitás. Amint kialakul az oszcillációs helyzet, a rendszer ebben maradt, és az ENSO periodikus megjelenését nem sikerült reprodukálni (Anderson and McCreary, 1985a).

Kitűzött céljuk, – vagyis hogy a modell két egyensúlyi állapottal rendelkezzen – sajnos így nem valósult meg.

Anderson és McCreary a későbbiekben is foglalkozott modelljük fejlesztésével, de erre a jelen dolgozatban nem térek ki (Anderson and McCreary, 1985b).

7. Philander modellje

S. G. H. Philander 1985-ben elkészített modellje a következő, amelyet dolgozatomban bővebben kifejték. Munkájának fő témája az El Niño és a La Niña jelensége, valamint a közöttük fennálló kapcsolat. Modelljével azt próbálta megjeleníteni, hogyan alakulhat ki egy La Niña helyzet az El Niño hanyatlása után (Philander, 1985).

Röviden elmondható, hogy az északkeleti és a délkeleti passzát szelek összeáramlása kialakít az Egyenlítő mentén egy feláramlási zónát, amit trópusi konvergencia zónának nevezünk (angolul Intertropical Convergence Zone – ITCZ). Ez a sáv nem pontosan az Egyenlítő felett húzódik, nyáron kicsit északabbra, télen valamivel délebbre húzódik tőle (Bartholy et al., 2009).

Az El Niño ideje alatt az ITCZ közelebb kerül az Egyenlítőhöz, ezzel együtt a Csendes-óceán medencéjének nyugati részén kialakult konvektív zóna keletebbre tolódik (Pazan and Meyers, 1982). Emiatt a középső térségben nő, a nyugati térségben csökken a csapadék mennyisége. A légnyomás értéke növekszik nyugaton, és csökken keleten, ezzel együtt a passzát szelek intenzitása visszaesik (Philander, 1985).

La Niña idején az ITCZ eltávolodik az Egyenlítőtől. Ekkor az óceán nyugati régiójában a konvektív zóna visszatolódik nyugatabbra, a passzát szelek intenzívebbé válnak, a légnyomás-értékek keleten nőnek és nyugaton csökkennek, míg csapadékhullás visszaesik a középső területeken (Philander, 1985).

Az El Niño jelenség egy meleg tengerfelszín-hőmérsékleti anomáliaként jelentkezik Peru partjainál, és onnan terjed nyugati irányba. Ekkor a melegebb tengerfelszíni hőmérséklet fennmarad, és a szokásos hideg feláramlás, hűvösebb évszak nem alakul ki egészen. Már korábban is felismerték azt, hogy az északi félgömb légkörének évszakai hőmérséklet-változása és a Csendes-óceán tengerfelszín-hőmérséklete szorosan összefüggnek (Pan and Oort, 1983). A légkör hőjének legvalószínűbb forrása az óceánból származó látens hő (Gill, 1983). A legmagasabb tengerfelszín-hőmérséklettel rendelkező területek felett alakul ki nagyméretű légköri konvekció. Az általános cirkuláció légköri modelljének eredményei alapján ismeretes, hogy a Csendes-óceán tengerfelszínének hőmérsékletében bekövetkező változások a légkör hőmennyiségében is változásokat okoznak, ezáltal a Déli Oszcillációban is (Lau, 1985).

A légkör változékonyságát két modellkísérletben vizsgálták, 15 éves időszak alatt. A második kísérlet produkált jelentősebb eredményeket. Ebben az esetben meghatározták a havi átlagos tengerfelszín-hőmérsékleti értékeket a Csendes-óceán trópusi területeit kivéve, mivel erre a régióra az 1962 és 1976 között megfigyelt értékeket adták meg. Ez a modellkísérlet rendkívül jól szimulálta az ezen időszak alatt a valóságban is megfigyelt Déli Oszcillációt. Levonható következtetésként, hogy a légkör hőmennyiségében bekövetkező változások okozzák a Déli Oszcillációt. El Niño alatt a légkör több hőt kap az óceántól, mint semleges esetben. Arra azonban nincs bizonyíték, hogy La Niña esetén éppen az ellenkezője megy végbe, vagyis hogy kevesebb óceáni eredetű hő jut a légkörbe (Philander, 1985).

La Niña idején a tengerfelszíni hőmérséklet a Csendes-óceán keleti részén a szokottnál alacsonyabb, mivel az intenzívebbé váló passzát szelek elszállítják a melegebb vizeket a keleti partoktól, és a pótlásukra a mélyből hidegebb víz áramlik fel. A tenger szintje szokatlanul magas az óceán nyugati részén, és alacsony a keleti régióban. A meleg felszíni vizek nyugatra való szállítását a Dél-egyenlítői-áramlat erősödése és az Egyenlítői-ellenáramlás gyengülése is befolyásolja (Philander, 1985).

Az El Niño időszaka alatt egy ellentétes folyamat megy végbe: a passzát szelek intenzitása gyengül, és az Egyenlítői-ellenáramlás erősödése, valamint a Dél-egyenlítői-áramlat gyengülése miatt a meleg felszíni vizek kelet felé sodródnak (Philander, 1985).

A hő forrását rendszeres légköri mozgások biztosítják a modellezett légkörben, amelyet egyrétegűnek feltételeztek. A modell-légkör zonális kiterjedése 20 000 km, a meridionális kiterjedése pedig 2500 km. A két szélénél 1000 km széles, keverési réteg található, amely olyan mértékben lecsökkenti a mozgásokat, hogy a légkör modellje zonális irányban korlátlanul tekinthető. A modellezett óceán kiterjedése hosszában szintén 20 000 km, mozgásait a Rayleigh-szóródás és a Newton-féle lehülési törvény csökkenti. Északi és déli pereme mentén 600 km széles keverési rétegek gyengítik az ide érkező Kelvin-hullámokat. Az egyensúlyi helyzetben lévő óceáni áramlatok és ezekhez társulva a termoklin réteg áthelyeződései felelősek a szelek változásaiért (Philander, 1985).

A Csendes-óceán nyugati és középső régiójában a nyugati irányú szelek hajtják a keletre tartó tengeráramlatokat, csökkentve a termoklin réteg kiterjedését nyugaton, a középső területeken pedig növelve azt. Ez általában januárban figyelhető meg az ENSO kifejlődése során, és a modellben egy új hőforrás megjelenése szimulálja.

Philander (1985) azzal a feltételezéssel élt, hogy a légkörbe kerülő hő mennyisége nem függ a termoklin réteg vastagságának növekedésétől, de amennyiben csökken a termoklin réteg kiterjedése a Csendes-óceán keleti részében, kisebb lesz az a terület, ahol a légkörbe hő jut. Az El Niño és a La Niña is eltérő paraméterekkel jelennek meg a modellben, de különböző régiókban és különböző feltételek mellett (Philander, 1985).

A modellszimulációk eredményei alapján elmondható, hogy a keletre tartó szelek hajtják a gyorsuló nyugati irányú óceáni áramlatokat, és sekélyebbé teszik a termoklin zónát az Egyenlítő mentén. Az óceáni mozgások a keleties szelekkel vannak szoros összefüggésben, és egy Rossby-hullámot is indítanak a medence keleti partjaitól. Amint a keleties szelek intenzívebbé válnak, erősebb feláramlás indul az óceán mélyebb rétegeiből a keleti partoknál, elindítva ezzel az ENSO jellegű instabilitást. Ez az instabilitás ugyanígy alakulna ki akkor is, ha a megerősödő keleties szelek az óceán nyugati felén jelennének meg. Ekkor egy keletre tartó Kelvin-hullám terjedne ki, amely csökkentené a termoklin zóna mélységét a keleti peremhez érve, beindítva ezzel az instabilitást (Philander, 1985).

A Csendes-óceán keleti térségében a legkedvezőbb időpont az instabilitás kialakulására az év első néhány hónapja, amikor az ITCZ a legdélebbre húzódik, és a tengerfelszín hőmérséklete eléri az évszakos maximumát. A nyugati térségben az El Niño április-május környékén jelentkezik, abban az időszakban, amikor az ITCZ a déli félgömből az északira lép át. Rendkívül szabályos módon december és a következő év januárja körül tér vissza az ITCZ a déli félgömbre, még az El Niño fázis idején is. Ez a mozgás összefügg a keleties szelek erősödésével, ami kihat az óceán nyugati medencéjének vízszintemelkedésére. Végeredményképpen ez a folyamat állítja le az El Niño-t, és indítja be a La Niña időszakot (Philander, 1985).

Philander kitűzött célja, azaz hogy megmagyarázza a La Niña kialakulását egy El Niño esemény után, megvalósult. Arra azonban nem tudott választ adni e modellel, hogy milyen kényszer befolyásolja a meleg és hideg időszakok váltakozásának gyakoriságát.

8. Rennick és Haney modellje

Ebben a fejezetben M. A. Rennick és R. L. Haney 1986-ban megjelent munkája kerül tárgyalásra. Tanulmányukban két modell eredményeit vizsgálják meg és hasonlítják össze. Mindkét modell az egyenlítői óceán-légkör kapcsolatot írja le. A légkör fűtését a tengerfelszín hőmérsékleti anomáliájával (továbbiakban T -vel jelölve) arányosnak tekintették. Az egyik modellben T a termoklin réteg mélységének anomáliájával arányos, ahogy azt már Lau (1981) is feltételezte. A második modellben egy szabálytalan zonális óceáni advekción állítja elő T -t. Mindkét esetben megjelenik a légkörben az átlagos zonális szél (Rennick and Haney, 1986).

A rendszert úgy alakították ki, hogy a kölcsönhatások csupán a légkör Kelvin-hullám jellegű zavarai és az óceán között jelenjenek meg, méghozzá oly módon, hogy a sebesség meridionális komponense eltűnjön. Ez a kikötés leszűkíti a megoldások túlzott általánosságát (Rennick and Haney, 1986).

A korábbi óceáni modellek is bebizonyították, hogy válaszul az ENSO jellegű hatásokra, az óceán egy keletre haladó Kelvin-hullám formájában reagál (McCreary, 1976).

Annak, hogy a modellben egyedül csatolt Kelvin-hullámok megjelenését feltételezik, az az előnye, hogy egy sima analitikus megoldást eredményez, amely egyúttal a csatolt rendszer érzékenységét is mutatja. 3 légkört és 3 óceánt leíró egyenlet alkotja a modellt, köztük a csatolást egy Q fűtési tag, valamint egy S felszíni szélnyírás tag biztosítja. A rendszer túlhatározott, mivel a hosszúsági körökkel megegyező irányú tagok változásai elhanyagoltak, ezért a modell csak bizonyos Q és S mellett ad megoldást. A problémát az jelenti, hogy Q – ami a légkörre hat – egy óceáni mennyiséggel arányos, míg S – amely az óceánban hat – egy légköri mennyiséggel mutat arányosságot. A csatolás fizikai alapja hasonló ahhoz, amely Lau (1981) modelljében is szerepel: ott feltételez fűtőhatást, ahol a tengerfelszín-hőmérséklet a normális érték felett van, így tehát Q arányos T -vel. Egy óceánra vonatkozó termodinamikai egyenlettel kellett kiegészíteni a pusztán dinamikai rendszert azért, hogy T kiszámítható legyen (Rennick and Haney, 1986).

A munka legfontosabb eredménye az volt, hogy a modellben alkalmazott csatolás az óceán és a légkör között mindkét modellváltozat esetében nagy hatással volt magukra a modelleredményekre. Ezek azt sugallják, hogy a rendszerben fejlődő zavar

érzékeny a valódi folyamatra, amely által T kialakul. Később látni fogjuk, hogy Hirst (1986) saját munkájában is hasonló következtetéseket vont le.

Az eredmények szerint a rendszerben az instabil mód stabilitása és maximumának növekedési mértéke érzékenyek a Kelvin-hullámok sebességi értékeire, valamint a zonális átlag szélesség értékeire. Ezen sebességi értékek leginkább reális értékei nem egyeznek meg azokkal a mennyiségekkel, amelyek a maximum növekedéséhez szükségesek. Emiatt lehetséges egy olyan folyamat kialakulása, amely magyarázhatja az ENSO szabálytalan megjelenését. A megoldások nagyban függenek attól a kitéltől, hogy a meridionális mozgások elhanyagoltak a modellben, emellett a modellezett óceánnak hosszanti irányban nincs határa. Ezek a feltételek leszűkítik a modell alkalmazhatóságát az óceán-légkör csatolt rendszerben egy ENSO jellegű zavar kialakulásának csupán a kezdetére (Rennick and Haney, 1986).

A két kutató elismerte, hogy modelljük nagymértékben idealizált. Ahhoz túl egyszerű, hogy az El Niño jelenségét modellezni lehessen vele, de egy összetettebb modell kidolgozásához jó kiindulási alapot jelenthet.

9. Hirst modelljei

Utolsó előttiként A. C. Hirst modelljeivel foglalkozom. Munkájának érdekessége, hogy ő nem saját modellt dolgozott ki, hanem több, már korábban elkészített modellre támaszkodott. Egy-egy alapvető tulajdonságukat emelte ki, és ezeket alkalmazta egy általános felépítésű modellre. Ezeket a modelleket többek között Philander et al. (1984), Rennick (1983) valamint Anderson és McCreary (1985a) munkáiból vette. Az volt a célja, hogy e modellekben megvizsgálja az ún. szabad egyenlítői állapotok viselkedését. Szerinte ez által értelmezhetőbbé válnak a kialakuló zavarok, és érthetőbbé válnak a termodinamikai leírások, amelyeket az óceánra alkalmaztak a különböző esetekben.

Az első modellben lokális termikus egyensúly áll fenn (Philander, 1984). A második modellben az egyedüli megengedett termikus folyamat a hőmérsékleti advekción (Rennick, 1983). A harmadik modell tartalmazza a hőmérsékleti advekciót, a lokális termikus folyamatok paraméterezését, valamint az első és a második modellt is, mint szélsőértékeket. Végül a negyedik modell csupán a lokális termikus folyamatokat foglalja magába, ez Anderson és McCreary (1985a) határolatlan modelljének linearizált változata. Mindegyik modell légköri és óceáni mozgásait a lineáris sekélyvíz-egyenletek hajtják. Az eredmények által érthetőbbé válnak az instabilitások a csatolt modellekben, valamint az is, hogyan reagál a modell a paraméterek változtatására (Hirst, 1986).

A csatolt modell egy baroklin légkörből és egy óceáni keveredési rétegből áll, amelyek között a kapcsolatot a felszín közeli szélnyírás és a tengerfelszín hőmérséklet megváltozásaiból adódó légköri fűtés teremti meg. Az alap óceáni modell egy kevert felső rétegből, valamint egy alatta húzódó mély, hideg, majdnem teljesen mozdulatlan rétegből áll. Egy elenyészően vékony termoklin réteg választja el a két részt egymástól. A keveredési rétegben a mozgások és a hőmérséklet állandóak a mélység változásával. A zonális hőmérsékleti advekciót kivéve minden más advekciót elhanyagoltnak vett Hirst (1986) a vizsgálataiban során, és követte a korábbi modellek kidolgozóit abban a tekintetben, hogy a szél perturbációinak a tengerfelszíni fűtésre, valamint a légbeszívásra gyakorolt hatását elhanyagolta.

Hirst (1986) munkája feltárja azt, hogy az óceán termodinamikai leírásának és a légkör fűtő hatásának eloszlása nagy befolyással van a modell határfeltételektől függő viselkedésére. Mivel a modellek meglehetősen egyszerűek, ezért a valós helyzetekre

való alkalmazásuk korlátozott. Ennek oka például az, hogy a hosszanti irányban állandó értékűnek megkövetelt együtthatók a valóságban zonálisan változtatják értéküket. Az is további problémát okoz, hogy az óceáni medencét határtalannak tekintjük, holott a valóságban kialakuló zavarokra jelentős hatással van az óceáni medence pereme. A korlátozott alkalmazhatóság harmadik oka az, hogy a valóságban nemlineáris folyamatok befolyásolják a megjelenő zavarokat: főként a tengerfelszín hőmérséklet anomáliáinak kialakulása, valamint a légkör fűtése és a tengerfelszín hőmérséklete között fennálló kapcsolat. Végül a tengerfelszín hőmérséklete függ a szél sebességétől, ami a modellben elhanyagolt. A modell és a valóság közötti sokféle eltérés ellenére is hasznos tudományos információkhoz vezet az összehasonlító elemzés (Hirst, 1986).

Hirst modellszimulációinak eredményei azt mutatják, hogy a meghatározott éghajlati alapállapotok nem engednek meg olyan instabilitásokat, amelyek az ENSO kialakulásához vezethetnének. Az ENSO időszakok viszonylag szabálytalanul, átlagosan kb. 4 évente léptek fel a modellben, tehát az aktuális éghajlati viszonyok mellékesnek tekinthetők az ENSO szempontjából. Az esetlegesen instabilitáshoz vezető alapállapotok ritkán fordulnak elő, általában több év alatt is csak egyszer-egyszer (Rennick and Haney, 1985).

Hirst (1986) futtatásainak eredményei azt is mutatják, hogy a Csendes-óceán keleti régiója nem lehetne az ENSO kialakulásának egyetlen területe. A vizsgált modellek közül a harmadik modell instabil állapota az, amely az ENSO kifejlődését a legjobban példázza, mivel vagy lassan terjed, vagy az eredeti helyzetben fejlődik – a hullámhossztól és a termikus együtthatóktól függően. A korábbiakban már felismerték, hogy a tengerfelszín hőmérsékleti anomáliájának kezdeti kialakulását a rendellenesen terjedő óceáni áramlatok és szelek miatt fellépő hőmérsékleti advekciónak okozta az 1982-83 során lezajlott ENSO esetén (Harrison and Schopf, 1984). Ehhez hasonlóan a harmadik modell instabil verziója által szimulált tengerfelszín-hőmérsékleti perturbációk is a szabálytalan tengeráramlatok miatt fellépő hőmérsékleti advekciónak eredményei (Hirst, 1986).

Az instabil mód néhány tulajdonsága megfelel az 1982-83-as ENSO idején megfigyelt anomáliáknak: a legnagyobb perturbáció a tengerfelszín hőmérsékletben és a zonális szélben egyaránt az Egyenlítő felett alakult ki, továbbá a keleti irányú szelek maximális perturbációja ettől nyugatabbra helyezkedett el, habár a zavarok a modellben közelebb jelennek meg az Egyenlítőhöz, mint a valóságban megfigyelt anomáliák (Hirst, 1986).

Az eredményekből látható, hogy a csatolt óceán-légkör modellekben az állapotok nagyban függnék a tengerfelszín hőmérsékletétől és a látens hőtől. Sokféle modell parametrizáció mellett alakult ki instabilitás, de a végeredmény érzékenyen reagál a paraméterek változtatására. Ha ezek az értékek megfelelően kerülnek beállításra, akkor akár sikeresen modellezhető az ENSO jelensége Hirst (1986) elemzése alapján.

10. Zebiak és Cane modellje

Dolgozatomban olyan modellekkel foglalkozom, amelyek az El Niño Déli Oszcilláció szimulálására készültek, vagy a kialakulásához hozzájáruló folyamatokat elemzik. Ezen modellek között elengedhetetlen S. E. Zebiak és M. A. Cane 1987-ben elkészült munkájának áttekintése, mivel ez az első olyan modell, ami kellően valóságosan írja le a jelenséget.

Zebiak és Cane (1987) több kérdést is szerettek volna megválaszolni, amelyekre a korábbi elemzések még nem tudtak magyarázatot találni: miért több, mint egy év az El Niño időtartama; mi határozza meg a 3-4 éves periódusidőt, és minek köszönhető a szabályosabb éves periodikusság hiánya; mi magyarázhatja az ENSO anomáliáinak jellemző tér- és időbeli alakulását.

Az általuk használt csatolt modellnek a légkörben és az óceán termodinamikailag aktív felszíni rétegében zajló nedvesség-visszacsatolási folyamat is része lett. A légkör dinamikáját leíró egyenletek sekélyvíz-egyenletek és a Rayleigh-szóródás, valamint a Newton-féle lehülési törvény által a lineáris szóródás is megjelenik. A körforgást egy, a hőmérsékletben megjelenő anomália biztosítja, amely részben a tengerfelszíni hőmérsékletben kialakuló különbségektől, részben az alacsony szintű nedvességi konvergenciától függ (Zebiak and Cane, 1987).

A modell-óceán egy téglalap alakú medence. Egy sekély, állandó 50 m vastagságú súrlódásos réteget hozzáadtak a modellhez, amely a felszíni, szél által meghajtott áramlatokat szimulálja. A felszíni réteg nyomási gradiense a termoklin réteg mélységével változik. Ez a feltételezés elhanyagolja a csupán a felszíni rétegben kialakuló hőmérsékletkülönbségeket. A felszíni áramlatokat hajtó szelek havi átlagban jelennek meg a modellben, az áramlatokat pedig később az anomália-számításoknál pontosították (Zebiak and Cane, 1987).

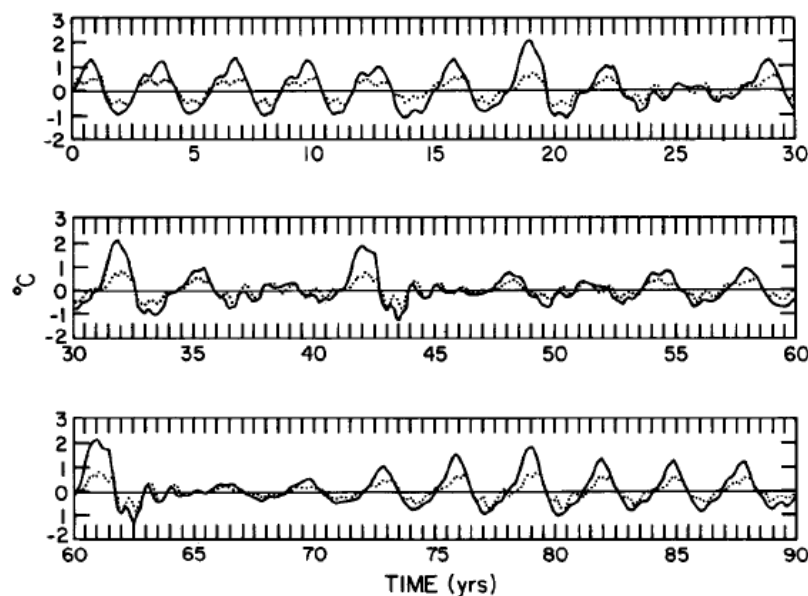
A felszíni hőáram feltételezett anomáliája arányos a lokális tengerfelszín-hőmérsékleti anomáliával, és mindig olyan irányú, hogy a hőmérsékleti mezőt az átlagos helyzetre igyekszik kiegyenlíteni. Ez a parametrizáció túlzottan leegyszerűsített és bizonyos régiókban helytelen is.

A felszín alatti réteg hőmérsékleti különbségeit a modell paraméterezi azáltal, hogy a termoklin réteg vertikális hőmérsékleti profilja rögzített, és ezt a profilt mozdították el a termoklin réteg mélységével felfelé és lefelé. Ez a közelítés – amely a hosszúsági köröktől és az évszaktól is függ – csak hozzávetőlegesen jeleníti meg a

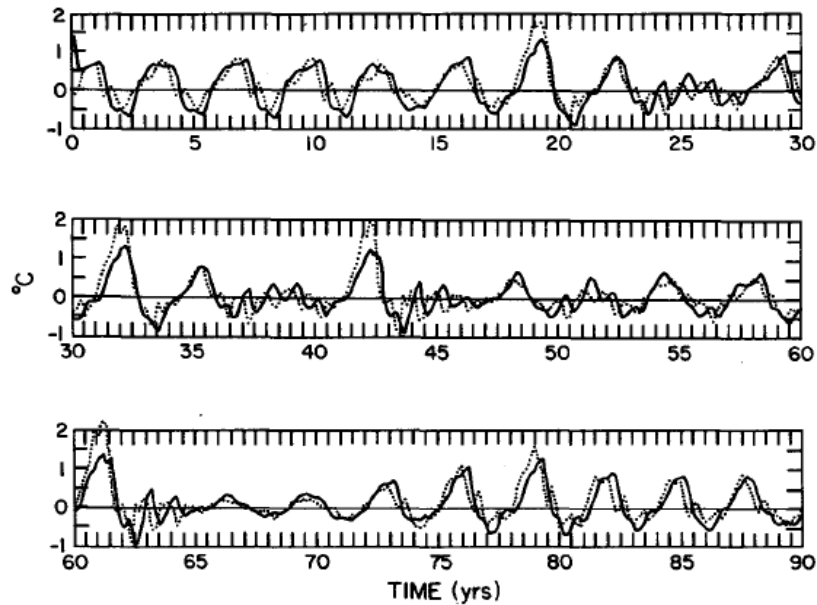
valóságban megfigyelt hőmérsékleti változásokat az alsóbb rétegekben (Zebiak and Cane, 1987).

A csatolás a légkör és az óceán között azáltal valósul meg, hogy a modell óceáni komponense a felszínközeli szelektől kapja energiáját, időlépcsője 10 nap. A légkör modelljét korábban lefuttatták a havi tengerfelszín-hőmérséklet anomáliáinak átlagával, így szimulálva a szelek szabálytalanságának átlagát havonként. A szélmezőnek szintén tíznapos lefutásúnak kell lennie.

A csatolt modellt 90 éves időtartamra futtatták. A meglepő eredményt az jelentette, hogy a meleg időszakok újra és újra visszatértek 3-4 évente, pusztán a rendszer saját magában zajló kölcsönhatásai miatt. Az oszcilláció némely esetben teljesen szabályosnak mutatkozott, egyforma amplitúdókkal és szerkezeti felépítéssel, de néhány esetben a melegebb El Niño események szabálytalanul jelentek meg, eltérő kilengésekkel és térbeli kihagyásokkal. A meleg időszakok általában júniusban, vagy az év vége felé jelentkeztek, és 14-18 hónapig tartottak. A legnagyobb hőmérsékleti kilengés meghaladta esetenként a 2 °C-ot, keleten elérte a 3 °C-ot is, és általában decemberben jelentkezett. A maximum értékeket minden esetben az óceán keleti részén figyelték meg, és az amplitúdók nyugat felé csökkentek. Az anomáliák elsőként szintén keleten jelentkeztek, az óceán középső régióiban csak ezek után (Zebiak and Cane, 1987).



2. ábra: Tengerfelszín-hőmérsékleti anomáliák (°C) területi átlaga 90 éves lefutású modellszimulációban. A folytonos vonal az 5°N-5°S, 90°-150°W régióra, a szaggatott vonal az 5°N-5°S, 150°W-160°E területre vonatkozik. (Forrás: Zebiak and Cane, 1987)



3. ábra: Szélsebesség-anomáliák (m/s) területi átlaga 90 éves lefutású modellszimulációban. A folytonos vonal az $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$, $135^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$ területre, a szaggatott vonal az $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$, $180^{\circ}-140^{\circ}\text{W}$ régióra vonatkozik. (Forrás: Zebiak and Cane, 1987)

Jelentős különbség volt a modellszimulációk eredményei és a megfigyelt jelenségek között, hogy a modellben nem mutatkozott a kezdeti part menti melegedés, amelyet megfigyeltek az óceán középső területein lezajló melegedés előtt. Ettől a hibától eltekintve a modell sikeresen reprodukálta a valóságos eseményláncolatot, ami azt jelzi, hogy a hőmérsékleti mező keleti parthoz közeli része nem játszik kulcsfontosságú szerepet a nagyobb kilengések kialakításában (Zebiak and Cane, 1987).

A modellszimulációból kiemelték egy jelentősebb meleg periódust, amely jól bemutatja azt, amit a valóságban is megfigyeltek. Az ENSO kialakulásának évében, ősszel a tengerfelszín-hőmérséklet és a szélmező anomáliája is erősödni kezdett. Szeptemberre elérte a hőmérséklet maximális anomáliája a 2°C -ot, és a pozitív hőmérsékleti anomália nyugat felé is kiterjedt. A keletre tartó szelek mezőjében egy negatív anomália alakult ki. Decemberben a tengerfelszín hőmérsékletének emelkedése kiterjedt meridionálisan is, ami szintén tükrözi a valóságban lezajló megfigyelt eseményeket. Kb. 2 m/s -mal erősebb szélsebességek alakultak ki a Csendes-óceán térségének középső területein a nyugatra tartó szelekben. Márciusra a hőmérsékleti kilengések csökkentek, főként az óceán keleti térségében. Az átlagoshoz képest nagyon nagy eltérés meg a nyugati irányú szél sebességében a Csendes-óceán középső részén. Júniusban a keleti régió még melegebb vizű lett, habár a hőmérsékleti értékek gyorsan csökkentek. Ezzel egy időben a nyugatra tartó szelek sebességének anomáliája

csökkenni kezdett, a keleti irányú szelek pedig újra erősödni kezdtek. Nyárra véget is ért a meleg El Niño epizód, s mire újra szeptemberhez értek, az Egyenlítő mentén a Csendes-óceán vize keleten és a középső területeken hidegebb lett, a szelek pedig elsősorban meridionális irányúak (Zebiak and Cane, 1987).

Mint láthattuk tehát, a melegebb El Niño epizódok úgy alakulnak ki, hogy a nyugatias szelek felerősödnek a Csendes-óceán térségének középső részén, és a tengerfelszín-hőmérséklet megváltozik, a legnagyobb mértékben keleten, onnan fokozatosan nyugati irányba haladva kisebb mértékben. Átlagos helyzetben keleties passzát szelek fújnak keresztül a Csendes-óceánon. Ez vezet az egyenlítői feláramláshoz keleten, ami nyugaton nagyobb, keleten kisebb mélységű termoklin réteget hoz létre. Emiatt kialakul a tengerfelszín hőmérsékletében egy pozitív anomália, ami keleten a legnagyobb, nyugaton a legkisebb. Erre a légkör válaszként nyugati irányú áramlást indít. Ez a légáram mélyíti keleten a termoklin zónát, elnyomja a feláramlást, és még inkább elősegíti a hőmérséklet szokásostól eltérő módosulását. A visszacsatolás a légkör és az óceán között pozitív, ez segíti elő az anomáliák további növekedését, kialakítva ez által a melegebb periódust (Zebiak and Cane, 1987).

Megvizsgálták a meleg időszak kialakulásának éves ciklusát is. A melegedés a valóságban és a modellszimuláció során is mindig nyáron fejlődött ki, az év végén érte el a maximumát, és a következő év közepén meg is szűnt. A vizsgálat során 4 különböző időpontban (áprilisban, augusztusban, decemberben és a következő év júliusában) kikapcsolták a hőmérséklet emelkedését a modellben, és egy átlagértékre rögzítették. A futtatások eredményeként azt kapták, hogy az éves ciklus nagymértékben befolyásolja az anomáliák kialakulását. A nyári időszak mutatkozott a legkedvezőbb időszaknak a pozitív és negatív kilengések fejlődésének. Megmutatkozott azonban az is ebből a kísérletről, hogy az éves ciklus elnyomásától függetlenül a 3-4 éves periódus idő fennmarad (Zebiak and Cane, 1987).

A csatolt rendszer oszcillációja a nettó egyenlítői hőmennyiség változásától függ. E változás hiányában oszcilláció sincs. Ha a hatás részben el van fojtva, akkor a hideg La Niña és meleg El Niño állapotok közötti átmenet lassabban megy végbe. Ha viszont felerősítjük a hőmennyiség váltakozását, akkor az átmenet is gyorsabban zajlik le (Zebiak and Cane, 1987).

A modellben a szeleket nem határozták meg pontosan, hanem a tengerfelszín hőmérsékleti mezőjéből számították őket. Mivel ezt a hőmérsékleti mezőt a termoklin réteg folyamatai befolyásolják, a szélmező is szoros kapcsolatban van a termoklin

zónával. A köztük fennálló összefüggés nem lineáris, ezért is alakul ki a rendszertelen oszcilláció a teljesen szabályos helyett (Zebiak and Cane, 1987).

Amint láthattuk tehát, Zebiak és Cane munkája sikeresnek bizonyult. Apróbb hibákat természetesen tartalmazott ez a modell is, de a fő célkitűzésnek megfelelt, hiszen a felmerült kérdésekre megadta a válaszokat.

11. Összefoglalás

A dolgozatomban áttekintettem kilenc olyan modellt, amelyek a légkör és az óceán között zajló kölcsönhatásokat vizsgálják. Ezek közül néhány kimondottan az El Niño Déli Oszcillációval foglalkozik, és megpróbálja a kialakulási feltételeit, illetve magát a folyamatot is reprodukálni. Ilyen modellt készített Zebiak és Cane (1987), akik az apróbb hibáktól eltekintve, megfelelő periodikussággal, időtartammal szimulálták az El Niño-t. Találunk köztük olyan modellt is, amely csak példaként említi az ENSO jelenséget. Rennick és Haney (1986) munkája például általánosabban fogalmazza meg a légkör és óceán kölcsönhatásait, melyek közül csak egy maga az El Niño állapot. McCreary és Anderson (1984, 1985a) több éven keresztül folytattak vizsgálatokat a jelenséggel kapcsolatban, így az ő modelljeik közül kettő is bekerült dolgozatomba. Ezek a munkák a meteorológiai modellezés hajnalán készültek el, ezért is volt nagy jelentőségű egy-egy modell sikere. Természetesen a technika fejlődésének köszönhetően elkészültek már az ismertetett modelleknél sokkal pontosabb és helytállóbb munkák is (Wang et al., 2001), melyekhez szintén az itt bemutatott modellek szolgáltattak tudományos alapot.

Irodalomjegyzék

Anderson, D. L. T., McCreary, J. P., 1985b: On the Role of the Indian Ocean in a Coupled Ocean-Atmosphere Model of El Niño and the Southern Oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 2439-2442.

Anderson, D. L. T., McCreary, J. P., 1985a: Slowly Propagating Disturbances in a Coupled Ocean-Atmosphere Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 615-629.

Bartholy J., Geresdi I., Matyasovszky I., Mészáros R., Pongrácz R., 2009: A meteorológia alapjai, II. rész, 118-121.

Bjerknes, J., 1966: A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature, *Tellus*, 18, 820-829.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.

Coelho, C. A. S., Goddard, L., 2009: El Niño-Induced Tropical Droughts in Climate Change Projections, *Journal of Climate*, 22, 6456-6476.

Gill, A. E., 1983: An Estimation of Sea-Level and Surface Current Anomalies During the 1972 El Niño and Consequent Thermal Effects, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 586-606.

Godfrey, J. S., 1975: On Ocean Spindown I: A Linear Experiment, *Journal of Physical Oceanography*, 5, 399-409.

Harrison, D. E., Schopf, P. S., 1984: Kelvin-Wave-Induced Anomalous Advection and the Onset of Surface Warming in El Niño Events, *Monthly Weather Review*, 112, 923-933.

Hirst, A. C., 1986: Unstable and Damped Equatorial Modes in Simple Coupled Ocean-Atmosphere Models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 606-630.

Julian, P. R., Chervin, R. M., 1978: A Study of the Southern Oscillation and Walker Circulation Phenomenon, *Monthly Weather Review*, 106, 1433-1451.

Lau, K., 1980: Oscillations in a Simple Equatorial Climate System, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 248-261.

- McCreary, J.*, 1976: Eastern Tropical Ocean Response to Changing Wind Systems with Application to El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 632-645.
- McCreary, J. P.*, 1983: A Model of Tropical Ocean-Atmosphere Interaction, *Monthly Weather Review*, 111, 370-387.
- McCreary, J. P., Anderson, D. L. T.*, 1984: A Simple Model of El Niño and the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 112, 934-946.
- McWilliams, J. C., Gent, P. R.*, 1978: A Coupled Air and Sea Model for the Tropical Pacific, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 962-989.
- Nobre, C. A.*, 1983: Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation, Ph.D. thesis, M.I.T.
- Pan, Y. H., Oort, A. H.*, 1983: Global Climate Variations Connected With Sea Surface Temperature Anomalies in the Eastern Equatorial Pacific Ocean for the 1948-73 Period, *Monthly Weather Review*, 111, 1244-1258.
- Pavia, E. G., Graef, F.*, 2002: The Recent Rainfall Climatology of the Mediterranean Californias, *Journal of Climate*, 15, 2697-2701.
- Pazan, S. E., Meyers, G.*, 1982: Interannual Fluctuations of the Tropical Pacific Wind Field in the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 110, 587-600.
- Philander, S. G. H.*, 1985: El Niño and La Niña, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 2652-2662.
- Philander, S. G. H., Yagamata, T., Pacanowski, R. C.*, 1984: Unstable Air-Sea Interactions in the Tropics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 604-613.
- Rennick, M. A.*, 1983: A Model of Atmosphere-Ocean Coupling in El Niño, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 15, 2-4.
- Rennick, M. A., Haney, R. L.*, 1986: Stable and Unstable Air-Sea Interactions in the Equatorial Region, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 2937-2943.
- Rowntree, P. R.*, 1979: The Effect of Changes in Ocean Temperature on the Atmosphere, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 3, 373-390.

Wang, G., Kleeman, R., Smith, N., Tseitkin, F., 2001: The BMRC Coupled Circulation Model ENSO Forecast System, Monthly Weather Review, 130, 975-991.

Wyrski, K., 1975: El Niño – The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing, Journal of Physical Oceanography, 5, 572-584.

Zebiak, S. E., Cane, M. A., 1987: A Model El Niño-Southern Oscillation, Monthly Weather Review, 115, 2262-2278.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Pongrácz Ritának, a dolgozatom elkészítésében nyújtott segítségével, értékes tanácsaiért.