

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**Analisi di tre prodotti di stima della
precipitazione sull'East Africa e sull'Africa
Australe**

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Olivia Ferguglia

Correlatore:
Dott.ssa Elsa Cattani

Sessione III
Anno Accademico 2018/2019

Abstract

East Africa (EA) and Southern Africa (SA) are two of the most vulnerable regions of the African continent. During the last decades these areas have experienced an intensification of hydrological hazards, such as floods and droughts which have affected dramatically the population. Keeping historic data records and constantly updating the datasets have then become fundamental best practices in precipitation and hazard monitoring. The development of satellite-based precipitation products counterbalances the scarcity of rain-gauge networks in this area and also the often poor quality of ground data. For this study, three high spatially and temporally resolved satellite-based rainfall products are used in order to study the precipitation in East Africa and Southern Africa, from 1983 to 2017. TAMSAT version 3 is a daily rainfall dataset based on high-resolution thermal-infrared (TIR) observations calibrated with historical rain-gauge estimates. CHIRPS is another TIR-based product calibrated with passive microwave (PMW) observations and bias-corrected with rain-gauge data. MSWEP version 2 is a relatively new global rainfall-product that merges PMW observations, rain-gauge and re-analysis data. These three datasets have been used in direct inter-product comparisons, avoiding the traditional rain-gauge validation. This is done using pairwise comparison statistics at different temporal scales (daily, monthly and seasonally) to evaluate the performance in estimating rainfall amounts and categorical statistics to assess rain-detection capabilities. The analysis was performed for different rainfall categories and over different geographical and climatic regions, dominated by different weather systems. Therefore, the variation in time of some statistical indexes has been evaluated to analyze the stability of the rain-detection performances of each dataset. Some comparable observations between the two study regions come out from the analysis. Among these, the most evident is how complex terrain, such as mountainous or desert regions, represents a challenge for TIR-based satellite products. Moreover, where precipitation is influenced by frontal systems or extra-tropical cyclons, TIR-based products (CHIRPS and TAMSAT3) perform worse. On the other hand, MSWEP shows different features in EA and SA; in the first case it tends to underestimate precipitation compared to the other datasets while in SA it shows comparable performances with CHIRPS.

Sommario

L'East Africa (EA) e l'Africa Australe (SA) sono due tra le regioni più vulnerabili di tutto il continente africano. Negli ultimi decenni hanno assistito ad un'intensificazione degli eventi meteo-idrologici estremi, quali inondazioni e gravissime siccità con conseguenze drammatiche sulla vita delle popolazioni locali. Di fondamentale importanza risulta perciò il monitoraggio della precipitazione, per il quale si richiedono serie storiche di dati di precipitazione giornaliera in costante aggiornamento. Lo sviluppo di prodotti di precipitazione basati su osservazioni da satellite è in grado di sopperire alla penuria di dati e all'inadeguatezza delle stime fornite da stazioni pluviometriche. Per questo studio sono stati utilizzati tre dataset ad alta risoluzione spaziale e di lunga durata per descrivere la precipitazione nelle regioni dell'East Africa e dell'Africa Australe nel periodo 1983-2017: TAMSAT versione 3, è un prodotto basato su osservazioni nell'infrarosso termico (TIR) e calibrato con una climatologia di precipitazione realizzata tramite pluviometri; CHIRPS, anch'esso basato sul TIR ma calibrato con osservazioni nelle microonde (PMW) ed integrato con dati pluviometrici, e MSWEP versione 2, un dataset relativamente nuovo ed ancora poco validato, generato dalla combinazione di dati di rianalisi, pluviometrici ed osservazioni nelle PMW. E' stato quindi realizzato un confronto diretto tra questi dataset satellitari, superando la tradizionale validazione tramite stazioni pluviometriche, al fine di indagarne analogie e differenze sia nell'identificazione dei giorni precipitanti e sia nella stima quantitativa, in base alla topografia del territorio, al clima e al processo meteorologico generante la precipitazione. I confronti sono stati realizzati tramite statistica dicotomica e statistica comparativa a coppie a diverse scale temporali: giornaliera, mensile e stagionale. Inoltre è stato valutato l'andamento temporale di alcuni indici statistici, al fine di analizzare la stabilità nel tempo delle caratteristiche di rilevazione della precipitazione. Alcune delle osservazioni comparative realizzate si rivelano paragonabili nelle due aree di studio; i terreni complessi, ad esempio le regioni montuose o quelle desertiche, rappresentano una grossa sfida per i prodotti satellitari basati sul TIR. Inoltre, alcuni meccanismi di formazione della precipitazione come ad esempio i sistemi frontali o i cicloni extra-tropicali, rappresentano un grosso limite di rilevazione per CHIRPS e TAMSAT3. MSWEP mostra invece comportamenti profondamente diversi nell'EA e nel SA: mentre nel primo caso tende a sottostimare sistematicamente la precipitazione rispetto agli altri due dataset, nel SA mostra un miglior accordo con il prodotto CHIRPS.

Indice

1	Introduzione	1
2	I dataset satellitari di precipitazione	5
2.1	TAMSAT3	5
2.2	CHIRPS	7
2.3	MSWEP v2	10
3	Metodi di indagine	13
3.1	Statistica di validazione	13
3.2	Indici di precipitazione	15
3.3	Divisione del territorio in cluster	16
4	La precipitazione nelle regioni di studio	19
4.1	East Africa	19
4.2	Africa Australe	23
4.3	Studio della precipitazione da dato satellitare	26
4.3.1	East Africa	26
4.3.2	Africa Australe	34
5	Confronto dei dataset	41
5.1	East Africa	41
5.1.1	Cluster analisi	41
5.1.2	Statistica dicotomica	47
5.1.3	Confronto quantitativo	51
5.2	Africa Australe	60
5.2.1	Cluster analisi	60
5.2.2	Statistica dicotomica	64
5.2.3	Confronto quantitativo	68
5.3	Stabilità degli indici statistici	75
5.4	Discussione dei risultati	81
6	Conclusioni	85

Capitolo 1

Introduzione

Il continente africano è uno dei luoghi del mondo più vulnerabili; ospita oltre un miliardo di persone, la maggior parte delle quali vive in regioni semi-aride e fortemente soggette a siccità. Si tratta di un continente economicamente e politicamente instabile, dove buona parte della popolazione vive al di sotto della soglia di povertà e le disuguaglianze sociali rendono precaria la vita di milioni di persone. Inoltre, il costante aumento demografico accompagnato da una distribuzione asimmetrica delle risorse aumenta l'insicurezza alimentare, una delle prime cause di tensioni sociali e migrazioni. Gli effetti del cambiamento climatico sono incredibilmente evidenti in questa regione; modificando la relazione uomo-ambiente influenzano la produzione agricola e contribuiscono all'esasperazione dell'instabilità sociale (Collier et al., 2008; Scheffran and Brauch, 2014).

Negli ultimi anni l'Africa ha assistito ad una serie di eventi climatici estremi che hanno condizionato negativamente la popolazione locale, da estreme siccità a gravi inondazioni. Nel 2015 l'Africa Australe è stata investita da una fortissima siccità, causata da un evento di El Niño ed intensificata dal cambiamento climatico e nel 2011 un forte episodio di siccità in Somalia ha causato la morte per malnutrizione di decine di migliaia di persone e più di 11 milioni di persone nell'East Africa hanno dovuto affrontare gravi carenze alimentari (Tran, 2011). Inoltre, alcuni studi prevedono che l'Africa potrebbe essere il continente più colpito dai cambiamenti climatici, esacerbando in intensità e frequenza gli episodi di siccità (Nicholson et al., 2018*b*).

La precipitazione figura perciò come elemento chiave. Da un lato, un corretto monitoraggio degli eventi di precipitazione estrema consentirebbe di migliorare i sistemi di allerta e quindi attuare per tempo protocolli di riduzione del danno, dall'altro avere una buona conoscenza della climatologia della precipitazione aiuterebbe nella gestione delle colture e nella pianificazione agricola, monitorando gli episodi di siccità e aumentando il livello di sicurezza alimentare dei paesi. A tal fine, risulta necessaria la stima accurata e quotidiana della precipitazione con precise informazioni sulla sua distribuzione spaziale e temporale; avere a disposizione serie temporali lunghe e complete e allo stesso tempo avere accesso a dati istantanei permetterebbe un corretto monitoraggio dell'evoluzione dei rischi idrogeologici consentendo quindi risposte e provvedimenti tempestivi.

Tradizionalmente, le sorgenti primarie di dati per lo studio della precipitazione sono le

stazioni pluviometriche. Tuttavia, esse risultano essere strumenti molto spesso inadeguati a causa della loro disomogeneità sul territorio. In Africa in particolare, il numero di stazioni pluviometriche è molto ridotto o comunque limitato ad alcuni stati, inoltre la scarsa manutenzione di alcune di esse non garantisce la totale affidabilità dei dati o la continuità di funzionamento delle stazioni (Dinku et al., 2018). Questo problema è inoltre aggravato dall'elevata variabilità spaziale della precipitazione in molte regioni dell'Africa, rendendo il dato prodotto dal pluviometro rappresentativo per pochi chilometri attorno alla stazione (Maidment et al., 2017).

Tali limitazioni associate ai dati pluviometrici hanno aumentato l'importanza di sviluppare sistemi di misura della precipitazione basate su osservazioni satellitari. I prodotti satellitari hanno il vantaggio di fornire una copertura spaziale completa ed avere maggiore continuità temporale; molti di essi sono in grado di fornire dataset storici (più di 30 anni di dati) di precipitazione giornaliera aggiornati in tempo reale o quasi.

La tesi di laurea si inserisce in questo contesto; utilizzando dati da satellite si è voluto realizzare uno studio climatologico della precipitazione in due regioni del continente africano, l'East Africa e l'Africa Australe per il periodo 1983-2017. L'obiettivo principale consiste nel confrontare le stime di precipitazione generate dai diversi prodotti satellitari e validarne il comportamento in base alla topografia e al clima della regione presa in esame. Si è analizzato come variano le prestazioni dei dataset in base al meccanismo di formazione della precipitazione al fine di valutare quali fossero le limitazioni e quali i vantaggi nell'utilizzo di un dato prodotto rispetto ad un altro.

Per questo studio sono stati utilizzati tre dataset satellitari a scala giornaliera e con risoluzione spaziale di 0.25° di latitudine e longitudine: TAMSAT3, basato su osservazioni nell'infrarosso termico (TIR) e calibrato con una climatologia di precipitazione realizzata tramite pluviometri; CHIRPS, anch'esso basato sul TIR calibrato con osservazioni nelle microonde (PMW) e integrato con dati pluviometrici; MSWEP, una sovrapposizione di dati di rianalisi, pluviometrici ed osservazioni nelle PMW. Le ragioni della scelta derivano prima di tutto dal fatto che ciascun prodotto si basa su un meccanismo di rilevazione della precipitazione diverso; è così possibile confrontare i metodi e valutare quale risulta più affidabile in base alla topografia ed al sistema meteorologico generante la precipitazione. Entrando nello specifico, TAMSAT è un prodotto sviluppato prevalentemente per il monitoraggio delle siccità in Africa, fenomeno che come descritto è molto frequente e molto impattante per le regioni prese in esame; allo stesso modo CHIRPS è stato sviluppato per l'osservazione e lo studio degli eventi estremi in particolar modo nelle regioni topograficamente complesse. MSWEP è invece un prodotto satellitare relativamente nuovo, la seconda versione è stata rilasciata nel 2018, che incorpora diverse tecniche di rilevazione della precipitazione; sebbene sia stato validato a livello globale (Beck et al., 2017 *a,b*, 2019), esistono pochissimi studi che verificano la sua applicazione sul continente africano (Awange et al., 2019).

Al contrario di quanto realizzato negli altri studi di validazione dei prodotti satellitari, per questa tesi i dataset non vengono confrontati con i dati prodotti da stazioni pluviometriche a terra. Come descritto in precedenza, le stime di precipitazione realizzate con pluviometri sul continente africano sono affette da diversi errori e limitazioni, lega-

ti all'insufficiente e disomogenea distribuzione sul territorio delle stazioni ed anche alla stessa qualità del dato; non è perciò così comprovato che le misure pluviometriche corrispondano realmente al dato più veritiero, sulle quali basare la validazione dei dataset satellitari. Inoltre, un secondo problema è legato all'indipendenza dei dati: molti prodotti satellitari incorporano nel loro algoritmo stime provenienti da stazioni pluviometriche a terra che molto spesso coincidono con quelle stesse che dovrebbero fungere da metro di paragone per realizzare la validazione. Il confronto non si realizza perciò tra dati tra loro indipendenti producendo risultati non sempre significativi. Inoltre, è documentato che il numero delle stazioni attive sul territorio sta diminuendo con il tempo, fattore che rendere la validazione ancor meno affidabile. Si è deciso perciò di confrontare direttamente ciascun prodotto con gli altri ottenendo pertanto un'analisi comparativa volta a rilevare somiglianze e differenze di comportamento fra di loro.

Come precedentemente notato, l'East Africa e l'Africa Australe sono tra le regioni più vulnerabili del continente africano, le più soggette a siccità ed eventi estremi e le più interessate dal *climate change*; sono regioni in cui la necessità di dati affidabili per il monitoraggio della precipitazione assume fondamentale importanza. Numerosi studi hanno avuto al centro la validazione dei prodotti TAMSAT e CHIRPS nella regione dell'East Africa, tra questi Funk et al. (2015); Cattani et al. (2016, 2018); Dinku et al. (2018); Ayugi et al. (2019): essendo un territorio dalla topografia molto complessa, consente di valutare le caratteristiche di rilevazione della precipitazione dei diversi dataset in base al clima, alla conformazione del territorio e alla natura della precipitazione che in questa zona si contraddistinguono per l'elevata variabilità spaziale. L'Africa Australe è stata meno oggetto di tali validazioni (Toté et al., 2015; Seyama et al., 2019; Awange et al., 2019) ma il suo studio permette di analizzare i comportamenti dei dataset in presenza di precipitazione generata in special modo da sistemi frontali o comunque fortemente influenzata dalla presenza dell'oceano.

Ciò che è stato realizzato in questi tesi consiste in buona sostanza nella creazione di un metodo di confronto diretto dei dataset satellitari che ha come fine l'indagare ogni dettaglio del loro comportamento, dalla capacità di identificare gli stessi giorni come precipitanti, alla stima quantitativa della precipitazione a scala giornaliera, mensile e stagionale. Le analisi statistiche sono state volte a mettere in luce analogie e differenze dei dataset, esplorarne le cause e valutarne la stabilità nel tempo.

Capitolo 2

I dataset satellitari di precipitazione

Per questo studio vengono utilizzati tre dataset satellitari di precipitazione cumulata giornaliera, TAMSAT3, CHIRPS e MSWEP, rimappati alla risoluzione spaziale di 0.25° in latitudine e longitudine. Nelle sezioni seguenti si descrivono con più dettaglio le caratteristiche dei prodotti satellitari, dall’algoritmo di formazione ai principali utilizzi. Ci si riferisce a dataset ad alta risoluzione spaziale, di lunga durata perché lo studio si inserisce in un percorso più ampio di valutazione della climatologia e variabilità della pioggia in Africa e ci si è voluti quindi indirizzare verso prodotti di comprovato impiego in ambito africano. Queste ragioni hanno indirizzato verso due dataset basati sul TIR (TAMSAT e CHIRPS), che sebbene abbiano alcuni svantaggi offrono la maggiore lunghezza in termini temporali, e verso un altro dataset (MSWEP) altrettanto lungo che sfrutta un approccio completamente diverso integrando le stime di precipitazione da TIR con stime di prodotti alle microonde, rianalisi e misure provenienti da stazioni a terra.

2.1 TAMSAT3

Il Tropical Application of Meteorology using SATellite and ground based observation (TAMSAT), è un dataset di precipitazione basato sulla mappatura degli scenari analizzati nell’infrarosso termico (TIR) ottenuti da sensori a bordo di piattaforme geostazionarie; esso fornisce una stima giornaliera della precipitazione dal 1983 ad oggi su tutto il continente africano con una risoluzione spaziale di 4km. Sviluppato dall’Università di Reading nel 1977, TAMSAT è strumento utile tanto per il monitoraggio degli eventi estremi idrologici, in virtù dell’emissione ogni cinque giorni di nuove stime di precipitazione, quanto per la valutazione della variabilità a lungo termine della precipitazione vista la durata quasi quarantennale del dataset. Grazie alla fine scala spazio-temporale può essere utilizzato in supporto all’agricoltura per la pianificazione delle colture, per una corretta gestione delle risorse idriche o anche al fine di migliorare le tempistiche di allarme per siccità o carestie.

L’algoritmo (Maidment et al., 2014, 2017) su cui si basa la stima della precipitazione di TAMSAT viene definito *cloud-indexing*: come proxy della precipitazione viene uti-

lizzato il *Cold Cloud Duration* (CCD), ossia la durata in cui il top della nube si trova a temperature inferiori di una certa soglia, al di sotto della quale il sistema nuvoloso è identificato come precipitante. I dati che vengono utilizzati come input per l'algoritmo sono due: le temperature di brillanza nel TIR misurate dai sensori a bordo delle piattaforme METEOSAT di prima e seconda generazione (MFG e MSG) fornite dall'European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), e le misure di precipitazione ottenute mediante reti di stazioni pluviometriche.

Le mappe di temperatura di brillanza nel TIR sono acquisite ogni 15 minuti dal luglio 2006 tramite i satelliti MSG, ogni 30 minuti prima di questa data con la prima generazione di satelliti Meteosat; grazie a questi brevi tempi di acquisizione è possibile seguire lo sviluppo di sistemi nuvolosi in rapida evoluzione come ad esempio le tempeste convettive.

La peculiarità di TAMSAT è che i dati da terra sono utilizzati solo per la calibrazione che è climatologica e locale, cioè variabile spazialmente e mensilmente per cogliere le variazioni geografiche e temporali della precipitazione, senza aggiornamenti anno per anno. Ciò elimina l'esigenza di riferirsi ad un dataset pluviometrico acquisito in tempo reale a beneficio di un dataset storico. Tale approccio risulta particolarmente adatto al continente africano, dove la densità e disponibilità in tempo reale delle misure di precipitazione da stazioni al suolo variano da zona a zona con conseguenti effetti negativi sulla stima da satellite della precipitazione.

La calibrazione è la fase più importante di tutto il processo di produzione del dataset e può essere sintetizzata in due fasi: la prima fase è necessaria per la distinzione delle regioni precipitanti da quelle non-precipitanti mentre la seconda è essenziale per la valutazione quantitativa della precipitazione.

Nel primo step, il CCD giornaliero viene calcolato per diverse temperature di soglia comprese tra -30°C e -60°C e successivamente cumulato su cinque (TAMSAT3) o dieci giorni (TAMSAT2). Per ogni valore di temperatura di soglia è calcolata una tabella di contingenza, incrociando per ogni pixel i valori di CCD con l'occorrenza di precipitazione individuata dai corrispondenti dati pluviometrici. La temperatura di soglia ottimale è quella che corrisponde ad una massimizzazione dei casi corretti positivi e negativi.

Una caratteristica di TAMSAT è che la temperatura di soglia scelta non corrisponde ad un unico valore fisso ma varia sia spazialmente sia mensilmente; nella versione 2, la variabilità spaziale era individuata sulla base di macro aree climatologicamente simili mentre per la versione 3, la temperatura di soglia varia con una risoluzione spaziale di 1° .

La seconda fase della calibrazione permette di calcolare i coefficienti delle relazioni lineari tra CCD e precipitazione. Per ogni cella di $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ e per ogni mese, i coefficienti sono calcolati tramite regressione lineare tra le coppie CCD-pioggia da pluviometri con valori di CCD non nulli. Questo permette di tenere conto della forte variabilità spaziale e stagionale climatologica sul continente africano.

Infine, completata la calibrazione e utilizzando i valori di temperatura di soglia, a_0 e a_1 pertinenti alla cella in esame e al mese corrente, il valore della precipitazione si ricava

con la seguente formula:

$$rain_{timestep} = \begin{cases} a_0 + a_1 CCD_{timestep} & CCD > 0 \\ 0 & CCD = 0 \end{cases} \quad (2.1)$$

dove il timestep può essere cinque o dieci giorni dipendendo dalla versione di TAMSAT lineare.

L'ultimo passaggio è il downscaling a scala temporale giornaliera: la stima di precipitazione giornaliera viene calcolata in proporzione al CCD giornaliero e rispetto al CCD totale calcolato su cinque o dieci giorni, secondo quanto riportati nell'equazione seguente:

$$rain_{daily} = \frac{rain_{timestep}}{CCD_{timestep}} CCD_{daily} \quad (2.2)$$

TAMSAT fornisce una serie temporale giornaliera di precipitazione dal 1983 ma con dei dati mancanti; un giorno è considerato mancante è privo di dati satellitari nel TIR per più di sei ore consecutive, mentre un gruppo di cinque (dieci) giorni è considerato mancante se ne manca più di uno (due). Nonostante negli anni '80 e '90 ci siano stati diversi giorni mancanti, entrambe le versioni di TAMSAT sono da considerarsi abbastanza complete. I dati mancanti sono stati sostituiti con le medie climatologiche giornaliere ottenute dalle serie temporali di dati TAMSAT prima di utilizzare il dataset per lo studio.

TAMSAT3, come gli altri prodotti satellitari basati sul TIR, riporta alcune limitazioni nella stima della precipitazione rispetto all'utilizzo di dataset basati sulle microonde. Genericamente, i prodotti satellitari basati sul TIR tendono a sottostimare la precipitazione sulle regioni montuose e su quelle costiere dal momento che la maggior parte della pioggia proviene da nubi calde, il cui top non scende al di sotto della temperatura di soglia utilizzata dagli algoritmi di questi dataset per l'identificazione dei sistema precipitante. D'altra parte, tali prodotti satellitari sono anche frequentemente associati ad una sovrastima sistematica della precipitazione nelle regioni desertiche a causa della forte evaporazione (Dinku et al., 2018).

Inoltre, come riportato da Maidment et al. (2017), TAMSAT3 risulta poco efficace nella rilevazione delle variazioni nella quantità di precipitazione, soprattutto si rivela poco idoneo nella stima di precipitazioni abbondanti e concentrate in piccoli intervalli temporali (ad esempio per le piogge pluviali); al contrario, è particolarmente indicato per la stima dei periodi siccitosi.

2.2 CHIRPS

Il Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations (CHIRPS), è un dataset di precipitazione con copertura quasi-globale (50°S-50°N, solo su terra) ad alta risoluzione spaziale (0.05°) e disponibile a scala temporale giornaliera, su cinque giorni e mensile dal 1981 ai giorni correnti.

Sviluppato per fornire supporto alle attività della United States Agency for International Development Famine Early Warning System Network (FEWS NET), è anch'esso un

prodotto di precipitazione basato sulle osservazioni nel TIR da sensori satellitari geostazionari che sfrutta un approccio di tipo *cloud indexing*; è pensato in particolare per lo studio di eventi estremi legati alla precipitazione, dalle siccità alle inondazioni, e per lo studio dei trend climatici con un'attenzione specifica alle regioni topograficamente complesse.

Come precedentemente descritto per il dataset TAMSAT, l'algoritmo di CHIRPS si basa sulla relazione diretta tra CCD e la precipitazione al suolo ma presenta delle significative differenze soprattutto per quanto riguarda il trattamento dei dati di precipitazione registrati a terra attraverso pluviometri.

Una descrizione dettagliata del funzionamento dell'algoritmo di CHIRPS è fornita da Funk et al. (2015) e da Dinku et al. (2018). L'algoritmo del CHIRPS prevede la produzione di tre diverse componenti: Climate Hazards group Precipitation climatology (CHPClim), un dataset climatologico di precipitazione globale con risoluzione spaziale di 0.05° e a scala temporale mensile basato sulle misure da terra attraverso i pluviometri, stime di precipitazione da satellite nelle microonde, medie mensili di temperature di brillanza nel TIR da sensori geostazionari e stime della temperatura superficiale del suolo; il prodotto di stima della precipitazione basato sui soli dati da satelliti geostazionari Climate Hazards group Infrared Precipitation (CHIRP) e la fusione di quest'ultimo con dati da pluviometri (CHIRPS).

L'algoritmo per la creazione di CHIRPS prevede i seguenti passaggi:

1. Per prima cosa è necessario derivare le stime di precipitazione basate sulle osservazioni nel TIR (IRP). Con un approccio simile a quello descritto per TAMSAT (sezione 2.1), le stime IRP si ottengono mediante relazioni lineari tra i valori di CCD e la precipitazione. Tuttavia la calibrazione dell'algoritmo avviene mediante regressione lineare tra i valori di CCD cumulati su cinque giorni nel periodo 2000-2013 e le corrispondenti stime di precipitazione provenienti dal prodotto satellitare Tropical Measuring Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) 3B42. Inoltre, a differenza di quanto descritto per TAMSAT, la temperatura di soglia scelta per determinare i CCD in questo caso è fissa ed è assunta pari a 273K.
2. In secondo luogo, le stime IRP vengono convertite in anomalie percentuali dividendo il valore di precipitazione di ogni pixel per la media temporale del periodo 1981-2013; l'anomalia viene poi moltiplicata per il dataset climatico CHPClim creando così un campo di precipitazione a risoluzione spaziale 0.05° . In questo modo, il CCD viene utilizzato per stimare di quanto il dato si discosta dalla media climatologica fornita da CHPClim, in modo da ridurre il bias sistematico di CHIRP. Nel caso le stime CHIRP non possano essere ottenute per mancanza di osservazioni satellitari nel TIR (primi anni '80 del data set), esse sono sostituite da anomalie percentuali calcolate mediante dati di rianalisi provenienti dal Coupled Forecast System (CFS) versione 2.
3. Lo step successivo prevede il merging di CHIRP con dati di precipitazione forniti da stazioni a terra. Vengono utilizzati diversi dataset, sia da archivi pubblici che

privati: il dataset mensile Global Historical Climate Network versione 2 (GHCN), il dataset giornaliero Global Historical Climate Network, il Global Summary Of the Day (GSOD) e il dataset giornaliero del Global Telecommunication System (GTS) fornito dal NOAA Climate Prediction Center (CPC). Inoltre, per alcune regioni più problematiche o per il numero di stazioni a terra disponibili o per la conformazione geografica della zona, vengono utilizzati dataset aggiuntivi, ad esempio è il caso dell'America Centrale o dell'East Africa.

Si descrive ora con maggiore dettaglio il procedimento per realizzare il merging tra CHIRP e i dataset di precipitazione da stazioni. Si tratta di un algoritmo basato sulla media del dato CHIRP con stazioni a terra pesata sull'inverso della distanza di correlazione.

Il primo passo prevede il calcolo della distanza di decorrelazione, ovvero la distanza a cui la correlazione stimata punto a punto è nulla. Per ottenere tali distanze, le serie temporali di dati CHIRP sono usate per calcolare il valor medio della correlazione ad una distanza di 1.5° per ciascun punto di griglia.

Successivamente, per ogni pixel vengono calcolati i rapporti come da equazione 2.3

$$b_{1..5} = \frac{s_{1..5} + \varepsilon}{c_{1..5} + \varepsilon} \quad (2.3)$$

dove b è un vettore di cinque elementi contenente i rapporti tra s , un vettore di cinque elementi contenente i dati da pluviometro delle cinque stazioni più vicine al pixel preso in considerazione, e c , un altro vettore di cinque elementi contenente i dati satellitari forniti da CHIRP in corrispondenza di suddette stazioni. Il numero piccolo ε viene aggiunto al numeratore e denominatore per risolvere il problema dei valori prossimi allo zero. Se i valori del rapporto b_i sono superiori a tre allora vengono limitati a tale valore; se una stazione è posizionata oltre la distanza di decorrelazione, allora il valore di b_i relativo a tale stazioni verrà assunto pari a 1.

Viene poi calcolato b , ossia la media di $b_{1..5}$ pesata sulle distanze di correlazione, precedentemente definite.

L'algoritmo si serve poi di un altro indice, α , definito come:

$$\alpha = \frac{R_{CHIRP}}{R_{CHIRP} + R_{ns}} \quad (2.4)$$

dove R_{CHIRP} è il coefficiente di correlazione tra il valore di precipitazione fornito da CHIRP su un dato pixel e quello considerato "vero" in quel punto, il suo valore è fissato a 0.5 in base ai risultati di validazione, mentre R_{ns} è il coefficiente di correlazione tra CHIRP e la stazione a terra più vicina.

Il valore finale di CHIRPS sarà determinato con la seguente formula:

$$CHIRPS = \alpha CHIRP + (1 - \alpha) b CHIRP \quad (2.5)$$

Come descritto per TAMSAT, anche CHIRPS è soggetto a quegli svantaggi legati ai prodotti satellitari basati sul TIR descritti nel capitolo precedente (sezione 2.1): si rivela poco efficace nella stima delle piogge orografiche (*warm orographic rains*) e della precipitazione proveniente da nubi calde (ad esempio monsoni costieri). Inoltre, è soggetto alla sovrastima della precipitazione qualora si presentino nubi fredde non precipitanti (ad esempio i cirri) (Toté et al., 2015).

2.3 MSWEP v2

Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP) è un dataset di precipitazione globale con una risoluzione temporale di 3 ore e una risoluzione spaziale di 0.1° (versione 2) disponibile dal 1979 al 2017 (Beck et al., 2017a, 2019). Sin dalla sua prima versione MSWEP è stato applicato principalmente per la modellizzazione di bilanci idrici (evaporazione o umidità del suolo), per studi climatologici sui fattori chiave relativi alla variabilità della vegetazione, per studi climatici regionali circa la variabilità della precipitazione o per lo sviluppo di modelli di dinamica eco-idrologica (Beck et al., 2019). MSWEP sfrutta un approccio completamente diverso dai precedenti dataset, incorporando una maggiore varietà di dati di input e sfruttandone la loro complementarietà. Oltre alle osservazioni nel TIR e alla precipitazione da stazioni al suolo, MSWEP integra le stime di precipitazione da microonde passive (PMW) provenienti dai prodotti CPC morphing technique (CMORPH) (Joyce et al., 2004), Global Satellite Mapping of Precipitation Moving Vector with Kalman (Ushio et al., 2009) e TMPA 3B42RT (Huffman and Coauthors, 2007), e dati di rianalisi quali European Centre for Medium-Range Weather Forecast - Interim reanalysis (ERA-Interim) (Dee et al., 2011) e Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) (Kobayashi et al., 2015).

L'algoritmo per la creazione di MSWEP versione 1 è molto complicato ed è un processo di merging di tutti questi dataset e poi un down-scaling per arrivare alla risoluzione temporale delle 3 ore. Questo procedimento di merging può essere sintetizzato in quattro fasi:

1. La prima fase prevede la produzione di una stima di precipitazione climatologica a scala mensile. Questa si ottiene sostituendo alcuni dati di CHPClim con altri più affidabili a scala regionale per gli USA e la Nuova Zelanda; viene inoltre effettuata una correzione per la sottostima sistematica della precipitazione in regioni montuose o in presenza di neve (bias correction). La bias correction viene calcolata tramite la formula di Zhang et al. (2001):

$$\frac{E}{P} = \frac{1 + w \frac{E_p}{P}}{1 + w \frac{E_p}{P} + \left(\frac{E_p}{P}\right)^{-1}} \quad (2.6)$$

dove P è la correzione sulla stima di precipitazione, w è la capacità termica dell'acqua, E_p è l'evaporazione potenziale ed E è l'evaporazione.

2. La seconda fase prevede il merging, tramite media pesata, dei dataset mantenendo separati quelli da satellitari da quelli di rianalisi per le tre scale temporali prese in considerazione
3. Nella terza fase viene calcolata la media pesata per ogni scala temporale dei due prodotti risultati dalla fase precedente
4. Nella quarta ed ultima fase la stima climatologica di precipitazione risultante dal primo step viene riportata a scala mensile e mediata con il prodotto alla stessa scala

temporale risultante dalla fase precedente. Il processo di down-scaling e merging viene ripetuto a scala giornaliera e 3ore fino ad ottenere il prodotto finale MSWEP.

I maggiori cambiamenti apportati nella corrente versione 2 del dataset possono essere così riassunti:

- aumento della risoluzione spaziale da da 0.25° a 0.1° ;
- estensione della copertura alle aree oceaniche;
- inserimento della stime di precipitazione da osservazioni TIR derivate dall'archivio Gridded Satellite (GridSat) ad integrazione delle stime da rianalisi e da stazione nel periodo antecedente all'era-TRMM (1979-1997);
- implementazione di uno schema di correzione mediante dati da stazione a scala giornaliera ed ampliamento del dataset stesso di misure di precipitazione da terra stesso.

MSWEP ha un algoritmo completamente diverso dai prodotti presentati in precedenza ed quindi è soggetto a limitazioni diverse nella stima della precipitazione. Le validazioni del prodotto realizzate da Beck et al. (2017a), mostrano come grazie alla correzione per le regioni montuose, MSWEP risulta più efficiente nella stima delle precipitazioni orografica nonostante mostri ancora una tendenza a sottostimarne la quantità. Inoltre, grazie alla componente di rianalisi, MSWEP mostra uguali capacità di rilevazione della pioggia sia ai tropici sia a medie latitudini nonostante i meccanismi di formazione siano molto diversi. Lo stesso non si può dire dei prodotti basati sul TIR, la cui prestazione ha efficienza visibilmente più elevata alle latitudini tropicali, dove la formazione di precipitazione dipende dall'ITCZ (Toté et al., 2015).

Inoltre, lo studio di Awange et al. (2019) osserva come MSWEP sottostimi la precipitazione indotta da monsoni e sia poco efficace nella rilevazione degli eventi idrologici estremi provocati da teleconnessioni atmosferiche, anche vista la difficoltà di rilevazioni di quantità di precipitazione elevate Nair and Indu (2017).

Capitolo 3

Metodi di indagine

3.1 Statistica di validazione

Le capacità dei tre prodotti di precipitazione presentati nel capitolo precedente (capitolo 2) sono state analizzate in questo lavoro di tesi mediante il confronto diretto di ciascun prodotto con gli altri. Pertanto la presente analisi si configura più come una analisi comparativa tra i tre prodotti volta a rilevare somiglianze e differenze di comportamento fra di loro, piuttosto che una validazione "assoluta" di ciascun prodotto rispetto un dataset di riferimento assunto quale verità indipendente dai prodotti valutati. Due sono gli approcci statistici considerati: la statistica dicotomica, per valutare la capacità di rilevazione della precipitazione e la statistiche comparative a coppie (*pairwise comparison*) per stimare le prestazioni dei prodotti satellitari nella stima quantitativa della precipitazione. Abitualmente la statistica dicotomica viene utilizzata per verificare eventi con solo due possibili modalità, ossia vero o falso. Per questo studio viene impiegata per verificare la capacità di un dataset di registrare correttamente gli eventi di precipitazione, ossia i giorni caratterizzati da precipitazione superiore a 1 mm giorno^{-1} . Fissato un dataset di riferimento, la statistica dicotomica si basa sulla costruzione di una tabella di contingenza che riporta il numero di occorrenze di ciascuno dei seguenti casi possibili: *hits* - H, evento osservato da entrambi i dataset, *misses* - M, evento osservato dal dataset di riferimento ma non da quello di confronto, *false alarm* - FA, evento registrato dal dataset di confronto ma non da quello di riferimento e *correct negatives* - CN, evento non registrato da nessuno dei due dataset.

I valori registrati nella tabella di contingenza sono utilizzati per calcolare alcuni parametri statistici che riassumono le capacità di un dataset di avvicinarsi a quello di riferimento nella discriminazione tra giorni precipitanti e non. I parametri utilizzati sono sintetizzati nella tabella 3.1:

Tabella 3.1: Parametri statistici legati alla tabella di contingenza

Nome	Formula	Valore perfetto
Probability Of Detection	$POD = \frac{H}{H + M}$	1
False Alarm Ratio	$FAR = \frac{FA}{H + FA}$	0
Bias Score	$BIAS = \frac{H + FA}{H + M}$	1
Hanssen and Kuipers discriminant	$HK = \frac{H}{H + M} - \frac{FA}{FA + CN}$	1

La *Probability Of Detection* (POD) è la probabilità che i giorni precipitanti registrati da un dataset corrispondano a quelli individuati da quello di riferimento; è un parametro sensibile alla frequenza climatologica dell'evento quindi poco significativo in caso gli eventi di precipitazione siano rari.

Il *False Alarm Ratio* (FAR) esprime la percentuale di "falsi allarmi" sul totale degli eventi precipitanti registrati dal dataset di riferimento; fornisce quindi un'indicazione di quante volte il dataset rileva pioggia mentre quello di riferimento non lo fa. Anche in questo caso, il parametro risulta poco significativo se ci sono pochi eventi precipitanti.

Il *Bias Score* (BIAS) misura il rapporto tra il numero degli eventi precipitanti registrati dal dataset preso in esame e quelli registrati dal dataset di riferimento. Indica se il dataset ha una tendenza a sottostimare gli eventi precipitanti ($BIAS < 1$) o a sovrastimarli ($BIAS > 1$) rispetto a quello di riferimento.

Il *Hanssen-Kuipers discriminant* (HK) è un parametro utile per stabilire quanto il dataset è in grado di separare gli eventi precipitanti da quelli non-precipitanti; può essere interpretato come l'accuratezza nel rilevare i due tipi di eventi e a differenza degli altri parametri descritti, non dipende dalla frequenza climatologica dell'evento (Ebert, 2017).

Per quanto riguarda il confronto quantitativo tra i prodotti di precipitazione sono stati utilizzati i parametri di confronto statistico riassunti nella tabella 3.2: l'indice di correlazione di Pearson, o Coefficiente di Correlazione (CC) viene utilizzato per indicare se c'è linearità e quindi corrispondenza tra una coppia di dati di due dataset diversi; l'errore medio (*Mean Error* - ME) permette di valutare la tendenza alla sovra- o sottostima di un prodotto rispetto agli altri, ed infine l'errore assoluto medio (*Mean Absolute Error* - MAE) dà una misura della differenza media tra le stime di precipitazione dei due prodotti.

Tabella 3.2: Parametri statistici utilizzati per il confronto delle stime di precipitazione

Nome	Formula	Valore perfetto
Indice di correlazione di Pearson	$CC = \frac{\sum(SPE_1 - \overline{SPE_1})(SPE_2 - \overline{SPE_2})}{\sqrt{\sum(SPE_1 - \overline{SPE_1})^2} \sqrt{\sum(SPE_2 - \overline{SPE_2})^2}}$	1
Mean Error	$ME = \frac{1}{N} \sum(SPE_1 - SPE_2)$	0
Mean Absolute Error	$MAE = \frac{1}{N} \sum (SPE_1 - SPE_2) $	0

dove SPE_i è il valore di precipitazione fornito da uno dei tre dataset satellitari (Satellite Precipitation Estimate), $\overline{SPE_i}$ è il valore medio della stima di precipitazione, calcolato sullo spazio o sul tempo, e N è il numero di coppie prese in esame.

3.2 Indici di precipitazione

In questo studio, le caratteristiche della precipitazione e la sua variabilità spaziale e temporale vengono descritte grazie ad alcuni indici climatologici, inclusi nella lista di 27 indici dell'*Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (Xuebin Z., 1999). La definizione di questi indici va attribuita a CCI/CLIVAR/JCOMM ETCCDI nel 1999, con l'obiettivo di monitorare gli eventi climatici estremi ed analizzarne i trend temporali in relazione al *climate change* dalla seconda metà del XX secolo (Karl et al., 1999; Peterson, T.C. and Folland, C. and Gruza, G. and Hogg, W. and Mokssit, A. and Plummer, N., 2001)

Qualsiasi cambiamento nella frequenza o severità degli eventi climatici estremi ha un profondo impatto sulla natura e sulla società ed è quindi molto importante analizzarli. Il monitoraggio, l'individuazione e l'attribuzione dei cambiamenti negli eventi estremi di solito richiedono dati globali a risoluzione giornaliera, che non sempre sono di semplice accesso. Per questo la definizione univoca di questi indici risulta fondamentale, affinché possano essere omogeneamente calcolati e confrontati a livello globale per ottenere un quadro completo delle variazioni in corso.

Per questo studio, i seguenti indici di precipitazione sono stati calcolati a scala stagionale ed annuale ed alla risoluzione spaziale di 0.25° a partire dai dataset satellitari di precipitazione giornaliera descritti nel capitolo 2:

- R1
Conteggio annuale o stagionale dei giorni precipitanti, ossia in cui la precipitazione supera 1 mm giorno^{-1} .
- R10
Conteggio annuale o stagionale dei giorni in cui la precipitazione supera i $10 \text{ mm giorno}^{-1}$.

- PRCPTOT
Quantitativo totale di precipitazione registrata in una stagione o in un anno.
- CDD
Rappresenta il numero massimo di giorni consecutivi in una stagione o in un anno in cui la precipitazione risulta assente, ossia inferiore a 1 mm/giorno.
- CWD
Rappresenta il numero massimo di giorni consecutivi precipitanti in una stagione o in un anno.

La definizione di questi indici permette la descrizione di diverse caratteristiche della precipitazione nelle regioni di studio, come la presenza di precipitazioni abbondanti o di prolungati periodi siccitosi contribuendo così ad una completa caratterizzazione della climatologia regionale relativa al periodo di studio 1983-2017.

3.3 Divisione del territorio in cluster

La spiccata variabilità spaziale della stagionalità delle precipitazioni nelle due regioni valutate ha suggerito una suddivisione di tali regioni in sotto-aree caratterizzate da un specifico andamento della climatologia mensile. A questo scopo è stato utilizzato un algoritmo di *clustering k-means*.

L'algoritmo, ben illustrato da Hartigan and Wong (1979), è un processo di clustering partizionale che consente di suddividere un insieme di oggetti, ovvero i pixel che compongono i territori presi in esame, in k gruppi sulla base di una loro caratteristica, in questo caso il ciclo annuale della precipitazione di ogni pixel; l'obiettivo è di minimizzare la varianza totale intra-cluster. E' un algoritmo iterativo che comprende diversi step (Guarracino M., 2010):

- Scegliere un valore di k , ossia il numero di cluster da generare
- Scegliere in modo casuale k osservazioni nel dataset; questi saranno i centri dei cluster
- Associare ogni altra osservazione nel cluster al centro più vicino ad essa
- Utilizzare le osservazioni in ogni cluster per calcolarne il nuovo centro
- Se i cluster non si sono modificati l'algoritmo giunge al termine altrimenti si ripete il ciclo dal primo step

La distanza tra l'osservazione ed il centro del cluster è calcolata come distanza euclidea, ossia con la somma dei quadrati degli scarti.

Il risultato dell'algoritmo dipende ovviamente dal numero di cluster scelti inizialmente, per questo motivo normalmente si esegue l'algoritmo varie volte effettuando diverse scelte di k . La decisione finale del numero di cluster della partizione non è una scelta puramente obiettiva, è necessario trovare un equilibrio tra l'ottenere una buona omogeneità

tra gli elementi appartenenti allo stesso cluster e mantenere significativo il numero di elementi in ciascun cluster; per questo è coinvolto un certo grado di soggettività, basato sull'esperienza di chi conduce lo studio (Gong and Richman, 1995).

Per entrambe le regioni analizzate si è proceduto alla suddivisione in cluster del territorio sfruttando la procedura già utilizzata per la regione dell'Africa orientale secondo quanto descritto in (Cattani et al., 2016). Pertanto in entrambi i casi la suddivisione del territorio in cluster è stata ottenuta a partire dai dati della climatologia mensile Global Precipitation Climatology Centre (Schneider et al., 2014, GPCC_Clim) analizzati alla risoluzione spaziale di 0.25° .

Capitolo 4

La precipitazione nelle regioni di studio

4.1 East Africa

Con East Africa (EA) si intende quella regione del continente che si estende da 5°S a 20°N di latitudine e da 28°E a 52°E di longitudine e comprende Eritrea, Sudan, Sud Sudan, Somalia, Kenya, Uganda, Tanzania, Rwanda e Burundi (figura 4.1).

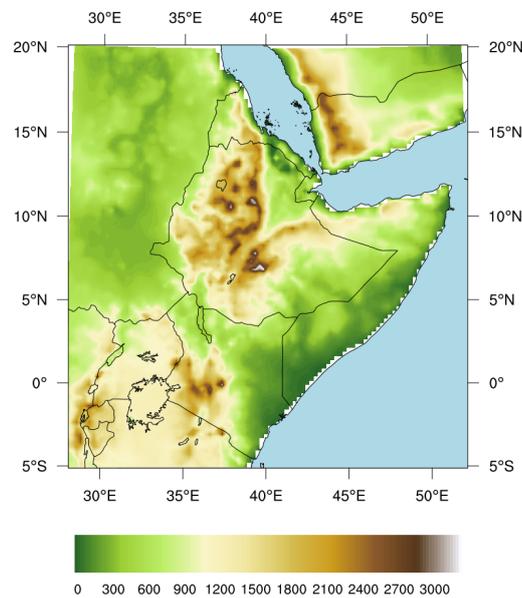


Figura 4.1: Mappa di elevazione del terreno [m] relativa alla regione EA.

Si tratta di un territorio geograficamente molto complesso situato su una zona di attrito tra placche tettoniche e perciò prevalentemente caratterizzato da altopiani e catene

montuose. L'aspetto più rilevante del territorio è la presenza della Great Rift Valley, una fossa tettonica che si estende per 5500km, dal Golfo di Aden nel Mar Rosso al sud del Mozambico. La sua tipica morfologia è caratterizzata da un fondovalle separato da imponenti scarpate, che possono variare in altezza da qualche centinaio a qualche migliaio di metri, rispetto ai circostanti altopiani (Ethiopian Highland occidentali e orientali e le Highland dell'Africa orientale). Il complesso processo geologico che portò alla formazione della Rift Valley è anche responsabile della formazione di diversi grandi laghi tra cui il Lake Victoria, il più grande lago d'Africa e il secondo al mondo. In questa area si ergono anche le due montagne più alte dell'intero continente: il monte Kilimanjaro (5895mt) e il monte Kenya (5199m). Un'altra caratteristica geografica importante dell'EA è la presenza di deserti. Nonostante l'EA si trovi a latitudini tropicali, sono presenti diversi deserti: il Chalbi a nord-est del Kenya, il deserto Somalo, il deserto dei Dancali tra Eritrea e nord-est Etiopia e il deserto del Sudan.

Una prima descrizione del clima e della precipitazione nella regione può essere ottenuta tramite la classificazione climatica di *Köppen - Geiger*: un sistema di classificazione empirico secondo il quale ogni clima viene definito e differenziato in base a valori medi annui di temperatura e precipitazione; in questo modo è possibile identificare e raggruppare grandi regioni del globo con caratteristiche climatiche comparabili (Kottek et al., 2006).

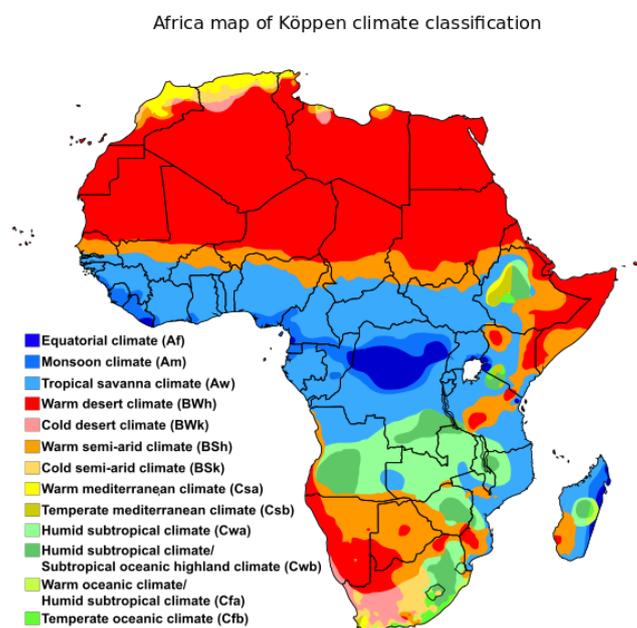


Figura 4.2: Classificazione dei climi di *Köppen - Geiger* (Peel et al., 2007).

Come mostra la figura 4.2, l'EA è caratterizzata da diversi climi. La regione che com-

prende Somalia, Eritrea e parte del Sudan è caratterizzata da un clima desertico caldo (BWh): temperature alte con forti escursioni termiche giornaliere e precipitazione scarsissima che può arrivare ad essere assente anche per anni. La regione delle Ethiopian Highlands è descritta da un clima umido-subtropicale, detto anche sinico (Cwa-Csa). E' caratterizzato da inverni secchi e da estati piovose: almeno un mese estivo ha più del decuplo delle precipitazioni del mese invernale. Una buona parte dell'area dell'EA, Sud Sudan, Etiopia occidentale, il Kenya meridionale, l'Uganda e la regione dei laghi, è descritta da un clima detto "della savana" (Aw). Il clima della savana è caratterizzato da due stagioni ben definite, la stagione umida e la quella secca, entrambe della durata approssimativa di 6 mesi. La prima comporta piogge intense e durature per molti giorni, con frequenti temporali e rari giorni non precipitanti; è simile al clima tropicale. La seconda invece è una stagione molto secca con piogge quasi del tutto assenti; assomiglia al clima desertico. La fascia definita con la classe climatica semi-arida (BSh) divide le zone con clima desertico (Bwh) da quelle più piovose: percorre parte dell'Etiopia, attraversa il Kenya e caratterizza un'ampia zona costiera nel sud della Somalia.

Il clima della regione rappresenta un'eccezione rispetto alla normale localizzazione delle fasce climatiche globali: si tratta infatti di una regione arida, desertica nella regione del Corno, nonostante si trovi a latitudini tropicali (Griffiths, 1972c); rispetto al altre zone del globo poste alla stessa latitudine, l'EA riceve molta meno precipitazione (Yang et al., 2015). Le ragioni di tale anomalia e della forte variabilità spaziale vanno ricercate soprattutto nella conformazione del territorio, tale topografia così complessa modifica infatti la *low-level circulation* e il trasporto di vapore acqueo (Cattani et al., 2016): dal momento che i venti, spirano per buona parte dell'anno in direzione O-E, essi impediscono alle masse d'aria umida proveniente dall'oceano di avvicinarsi alla regione, causando così il clima arido (Griffiths, 1972c).

Un'altra caratteristica del clima e della precipitazione dell'EA è la grande variabilità spaziale: sia la stagionalità che la quantità di precipitazione risultano incredibilmente eterogenee sul territorio variando di molto, anche solo a distanza di pochi chilometri (Nicholson, 2017).

La maggior parte dell'EA ha una distribuzione di precipitazione bimodale, quindi caratterizzata da due stagioni di precipitazione durante l'anno, una da marzo a maggio (MAM) e l'altra da ottobre a dicembre (OND). Questo è il caso del Kenya, Tanzania settentrionale, Somalia, Etiopia orientale, Rwanda, Burundi e Uganda. La stagione MAM è generalmente definita *long rain season* ed è caratterizzata da precipitazioni più intense e frequenti; OND è invece definita *short rain season* ed è quella più variabile, sia geograficamente sia di anno in anno (Nicholson, 2017).

Nel caso di Eritrea, Sud Sudan, Etiopia occidentale e l'Uganda settentrionale, la stagione precipitante è una e coincide con l'estate boreale (JJAS) (Nicholson, 2017).

Gennaio e febbraio (JF) rappresentano la stagione secca in quasi tutto l'EA, ad eccezione di una piccola zona vicino al Lago Vittoria e della ridotta parte di Congo che rimane inclusa nell'area di studio EA; queste sono regioni caratterizzate da un clima equatoriale (Af - Am) e non sperimentano di fatto una stagione secca ma ricevono precipitazioni abbondanti tutto l'anno.

La spiegazione classica di questo ciclo stagionale è legata allo spostamento N-S stagionale della Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), che sul territorio Africano possiamo descrivere come la zona attorno all'equatore dove si assiste alla convergenza dei monsoni provenienti da N-E e da S-O. L'ITCZ segue lo spostamento stagionale del Sole muovendosi verso nord nell'estate boreale e verso sud nell'inverno boreale. Il Sole attraversa l'equatore due volte all'anno, in marzo e in settembre, e così fa la ITCZ determinando la stagionalità della precipitazione (Henderson, 1949).

Nonostante questa teoria abbia molto riscontro in letteratura, esistono studi che invece attribuiscono la stagionalità della precipitazione in Africa ad altri fattori legati prevalentemente alla circolazione atmosferica: Nicholson (2018) e Yang et al. (2015) attribuiscono la stagionalità dell'EA alla *low-level circulation*, ossia ai venti ad una quota di dieci metri. Durante la stagione JF i venti provenienti da nord-est portano aria secca e fredda sull'EA e non sono in grado di portare precipitazioni a causa della stabilità convettiva dell'atmosfera. Durante i mesi MAM i venti spiranti da S-E portano aria calda e umida dall'oceano Indiano, la cui temperatura superficiale marina (SST) raggiunge il picco massimo annuale, favorendo le precipitazioni nelle regioni costiere e su quasi tutto l'EA. Nei mesi estivi (JJAS) i venti da sud-est si intensificano mentre diminuisce la SST dell'oceano Indiano; questo fa sì che l'aria sia secca e fredda e ne consegue una netta diminuzione delle precipitazioni costiere. Durante i mesi OND, i venti rallentano assumendo una configurazione simile a quella della stagione MAM relativamente ai venti provenienti da sud nella zona a sud dell'equatore. Nell'emisfero nord si ha una prevalenza di venti provenienti da N-E. La distribuzione spaziale delle piogge durante i mesi OND risulta simile a quella della stagione MAM sebbene le intensità siano inferiori, probabilmente a causa delle SST nell'Oceano Indiano che in questo periodo risultano minori.

La topografia è uno degli elementi che modificano la *low-level circulation* e il trasporto di umidità, modificando così anche i profili stagionali di precipitazione. Ad esempio, la regione pianeggiante che separa le Ethiopian Highlands dalle East African highlands che si estende dall'oceano Indiano al Sudan, crea uno stretto canale detto Turkana Channel dove i venti superficiali tendono ad incanalarsi dando luogo alla Turkana low-level jet. Secondo ? tale corrente risulta un elemento chiave nella modulazione della precipitazione, nell'aridità prevalente di zone quali il nord-est del Kenya, sud della Somalia, e sud-est dell'Etiopia e nell'assenza di precipitazioni estive in queste stesse zone.

4.2 Africa Australe

Con Africa Australe (Southern Africa - SA) si intende la regione del continente africano che si estende da 10°S a 35°S di latitudine e da 10° a 51°E di longitudine e comprende diversi stati: Madagascar, Sudafrica, Lesotho, eSwatini, Mozambico, Zimbabwe, Botswana, Namibia, Angola e Zambia (figura 4.3).

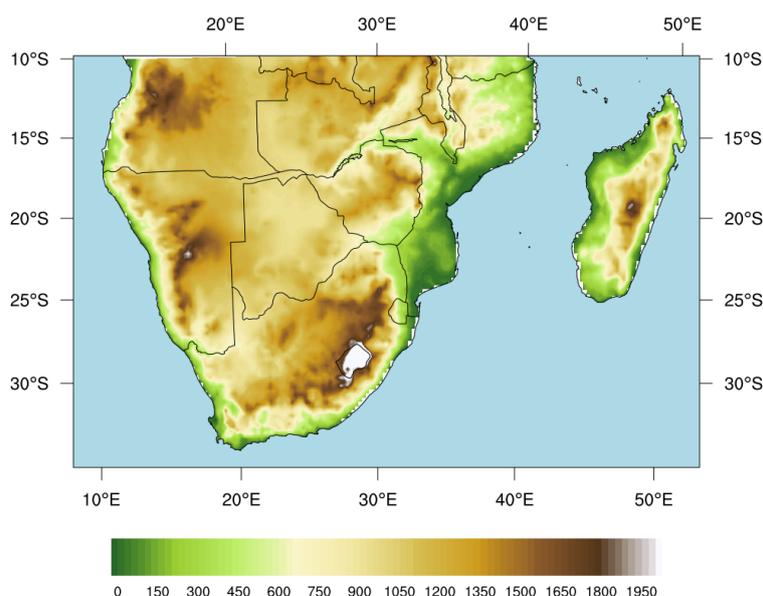


Figura 4.3: Mappa di elevazione del terreno [m] relativa alla regione SA

L’Africa Australe è per la maggior parte occupata da un grande altopiano di quota variabile, dai 3000 metri in Lesotho e nella regione orientale della Repubblica Sudafricana ai 1000 metri in Botswana, scendendo al di sotto di questa quota solo nelle valli corrispondenti ai fiumi più grandi e in alcuni bacini particolarmente depressi come quello del Kalahari in Botswana (Schulze, 1972). Le catene montuose più rilevanti sono i Monti dei Draghi, che delimitano il bordo dell’altopiano nella zona sud-est del Sud Africa con vette fino ai 3500 m di quota. Nella parte est (Zambia e Mozambico) l’altopiano confina con la regione della Rift Valley (sezione 4.1) tramite un confine netto evidenziato dalle fratture che delimitano il Lago Malawi. Il Madagascar è la più grande isola dell’Oceano Indiano, separata dal continente Africano tramite il Canale del Mozambico avente una larghezza di 400 km, è un paese prevalentemente montuoso, attraversato longitudinalmente da una dorsale montuosa con una altitudine media tra i 1200 e 1500 m e con vette che superano i 2600 metri (Griffiths and Ranaivoson, 1972). Una stretta pianura si sviluppa in direzione nord-sud sulla costa orientale, largamente occupata da una foresta tropicale mentre il resto del paese ha una vegetazione tipo savana.

Come per l’EA anche l’Africa Australe presenta una molteplicità di regimi climatici

diversi, da arido-desertico a equatoriale secondo la classificazione di *Köppen - Geiger* (figura 4.2. L'Angola, lo Zambia, lo Zimbabwe e la costa orientale del Sudafrica sono caratterizzati da regimi Cwa e Cwb, clima umido-subtropicale detto anche sinico; il Botswana e la Namibia settentrionale hanno un clima di tipo BSh, quindi semi-arido mentre la costa della Namibia e la zona al confine tra Namibia-Botswana-Sud Africa, dove si trovano il deserto del Namib e quello del Kalahari, sono caratterizzati da clima desertico caldo (BWh). La zona centrale del Sudafrica è caratterizzata da un clima arido e semi-arido freddo (BWk e BSk); questo clima è caratteristico delle zone a grandi distanze dal mare dove l'azione delle catene montuose impedisce alle correnti umide oceaniche di penetrare nelle zone interne desertiche.

La punta del Sudafrica dove si trova Cape Town ha un clima anomalo rispetto alle zone circostanti aride e desertiche (calde o fredde): il clima è riconducibile alla classe Csa, definito Mediterraneo. Questa classe è caratterizzata da un lungo periodo di siccità nella stagione estiva australe e inverni australi piovosi con temperature miti; la presenza dell'oceano è il fattore principale di regolazione del clima. Nella zona costiera del Mozambico, il clima è detto della savana (Aw) mentre verso sud diventa arido e semi-arido.

Il Madagascar presenta tutte le fasce climatiche appena descritte: la costa orientale ha un clima equatoriale (Af) con elevata piovosità tutto l'anno senza differenziazione di stagioni secche o umide; muovendosi verso la costa occidentale, il clima diventa prima monsonico (Am), poi della savana (Aw) fino ad arrivare a climi semi-aridi e desertici nella regione sud-ovest del paese. Inoltre al centro dell'isola, dove sono collocate le catene montuose, è presente anche una zona con clima riconducibile alla classe Cwa, umida-subtropicale.

Il clima dell'Africa Australe varia da zone aride nella zona occidentale, attraversa una fascia semi-arida e temperata nel centro fino alla zona umida nella zona nord nord-est (Seyama et al., 2019). Buona parte del SA si trova in una regione di subsidenza tra le celle di Hadley e Ferrel della circolazione generale dell'emisfero sud, per questo il clima tende ad essere arido o semi arido (Kidson and Newell, 1977); un'altra caratteristica del SA sono i ricorrenti periodi siccitosi.

La precipitazione in questa zona è caratterizzata da una grande variabilità spaziale e temporale; le cause sono principalmente riconducibili all'interazione di fattori geografici, ad esempio la topografia o il restringimento del continente, con fattori oceanici e meteorologici, come la variazione della SST o i Tropical Lows. A causa della topografia molto scoscesa a est, del flusso d'aria sub-tropicale che resta fisso da est a ovest per quasi tutto l'anno e del contrasto tra Oceano Indiano caldo e Oceano Atlantico freddo, il SA è caratterizzato da un forte gradiente di precipitazione longitudinale, con precipitazioni più intense nel versante orientale e condizioni secche semi-aride nella parte occidentale (Seyama et al., 2019).

Al contrario dell'EA, la precipitazione nel SA ha una stagionalità molto omogenea sul territorio (Ambrosino et al., 2011); buona parte della precipitazione è concentrata durante l'estate australe, da ottobre a marzo, sotto forma di temporali convettivi associati con la migrazione stagionale dell'ITCZ.

Uno studio a sé stante andrebbe condotto sul Madagascar, caratterizzato da un clima ed una distribuzione di precipitazione annuale molto peculiare. La localizzazione geogra-

fica, i rilievi montuosi, l'influenza dell'oceano e dei venti sono le principali cause di un clima molto variabile sia spazialmente sia di anno in anno. La conformazione orografica influenza moltissimo la *low-level circulation* e così anche la distribuzione spaziale della precipitazione: gli alisei orientali provenienti dall'Oceano Indiano, e perciò carichi di umidità, incontrano la catena montuosa come ostacolo e perciò scaricano la precipitazione quasi esclusivamente lungo la costa orientale; al contrario sul plateau che si trova dal lato sottovento delle montagne, i venti risultano in buona parte schermati provocando una netta riduzione della precipitazione durante quasi tutto l'anno (Griffiths and Ranaivoson, 1972).

4.3 Studio della precipitazione da dato satellitare

La letteratura permette di dare una descrizione del clima e soprattutto delle caratteristiche della precipitazione nelle due aree di studio; tuttavia molto spesso essa è legata ai dati forniti dalle stazioni rain gauge a terra e quindi sottoposta alle limitazioni precedentemente presentate.

I dataset satellitari presentati nel capitolo 2 sono stati utilizzati in primo luogo per descrivere lo stato della precipitazione dal 1983 al 2017, in termini di intensità di precipitazione, stagionalità e variabilità inter-annuale. E' stato necessario verificare che i prodotti satellitari fossero in grado di registrare e ricostruire tutte le caratteristiche della precipitazione nelle due aree di studio e iniziare a dare, qualora si presentasse, un'indicazione sulle difficoltà dei dataset.

Per fare ciò, nelle successive sezioni viene utilizzato un dataset, ottenuto mediando le serie temporali di pioggia giornaliera dei prodotti TAMSAT3, CHIRPS e MSWEP.

4.3.1 East Africa

In figura 4.4 è presentata la precipitazione media giornaliera e annuale sull'EA relativa al periodo 1983-2017.

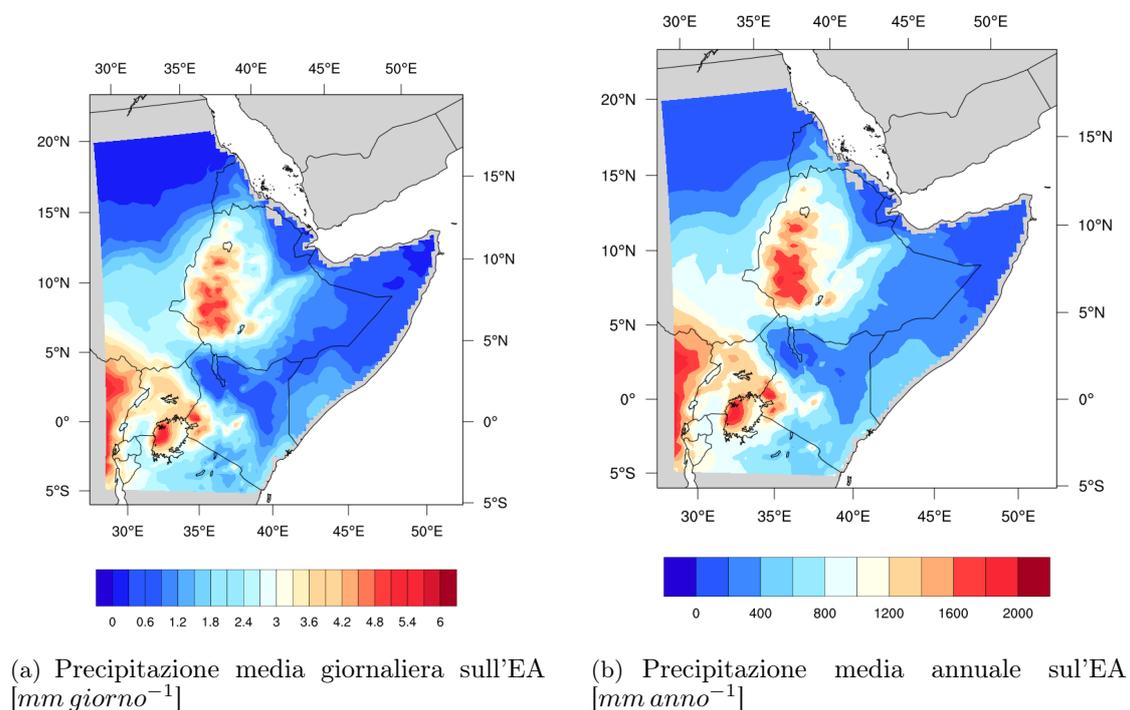


Figura 4.4: Precipitazione media relativa al periodo 1983-2017 nella regione EA

La prima caratteristica che appare evidente è la forte variabilità spaziale della precipitazione: la precipitazione media annuale varia da meno di 50 mm/anno a quasi 2000 mm/anno. I valori più bassi della precipitazione annuale sono registrati nella regione del Corno d’Africa e del Sudan, due regioni prevalentemente desertiche, mentre i valori più alti sono localizzati nella regione montuosa dell’Etiopia occidentale, nella regione del lago Vittoria e in quella montuosa del Rwenzori, tra Uganda e Repubblica Democratica del Congo.

Un’altra caratteristica della precipitazione nell’EA è la sua variabilità intra-annuale, ossia la stagionalità. La figura 4.5 rappresenta la precipitazione media mensile nei dodici mesi dell’anno: appare evidente che la stagionalità della precipitazione varia molto nelle diverse zone dell’EA.

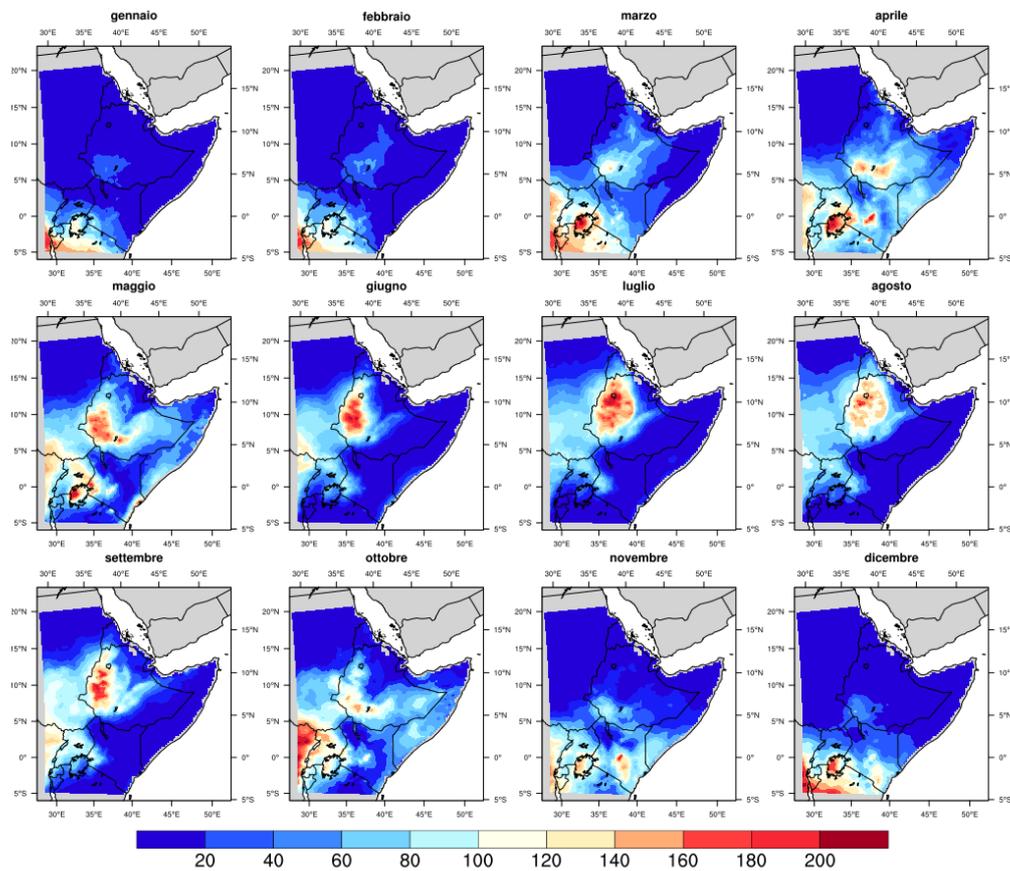


Figura 4.5: Precipitazione media mensile sull’EA [$mm\ mese^{-1}$]

La regione del Corno d’Africa (Somalia, Eritrea, nord-est del Kenya e Etiopia orientale) presenta due stagioni precipitanti: la principale ad aprile e maggio, detta *Gu*, e una seconda più variabile ad ottobre e novembre, detta *Der* (Griffiths, 1972c) ben visibili

nelle mappe in figura 4.5; nei restanti mesi la precipitazione mensile risulta inferiore ai 20 mm mese^{-1} confermando la natura arida e desertica della zona.

Un'altra regione arida è il Sudan: la zona settentrionale del paese, coperta da deserti, non presenta una stagione precipitante ma la precipitazione resta sempre inferiore 20 mm mese^{-1} mentre la zona centro-meridionale del Sudan presenta un'unica stagione precipitante nei mesi di giugno-settembre (JJAS) con precipitazione più intense fino a un massimo di 200 mm mese^{-1} .

La zona montuosa dell'Etiopia, le Ethiopian Highlands, è soggetta a due stagioni precipitanti: una lunga da giugno a settembre (JJAS) detta *Krempt* e una breve da marzo a maggio (MAM) detta *Belgh* (Griffiths, 1972a), anch'esse ben visibili in figura 4.5, con valori di precipitazione che superano i 100 mm mese^{-1} ; il picco massimo di precipitazione si osserva in luglio e supera i 200 mm mese^{-1} . Le due stagioni precipitanti sono seguite da mesi aridi, da ottobre a febbraio, dove le medie mensili raramente superano i 20 mm mese^{-1} .

La zona meridionale dell'EA è quella più piovosa dopo le Ethiopian Highlands, con un clima ed una vegetazione che si avvicinano a quelle tipiche per queste latitudini. Quasi tutta la regione ha una stagionalità di precipitazione bimodale: MAM e OND coincidono con i mesi precipitanti per Kenya meridionale, Uganda e Tanzania settentrionale, per la regione circostante il lago Vittoria; in particolare quest'ultima è caratterizzata dalle precipitazioni più abbondanti (superiori a 200 mm mese^{-1}).

Per quanto riguarda Rwanda e Burundi, la stagionalità è molto simile a quanto descritto per il resto dell'EA meridionale: MAM e OND sono le stagioni umide con picchi di precipitazione anche superiori ai 200 mm mese^{-1} . Tuttavia vi è una differenza significativa per i mesi di gennaio e febbraio: come per la piccola parte di bacino del Congo, anche la stagione JF risulta precipitante come nel resto dell'anno.

Questa descrizione conferma la suddivisione della stagionalità ritrovata in letteratura (Herrmann and Mohr, 2011; Liebmann et al., 2012; Yang et al., 2015) per la regione dell'EA e perciò verrà adottata anche per questo studio:

- gennaio e febbraio (JF)
- marzo, aprile e maggio (MAM)
- giugno, luglio, agosto e settembre (JJAS)
- ottobre, novembre e dicembre (OND)

Nella figura seguente si presenta la precipitazione media con suddetta definizione di stagionalità (figura 4.6):

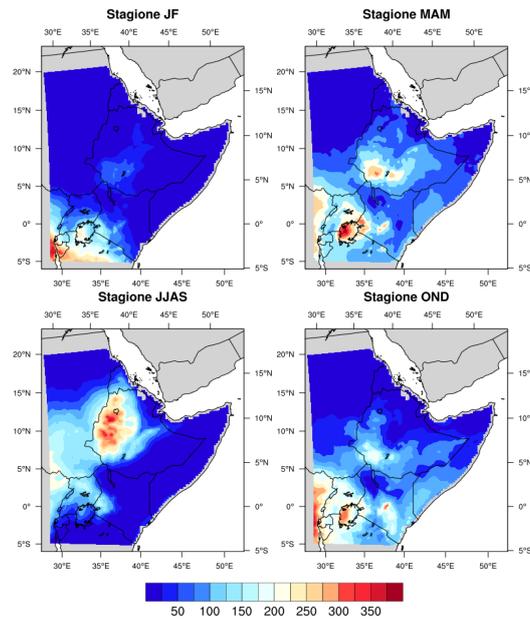
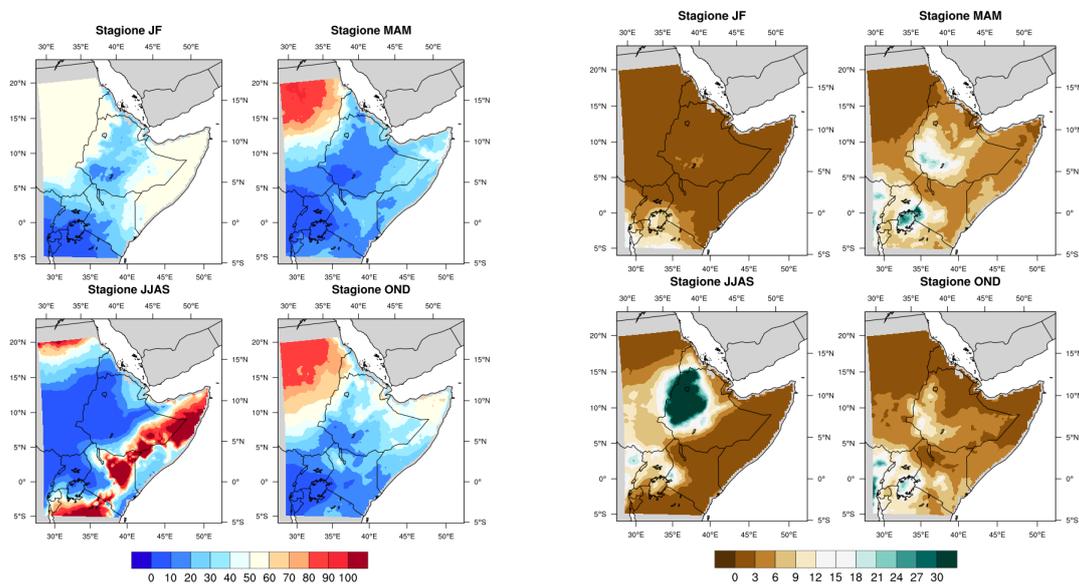


Figura 4.6: Precipitazione media stagionale - PRCPTOT [mm]

Ulteriori aspetti della climatologia delle precipitazioni nell'EA possono essere messi in luce grazie agli indici ETCCDI calcolati a scala stagionale (figura 4.7 e 4.8).



(a) CDD stagionale [giorni stagione⁻¹]

(b) CWD stagionale [giorni stagione⁻¹]

Figura 4.7: Indici di precipitazione CDD e CWD stagionali

La regione delle Ethiopian Highlands è caratterizzata dai più brevi periodi privi di precipitazione con una durata massima non superiore ai 20 giorni consecutivi in tutte le stagioni e dai più lunghi periodi precipitanti relativi alla stagione JJAS con durate massime anche superiori ai 30 giorni.

Le stagioni MAM e OND mostrano delle mappe molto simili per entrambi gli indici, confermando la stagionalità descritta nei paragrafi precedenti. Di particolare rilevanza sono i valori di CDD in Sudan (soprattutto per la parte settentrionale) per queste stagioni: è una regione desertica e perciò arida tutto l'anno, e il CDD coincide con la lunghezza della stagione; si osservano poi valori di CWD rilevanti ($CWD > 15$ giorni) nella zona meridionale dell'EA (Rwanda, Burundi, Uganda, Kenya meridionale e Tanzania settentrionale) e soprattutto nella regione circostante il lago Vittoria. Da notarsi che per la punta del Corno d'Africa, la stagione OND presenta un CDD superiore quindi periodi siccitosi più marcati.

La stagione JF è da considerarsi arida per tutto l'EA, confermato dall'assenza di un vero e proprio periodo di piogge ($CWD < 2$ giorni) e dai lunghi periodi siccitosi soprattutto in Sudan e Somalia ($CDD > 50$ giorni).

Nella stagione JJAS la regione desertica del Sudan presenta nuovamente un CDD molto alto ($CDD > 40$ giorni) benché inferiore alle altre stagioni, e non si registra un periodo di precipitazione superiore a due giorni ($CWD < 2$ giorni). Un'altra caratteristica molto evidente dalla mappa per la stagione JJAS è la possibilità di periodi siccitosi protratti in Somalia e nel nord-est del Kenya con durate massime a partire da 60 giorni fino a periodi di oltre 100 giorni consecutivi.

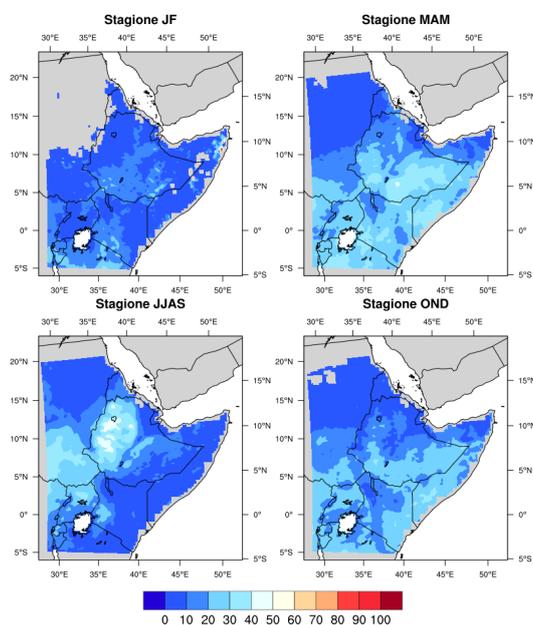


Figura 4.8: Numero di giorni con precipitazione $> 10 \text{ mm giorno}^{-1}$ rispetto al totale dei giorni precipitanti nella stagione [%]

In figura 4.8 le mappe stagionali del rapporto tra gli indici R10 e R1 mostrano la percentuale del numero di giorni con una precipitazione superiore a 10 mm/giorno rispetto al totale dei giorni precipitanti. Dal momento che il picco massimo di precipitazione media giornaliera per l'EA è 6 mm giorno^{-1} (figura 4.4(a)), $10 \text{ mm giorno}^{-1}$ può considerarsi la soglia per definire un giorno di precipitazione intensa; la mappa dà quindi una descrizione spaziale e stagionale dell'incidenza del numero di giorni con precipitazioni intense rispetto al numero di giorni precipitanti nella stagione. In generale le precipitazioni abbondanti non sono più di 10 giorni all'anno in quasi tutto l'EA, ad esclusione della regione del lago Vittoria, nelle Ethiopian Highlands e nella zona meridionale dell'EA; in tali zone, i giorni caratterizzati da precipitazione forte non superano il 30% dei giorni precipitanti nelle stagioni umide.

Nel Sud Sudan, Kenya e Etiopia e Somalia meridionali il rapporto tra R10 e R1 nelle stagioni precipitanti (MAM e OND) è compreso tra il 30% e il 40% anche se va notato che il numero dei giorni precipitanti, e così quello di precipitazione forte, è scarso.

Variabilità interannuale

Diversi fenomeni climatici sono stati messi in relazione con la variabilità interannuale della precipitazione dell'EA, tra questi le teleconnessioni tra precipitazione e El Niño Southern Oscillation (ENSO; Trenberth, 1997) e Indian Ocean Dipole (IOD; Saji et al., 1999) sono tra le più studiate soprattutto in relazione alla stagione delle piogge OND (Nicholson, 2017, 2015). Tali fenomeni sono caratterizzati da configurazioni specifiche delle anomalie di SST nell'Oceano Pacifico equatoriale e nell'Oceano Indiano. Si tratta di fenomeni di accoppiamento tra oceano e atmosfera essendo in grado di intervenire sulla circolazione atmosferica e di conseguenza sulla precipitazione.

Alla fase positiva di ENSO, El Niño, caratterizzata da anomalie positive delle SST nel Pacifico centrale e orientale, sono solitamente associate precipitazioni più abbondanti rispetto alla media climatologica, mentre durante la fase negativa di La Niña, al contrario caratterizzata da anomalie negative, le precipitazioni tendono a diminuire. Similmente ad ENSO anche IOD possiede due fasi: una positiva (IOD+), in cui anomalie positive delle SST nella parte occidentale dell'Oceano Indiano equatoriale sono accompagnate da anomalie negative nella parte sud-orientale, ed una negativa (IOD-), caratterizzata da anomalie di segno opposto a quelle di IOD+. Nella fase positiva (IOD+) l'anomalia di precipitazione rispetto alla media climatologica tende ad essere positiva, mentre nella fase negativa (IOD-) tende ad assumere valori negativi (Nicholson, 2017).

Inoltre, negli anni in cui ENSO e IOD si verificano entrambi, IOD tende a coincidere temporalmente, o al massimo anticipare leggermente, ENSO aumentando così gli effetti sulla precipitazione che risultano più evidenti (Wenhaji Ndomeni et al., 2018).

Gli effetti di queste interazioni non sono tuttavia visibili allo stesso modo in tutto l'EA e soprattutto dipendono molto dalla stagione presa in esame e dalle caratteristiche del singolo episodio del fenomeno climatico. La stagione MAM, benché caratterizzata da precipitazioni più abbondanti, risulta meno variabile di anno in anno rispetto alla OND. Diversi studi riportano che gli effetti di ENSO e IOD sono trascurabili in questa stagione dal momento che le anomalie di precipitazione cambiano segno a metà della stagione: sa-

ranno positive in marzo, vicine a zero in aprile e negative a maggio dell'anno successivo a ENSO (Nicholson and Kim, 1997). La stagione JJAS risulta negativamente correlata con il fenomeno ENSO, soprattutto nell'Etiopia occidentale, nel Sud Sudan ed in Uganda, in prossimità del lago Vittoria (Degefu et al., 2017). La stagione OND è la più influenzata dal fenomeno ENSO: la precipitazione tende ad aumentare negli anni de El Niño e diminuire negli anni de La Niña. Gli effetti non sono tuttavia della stessa entità ad ogni episodio: quando il fenomeno è associato alla fase di IOD, positiva per El Niño e negativa per La Niña, allora gli effetti sulle anomalie di precipitazione (aumento e diminuzione, rispettivamente) sono ulteriormente evidenziati.

Per identificare gli anni in cui si verificano tali fenomeni e l'intensità con cui si manifestano, si utilizzano alcuni indici tra cui ad esempio l'indice Oceanic Niño Index (ONI) per ENSO e l'indice IOD per il dipolo nell'Oceano Indiano. L'indice ONI è una media mobile su tre mesi delle anomalie di SST nella regione del Pacifico definita "3.4" (5°S - 5°N ; 120 - 170°W); IOD rappresenta la differenza tra le anomalie di SST della regione occidentale (10°S - 10°N ; 50 - 70°E) e di quella orientale (10°S -Equatore; 90 - 110°E) nell'Oceano Indiano.

Gli anni caratterizzati dalla presenza di uno dei due fenomeni, o entrambi, sono sintetizzati nella tabella 4.1: l'anno segnato è quello corrispondente alla stagione OND.

Tabella 4.1: Fenomeni ENSO e IOD nel periodo di studio 1983-2017 (Pramanik et al., 2019; Trenberth, Kevin and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds), 2020; Commonwealth of Australia 2020, Bureau of Meteorology, 2020)

Evento	Definizione	Anni
El Niño	ONI $> 0.5^{\circ}\text{C}$ per min 5 mesi consecutivi	1982, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009, 2014-2016
La Niña	ONI $< -0.5^{\circ}\text{C}$ per min 5 mesi consecutivi	1988, 1995, 1998-2001, 2005, 2007, 2008, 2010-2012, 2016
IOD+	IOD $> 0.4^{\circ}\text{C}$ tra metà maggio e metà ottobre	1983, 1994, 1997, 2006, 2012, 2015
IOD-	IOD $< -0.4^{\circ}\text{C}$ tra metà maggio e metà ottobre	1989, 1992, 1996, 1998, 2010, 2014, 2016

L'andamento delle anomalie dell'indice ETCCDI PRCPTOT di pioggia totale calcolato su base stagionale e mediato su tutto l'EA è presentato in figura 4.9.

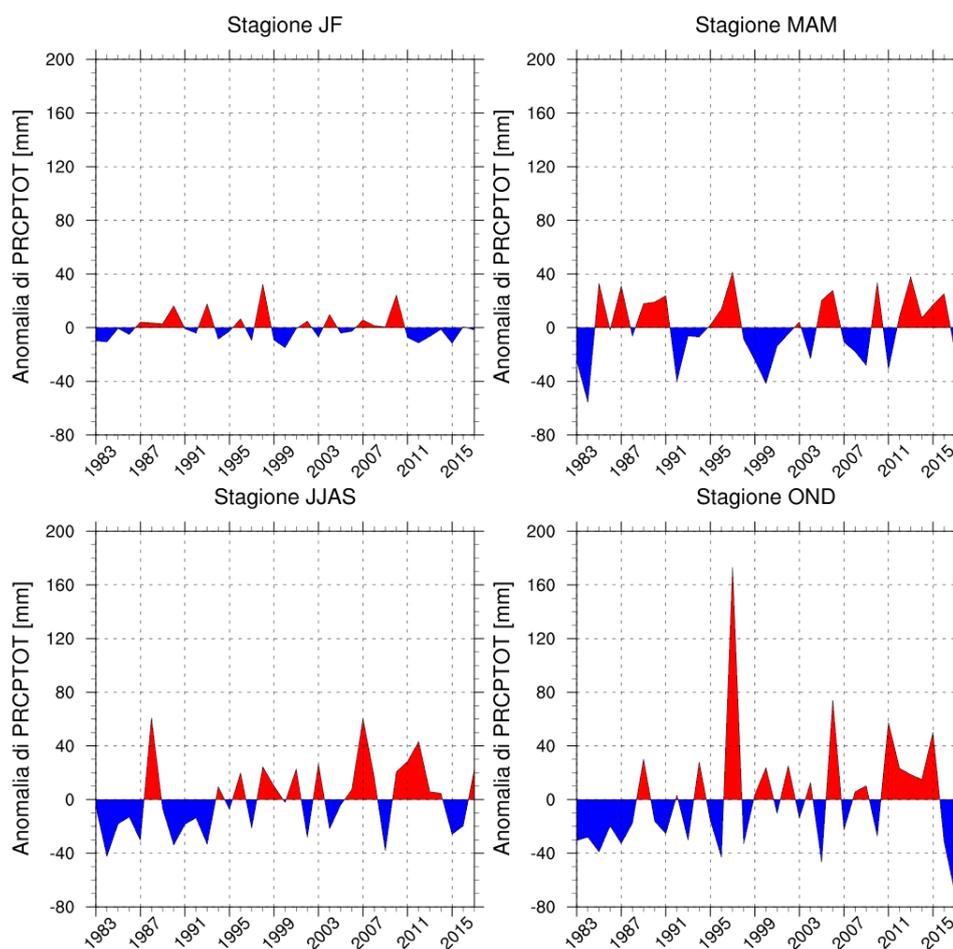


Figura 4.9: Anomalie annuali di PRCPTOT [$mm\ stagione^{-1}$]

In accordo con quanto descritto in precedenza, si riscontrano anomalie positive di precipitazione annuale nella stagione OND negli anni in cui si manifestano i fenomeni El Niño, IOD+ e soprattutto quando sono entrambi presenti, quindi negli anni 1997, 2006 e 2011-2014.

Al contrario, si osservano anomalie negative di precipitazione nella stagione OND, quando si verificano i fenomeni de La Niña, IOD- e quando si sovrappongono, ovvero negli anni 1998, 2010 e 2016.

4.3.2 Africa Australe

Nella figura 4.10 vengono rappresentate le medie giornaliere e annuali della precipitazione sul SA nel periodo di studio 1983-2017.

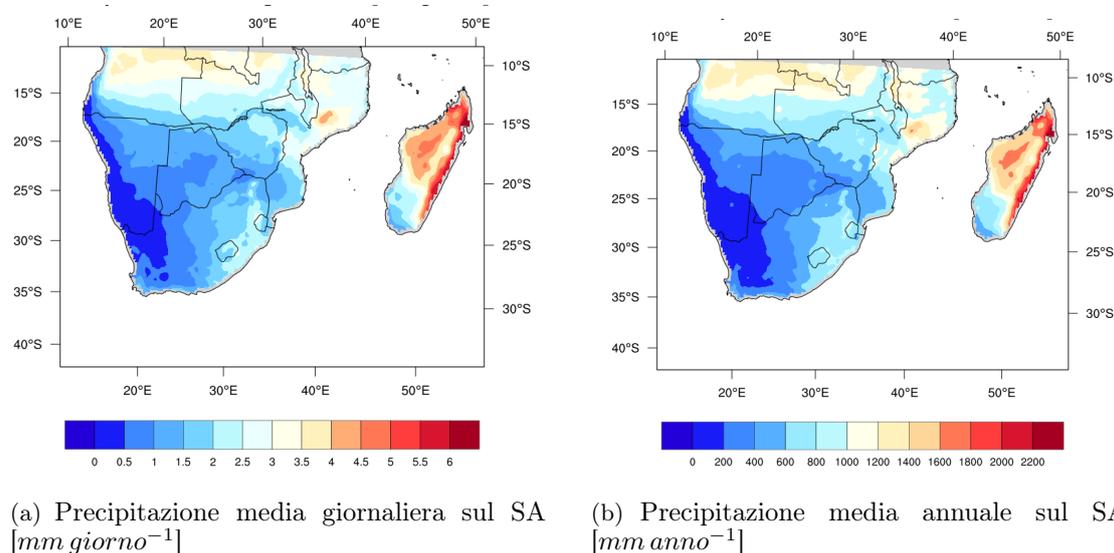


Figura 4.10: Precipitazione media relativa al periodo 1983-2017 nella regione SA

Come anticipato nella sezione 4.2, la precipitazione nel SA è caratterizzata da un forte gradiente positivo da sud-ovest a nord-est: la precipitazione media annuale passa da meno di $200\ mm\ anno^{-1}$ sul deserto del Namib a più di $1000\ mm\ anno^{-1}$ nel Mozambico settentrionale e nell'Angola settentrionale. In generale la fascia settentrionale del SA, che comprende Angola, Zambia, Malawi e Mozambico settentrionale, riceve più precipitazione sia perché si trova interamente nella fascia latitudinale tropicale ma anche perché ricca di altopiani e montagne che permettono lo sviluppo di pioggia orografica. Inoltre, recenti studi hanno attribuito più del 30% delle precipitazioni dell'Angola e dello Zambia alla formazione di Tropical Lows, piccoli e deboli cicloni tropicali che si propagano in direzione ovest attraverso il SA durante l'estate australe; si reputa inoltre che i Tropical Lows possano essere in parte responsabili anche dell'estrema siccità in Namibia (Howard et al., 2019).

Osservando nello specifico lo stato del Sudafrica, è visibile un forte gradiente di precipitazione longitudinale: da meno di $200\ mm\ anno^{-1}$ sulla costa ovest a più di $1000\ mm\ anno^{-1}$ sulla quella orientale, seguendo il profilo montuoso crescente dall'altopiano occidentale ai monti dei Draghi vicino al Lesotho (figura 4.3).

Il Mozambico è invece caratterizzato da un gradiente di precipitazione latitudinale, con piogge annuali che vanno dai $200\ mm\ anno^{-1}$ nella regione meridionale a più di $1200\ mm\ anno^{-1}$ in quella settentrionale. Nonostante la vicinanza con l'Oceano Indiano e la netta tendenza dei venti a spirare da est verso ovest, le masse d'aria umida sono parzialmente schermate dalle alte montagne del Madagascar che influenzano notevolmente

anche il clima del Mozambico (Griffiths, 1972b).

Come accennato nella sezione 4.2, in Madagascar la precipitazione è caratterizzata da una forte variabilità spaziale, dipende molto dalla distanza dalla costa orientale e dall'altitudine. La precipitazione annuale può variare da $2200 \text{ mm anno}^{-1}$ sulla stretta pianura orientale a meno di 600 mm anno^{-1} sulla costa sud-ovest.

Nella figura 4.11 sono rappresentate le dodici mappe mensili climatologiche della precipitazione, con l'obiettivo di studiare come evolve la precipitazione durante l'anno e quindi poter definire la stagionalità.

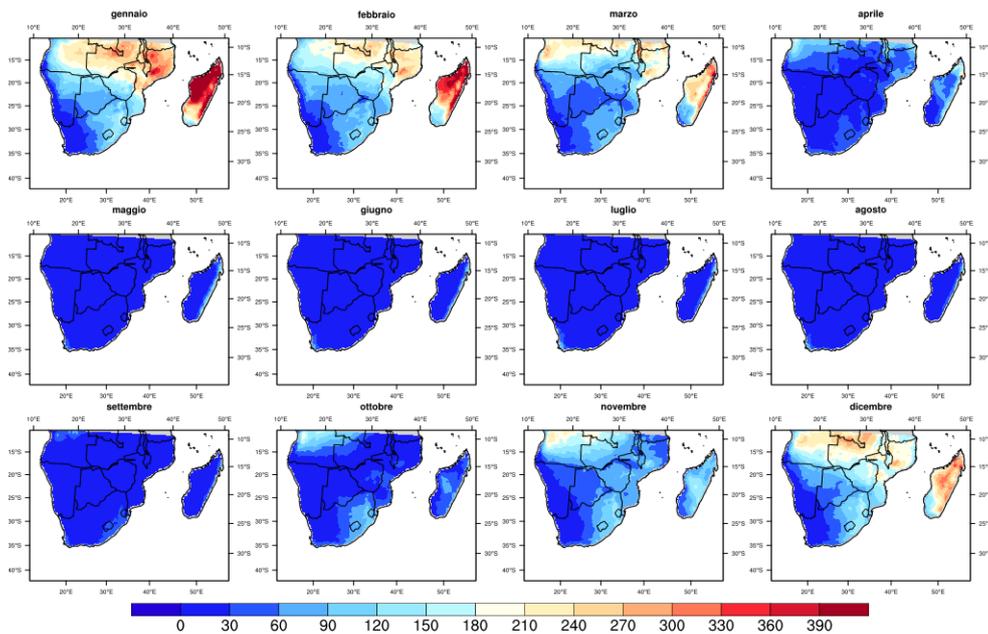


Figura 4.11: Climatologia mensile della precipitazione nel SA [mm mese^{-1}]

La prima caratteristica evidente è che tutto il SA sperimenta un periodo di siccità, con precipitazioni inferiori a 30 mm mese^{-1} , da maggio a settembre; sono visibili solo due eccezioni: la regione di Cape Town in Sudafrica e la costa orientale del Madagascar. Per quanto riguarda il Madagascar, l'anomalia è attribuibile alla persistenza della cintura anticlonica tropicale che stabilizza i venti in direzione fissa est-ovest: la costa più esterna riceve la precipitazione causata da questi venti carichi di umidità, mentre il resto del paese sperimenta la stagione secca (Griffiths and Ranaivoson, 1972); il quantitativo di precipitazione risulta comunque scarso se confrontato con gli altri mesi, le piogge non superano i 100 mm mese^{-1} .

La regione di Cape Town è l'altra eccezione dell'inverno australe (Roffe et al., 2019): in questi mesi riceve precipitazioni medie mensili di circa 100 mm mese^{-1} ; questo fenomeno viene attribuito in parte all'orografia, i monti del Cape Fold Belt influenzano i venti e provocano precipitazioni più abbondanti verso il mare e più scarse verso l'interno, ed in

parte allo spostamento verso nord dei sistemi meteorologici temperati, ad esempio cicloni extra tropicali o fronti freddi (Philippon et al., 2012).

I mesi di aprile ed ottobre possono essere considerati come le fasi transitorie dalla stagione delle piogge a quella secca e viceversa. In aprile la maggior parte del SA riceve precipitazioni ancora al di sotto dei 30 mm mese^{-1} mentre la regione settentrionale dell'Angola e del Mozambico, la regione montuosa centrale del Madagascar e la punta settentrionale ricevono piogge anche superiori ai 100 mm mese^{-1} . Così succede in ottobre nella regione sud-est del Sudafrica, Angola settentrionale e sulla catena montuosa del Madagascar. Questo è dovuto principalmente allo spostamento dell'ITCZ verso sud durante l'estate boreale, che causa temporali convettivi e un aumento significativo della precipitazione (Seyama et al., 2019), ma anche alla formazioni di piogge orografiche (Randriamahefasoa and Reason, 2017). Quindi, la stagione precipitante in SA è riconducibile all'estate australe (da ottobre a marzo); risulta ben visibile il gradiente di precipitazione descritto in precedenza con minimi inferiori a 30 mm mese^{-1} sul deserto del Namib e picchi superiori ai 300 mm mese^{-1} nel nord del Mozambico. Altrettanto evidente sono i picchi massimi nei mesi di gennaio e febbraio nel nord del Madagascar: tale regione è spesso investita dai monsoni provenienti dall'Oceano Indiano tropicale occidentale che provocano forti precipitazioni sia lì sia sul Mozambico settentrionale (Randriamahefasoa and Reason, 2017).

Questa descrizione conferma la suddivisione della stagionalità ritrovata in letteratura (Jury et al., 2007; Herrmann and Mohr, 2011; Liebmann et al., 2012) per la regione del SA e perciò verrà adottata anche per questo studio:

- ottobre, novembre e dicembre relativi all'anno precedente e gennaio, febbraio e marzo (ONDJFM) - stagione precipitante
- aprile, maggio, giugno, luglio, agosto e settembre (AMJJAS) - stagione secca

Nella figura 4.12 si presenta climatologia stagionale della precipitazione.

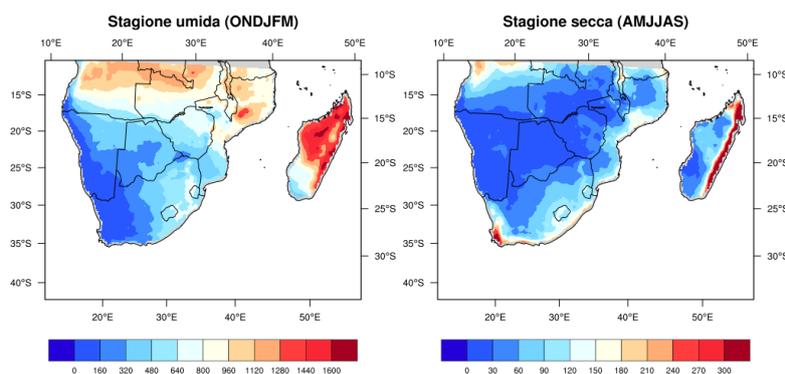
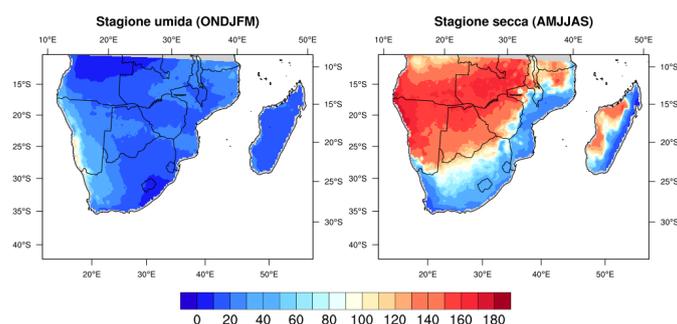
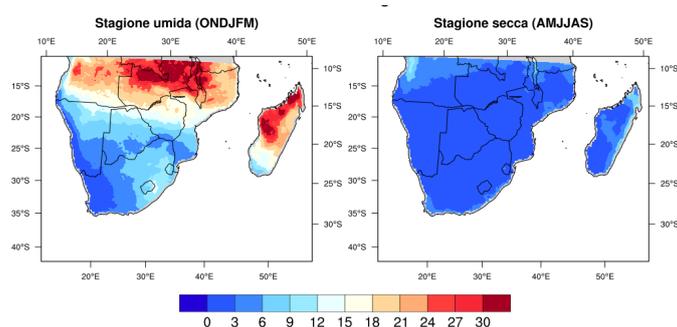


Figura 4.12: Precipitazione media stagionale - PRCPTOT [mm]

Per dare una più precisa caratterizzazione della precipitazione si presentano le mappe stagionali degli indici ETCCDI CDD e CWD (sezione 3.2)

(a) CDD stagionale [*giorni stagione⁻¹*](b) CWD stagionale [*giorni stagione⁻¹*]**Figura 4.13:** Indici di precipitazione CDD e CWD stagionali

La figura 4.13(a) mostra il numero il massimo numero di giorni consecutivi in cui la precipitazione risulta assente nelle due stagioni appena definite. Durante l'inverno australe CDD supera i 160 giorni in buona parte del SA, il che ribadisce l'aridità di buona parte della regione in questa stagione identificando quelle che sono le zone più fortemente soggette a siccità stagionali. L'indice CDD si riduce drasticamente sulle coste del continente ($CDD < 40$ giorni) e sulla costa orientale del Madagascar ($CDD < 20$ giorni), che come verificato in precedenza ha un clima equatoriale. Un dato interessante è il valore di CDD nell'estate australe, e quindi stagione delle piogge, sulle coste della Namibia: CDD è pari circa a 100 giorni confermando la natura arido-desertica della regione. Dalle mappe di CWD (figura 4.13(b)) è possibile osservare come siano le zone montuose quelle soggette a periodi precipitanti più lunghi, con valori anche superiori ai 30 giorni per le zone montuose del Madagascar, dell'Angola e nella regione di Zambia-Malawi. In generale queste mappe confermano la natura arida o semi-arida della regione di studio, escludendo la fascia settentrionale: anche nella stagione delle piogge, l'indice CWD non supera i 15 giorni consecutivi di precipitazione.

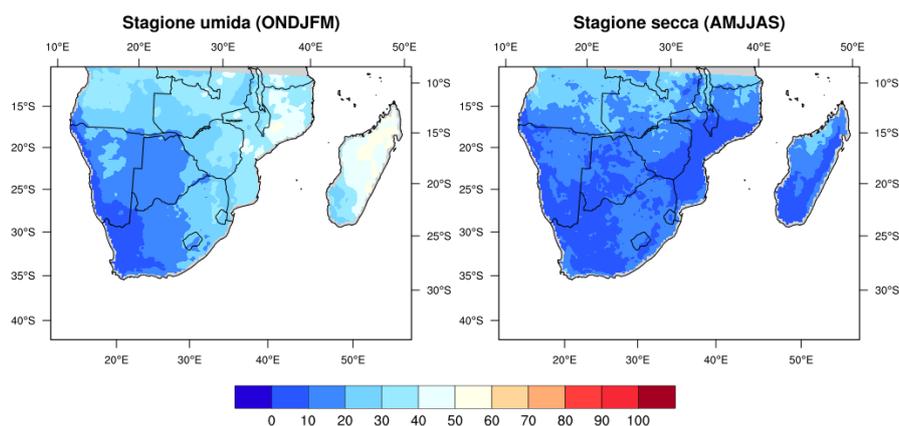


Figura 4.14: Numero di giorni con precipitazione $> 10 \text{ mm giorno}^{-1}$ rispetto al totale dei giorni precipitanti nella stagione [%]

Come per l'EA, dal momento che il picco massimo della precipitazione media giornaliera è di 6 mm giorno^{-1} (figura 4.10(a)) si considera l'indice R10 (numero dei giorni con precipitazione $> 10 \text{ mm}$) come indicativo dell'incidenza delle precipitazioni intense nella regione. Il rapporto percentuale dell'indice R10 sull'indice R1 è mostrato in figura 4.14. Nella stagione delle piogge, l'unica zona caratterizzata da un'alta percentuale di precipitazioni abbondanti è il Madagascar, ad eccezione della zona sud-ovest, e la regione settentrionale del Mozambico in cui il rapporto arriva a superare il 50%. Nella regione nord-orientale del SA il rapporto risulta circa del 30% mentre in quella sud-occidentale inferiore al 10%. E' interessante osservare come nella stagione secca, il 30% dei giorni precipitanti in Angola, Zambia e sulla costa nord-occidentale del Madagascar sia di pioggia abbondante.

Variabilità interannuale

Numerosi studi hanno messo in relazione la precipitazione nel SA con il fenomeno ENSO: durante l'estate australe e soprattutto nel periodo di ottobre-dicembre, in presenza di eventi di El Niño si registrano anomalie negative di precipitazione mentre in presenza de La Niña si verificano anomalie positive di precipitazione (Philippon et al., 2012; Pomposi et al., 2018). Ovviamente, non tutte le zone del SA risultano ugualmente influenzate dalla presenza della teleconnessione ed anche la stessa intensità degli effetti dipenderà dalle caratteristiche del singolo evento. La regione che storicamente ha sperimentato le anomalie negative di precipitazione più grandi è identificabile con quella cintura che si estende dal sud del Mozambico fino alla Namibia, comprendendo Botswana, Zimbabwe e la regione sud-occidentale del Sudafrica (FEWS NET, 2014).

Recenti studi mettono anche in relazione la variabilità interannuale della precipitazione nel SA con l'Angola Tropical Low affermando che potrebbe essere responsabile della modulazione degli effetti di ENSO. Ad esempio nel 1998, si è verificato un evento El Niño molto intenso ma il SA non ha sperimentato un periodo di siccità come ci si sarebbe aspettati

(Howard et al., 2019): secondo lo studio di Blamey et al. (2018) questo comportamento anomalo è stato causato dall'evento molto forte di Angola Low di quello stesso anno.

Per quanto riguarda l'inverno australe invece, e soprattutto i mesi di giugno-agosto, ci sono pareri contrastanti sull'influenza di ENSO sulla precipitazione della regione (Philippon et al., 2012); tuttavia è riconosciuta la dipendenza della precipitazione nel SA con l'Antarctic Annual Oscillation, una teleconnessione che provoca variazioni di circolazione troposferica creando un dipolo di pressione latitudinale. La fase negativa è associata ad un aumento delle precipitazioni mentre la fase positiva ad una riduzione delle precipitazioni nel SA (Reason and Rouault, 2005).

Un'altra caratteristica della variabilità interannuale del SA è la ricorrenza di forti siccità, periodi di più di sei mesi in cui la precipitazione risulta pressoché assente; le più gravi sono solitamente associate alla soppressione della stagione delle piogge, quindi alla riduzione delle precipitazioni nei mesi di ottobre-aprile, provocando un periodo di precipitazione quasi del tutto assente per quasi l'intero anno. All'interno del periodo di studio gli episodi di siccità più gravi sono avvenuti negli anni: 1983, 1992, 1995, 2001-2004, 2015-2016 (Rouault and Richard, 2005; Yuan et al., 2018); alcuni di questi anni coincidono con eventi de El Niño o di concomitanza di El Niño e IOD+ (tabella 4.1).

Anche la precipitazione stagionale in Madagascar è stata messa in relazione con fenomeni ENSO (Randriamahefasoa and Reason, 2017): la precipitazione tende ad essere inferiore alla media climatologica durante gli anni de El Niño e superiore durante gli anni de La Niña.

Rouault and Richard (2005) documentano un aumento dell'estensione spaziale delle siccità in SA dagli anni '70, attribuendolo all'intensificazione degli eventi de El Niño forse per causa antropogenica. A tal proposito, il caso del 2015-2016 è emblematico: non si è verificata la stagione delle piogge in quasi tutto il SA creando gravi problemi di carestie per la popolazione locale. Questo evento è associato alla presenza di entrambi i fenomeni El Niño e IOD+, aggravati dal riscaldamento climatico globale (Yuan et al., 2018).

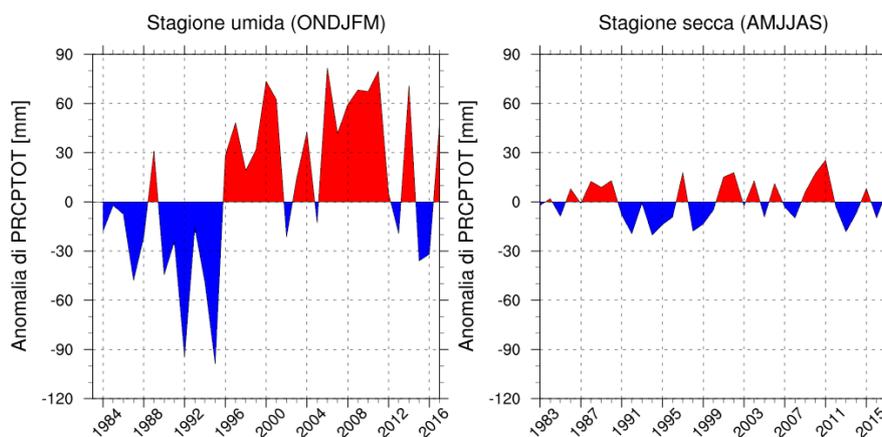


Figura 4.15: Anomalie annuali di PRCPTOT [$mm\ stagione^{-1}$]

I grafici in figura 4.15 rappresentano l'andamento annuale delle anomalie stagionali dell'indice ETCCDI PRCPTOT.

Come precedentemente descritto, si rilevano delle anomalie negative di precipitazione nella stagione umida in tutti gli anni precedentemente individuati come siccitosi (1983, 1992, 1995, 2001-2004, 2015-2016), ad eccezione dell'evento del 2001-2004 che non risulta visibile. Quest'ultimo è caratterizzato da diverse scale temporali e spaziali: la riduzione nella precipitazione si è manifestata per prima nella regione sud-orientale del SA (Mozambico meridionale, Lesotho, sud-est del Sudafrica e Zimbabwe) nei primi tre mesi del 2002, per poi spostarsi via via verso la zona settentrionale fino alla fine del 2003; nel 2004 poi, per la regione sud-orientale, è ricominciata un'altra fase siccitosa (Rouault and Richard, 2005). Per ottenere il grafico, i valori di PRCPTOT sono cumulati su tutti i mesi della stagione e sono stati mediati su tutto il SA: le anomalie così calcolate non riflettono perciò la condizione siccitosa di quegli anni.

Altre anomalie molto visibili nel grafico corrispondono ai periodi 1996-2002 e 2006-2012; alcuni di questi coincidono con eventi de La Niña (tabella 4.1).

Inoltre, è evidente un aumento della precipitazione della stagione umida a partire dalla seconda metà degli anni '90. Questo cambiamento, riscontrato anche in letteratura (Maidment et al., 2015), si pensa sia legato un rafforzamento della circolazione di Walker (L'Heureux et al., 2013).

Capitolo 5

Confronto dei dataset

I dataset di precipitazione satellitare possono fornire stime anche molto diverse di precipitazione; le differenze possono essere legate sia ad una erronea identificazione dei giorni precipitanti sia ad una differente stima quantitativa della precipitazione. Per questo si procede con un confronto basato sia sulla statistica dicotomica che sulla statistica di *pairwise comparison*, con l'obiettivo di identificare le ragioni di eventuali discrepanze tra le stime di precipitazione fornite dai tre dataset.

Inoltre, i confronti vengono sia a livello di cella a 0.25° di risoluzione spaziale, confrontando le serie temporali dei prodotti di precipitazione cella per cella, che valutando l'andamento temporale dei parametri statistici. Con questo duplice approccio è possibile ottenere la distribuzione spaziale dei parametri statistici, ma anche valutarne la stabilità nel tempo. Conoscere nel dettaglio l'algoritmo di formazione dei dataset ed avere nelle indicazioni sul loro comportamento in aree dalla topografia molto diversa e dalla precipitazione climatologica differente consente di identificare quale dataset è più efficace in una determinata area ed anche dove è meno efficiente nel rilevare la precipitazione. Diverse sono le strutture sinottiche ed i processi di formazione di precipitazione e non è detto che ogni dataset sia in grado di identificarli allo stesso modo. Alcune limitazioni dei dataset sono già state presentate nel capitolo 2, elencando le difficoltà dei prodotti satellitari derivanti dai loro algoritmi e identificate da precedenti studi ed analisi di validazione.

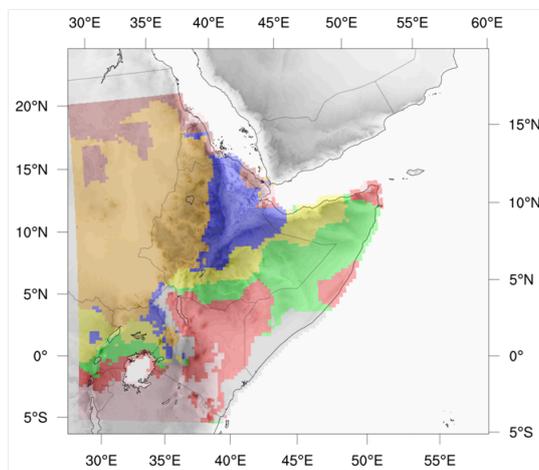
5.1 East Africa

5.1.1 Cluster analisi

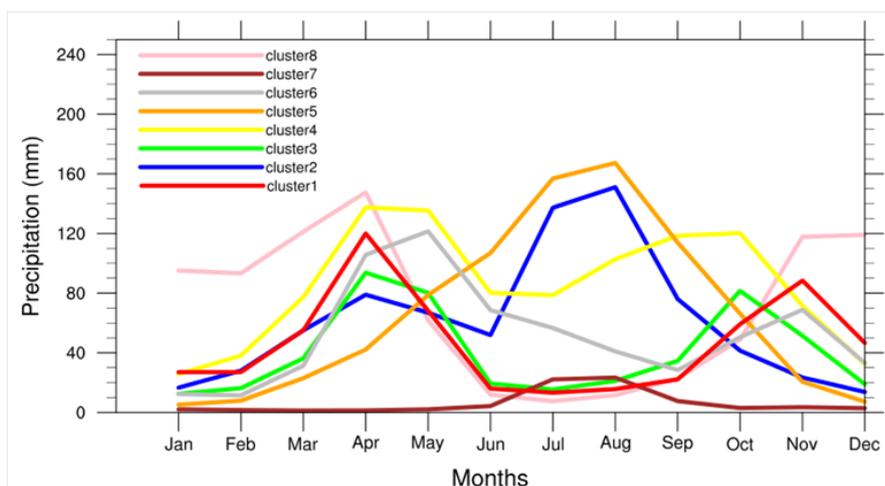
Il *k-mean clustering method* (capitolo 3.3) è stato utilizzato per identificare delle sotto-aree in cui dividere il territorio dell'EA, raggruppandole in base ad uno specifico andamento della climatologia mensile. Così facendo è possibile focalizzarsi sul dettaglio temporale mediando nello spazio le stime di precipitazione in aree omogenee in termini di ciclo annuale delle precipitazioni.

Per la regione dell'EA è stata adottata la suddivisione in 8 cluster proposta in Cattani et al. (2016).

La figura 5.1(a) mostra la distribuzione spaziale dei cluster, mentre i corrispondenti cicli annuali della precipitazione sono presentati in figura 5.1(b).



(a) Mappa dei cluster identificati nell'EA



(b) Ciclo annuale dei cluster a partire dai dati GPCC_Clim

Figura 5.1: Cluster individuati in EA (Cattani et al., 2016)

Come ben evidente in figura 5.1(b) e come descritto nei capitoli precedenti (sezione 4.1), l'EA è caratterizzata da climatologie mensili di precipitazione altamente variabili nello spazio. La maggior parte dei cluster mostra un andamento di tipo bimodale, con due stagioni precipitanti ben separate da un periodo secco; altri sono caratterizzati da un ciclo di precipitazione bimodale ma con le due stagioni umide consecutive separate da soli pochi giorni secchi; altri ancora sono caratterizzati da cicli annuali di tipo monomodale, con un'unica stagione precipitante coincidente con l'estate boreale. Inoltre, anche la quantità di precipitazione è molto variabile: alcuni cluster possono essere caratteriz-

zati da simili andamenti climatologici della precipitazione ma quantitativi mensili molto diversi.

Il cluster 1 comprende diverse aree distanti tra loro, la costa occidentale del lago Vittoria, il Rwanda, la punta del Corno d’Africa e un’altra piccola regione costiera della Somalia e buona parte del Kenya; è caratterizzato da due stagioni precipitanti, MAM più intensa e OND più debole, ben definite ed intervallate da una stagione secca (JJAS). Il cluster 6 presenta un andamento del ciclo annuale delle piogge molto simile al cluster 1 ed è situato sulla costa meridionale della Somalia e sulla costa del Kenya. La regione centrale della Somalia è compresa nel cluster 3, assieme ad una piccola zona a nord del lago Vittoria; anche in questo caso, il cluster è caratterizzato da un ciclo annuale bimodale con le due stagioni precipitanti tra loro paragonabili ma con quantitativi più scarsi rispetto ai cluster 1 e 6. Il cluster 8, che comprende la Tanzania settentrionale ed il Burundi, è anch’esso caratterizzato un ciclo annuale della precipitazione di tipo bimodale ma, a differenza dei precedenti, i quantitativi di precipitazione sono decisamente superiori anche per la stagione JF. I cluster 2 e 4 sono contraddistinti da cicli annuali di precipitazione di tipo bimodale ma senza una vera e propria stagione secca a dividere le due precipitanti. Il primo copre la regione centrale dell’Etiopia, per la maggior parte occupata dalla Rift Valley e dalle scarpate verso le Ethiopian Highlands, e piccole aree in Uganda e Kenya ed è caratterizzato da due stagioni precipitanti, MAM e JJAS, separate da un mese secco a cavallo tra maggio e giugno. Il cluster 4 copre la costa della Somalia sul golfo di Aden e la fascia montuosa orientale delle Easterly Highlands, la regione centrale dell’Uganda e una parte della Repubblica Democratica del Congo ed il suo ciclo di precipitazione annuale è caratterizzato da due stagioni precipitanti, MAM e JJASO, separate da un breve intervallo temporale con precipitazioni inferiori tra i medi di maggio e giugno. Il Sudan è invece caratterizzato da un ciclo annuale di precipitazione monomodale, con quantitativi abbondanti nella stagione JJAS per quanto riguarda il Sud Sudan (cluster 5) e precipitazioni molto scarse nel Sudan settentrionale, in corrispondenza del deserto (cluster 7).

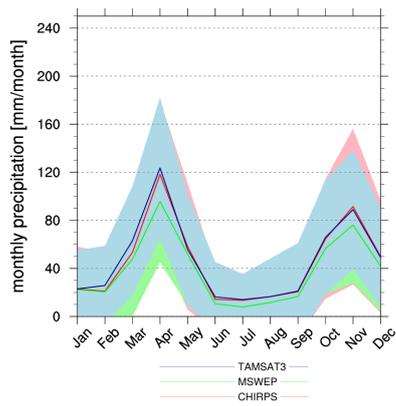
Questa descrizione conferma quanto ritrovato in letteratura e descritto nel capitolo 4.1 e perciò tale partizione in cluster viene applicata anche ai dataset satellitari di precipitazione giornaliera presentati nel capitolo 2: MSWEP, TAMSAT3 e CHIRPS.

La prima analisi che si effettua è la verifica dell’omogeneità intra-cluster dei cicli di precipitazione annuali calcolati a partire dai dataset satellitari; dal momento che la partizione in cluster è stata realizzata tramite il dataset climatologico GPCC_Clim, da stazioni pluviometriche a terra, è necessario verificare che anche per i prodotti satellitari ci sia omogeneità tra le climatologie mensili di tutti i pixel contenuti in un cluster. Per questo viene calcolato il CC tra il ciclo di precipitazione annuale di un selezionato pixel e quello medio del cluster a cui appartiene, calcolato sulla base di tutti gli altri pixel di suddetto cluster. Ad ogni CC viene associato un livello di significatività espresso tramite il *p-value*, ossia la probabilità di ottenere i valori di CC calcolati assumendo che l’ipotesi nulla di cicli annuali della precipitazione non correlati sia corretta. Per ogni cluster viene poi calcolata la media dei CC di tutti i pixel che compongono il cluster e il rispettivo valore di *p-value*; fissato il livello di confidenza al 95% ($p\text{-value}=0.05$) si verifica che il valore di

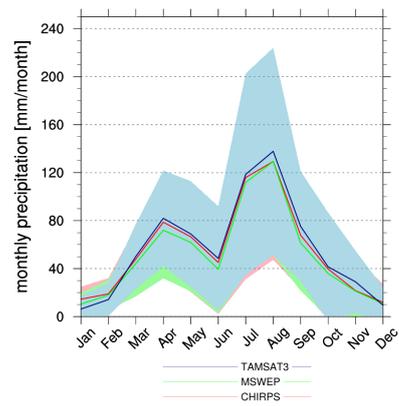
CC garantisca omogeneità del cluster.

Dal momento che per ogni cluster ed ogni dataset, il valore del coefficiente di correlazione supera 0.8 ed il p-value è inferiore a 0.05, consideriamo omogenei i cluster per ciascuno dei tre dataset. Tali risultati garantiscono l'affidabilità della partizione in cluster per i dataset satellitari e permettono quindi di continuare l'analisi.

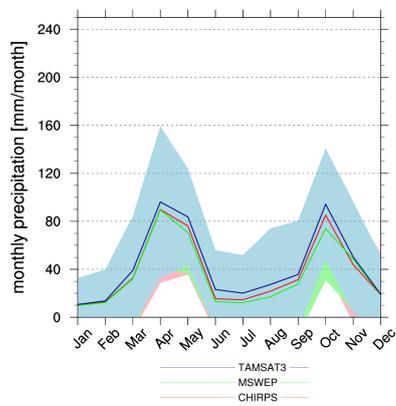
Nei grafici in figura 5.2 sono presentati i cicli medi annuali di precipitazione per ciascun dataset satellitare associati ai corrispondenti valori delle deviazioni standard (σ).



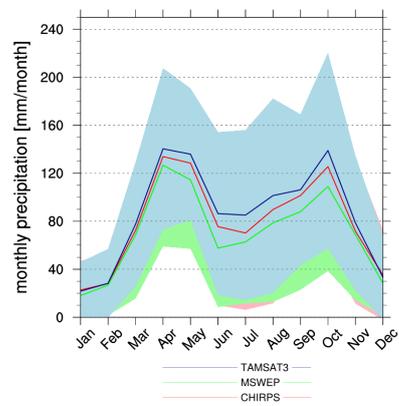
(a) cluster 1



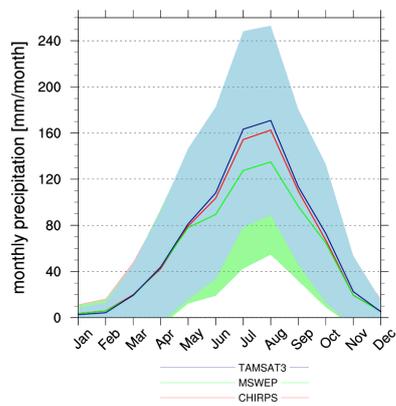
(b) cluster 2



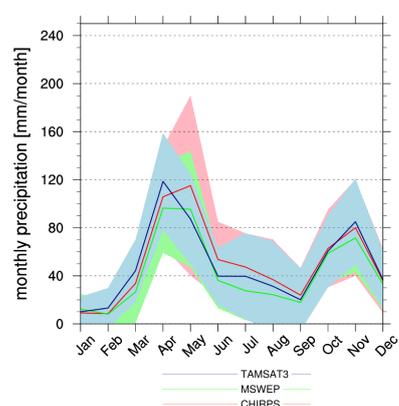
(c) cluster 3



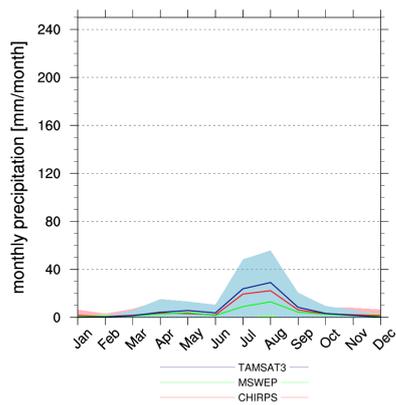
(d) cluster 4



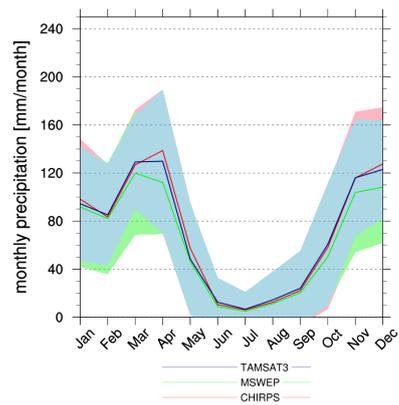
(e) cluster 5



(f) cluster 6



(g) cluster 7



(h) cluster 8

Figura 5.2: Ciclo annuale medio della precipitazione per ogni cluster dell'EA calcolato a partire dai tre dataset satellitari: TAMSAT3 (blu), CHIRPS (rosso) e MSWEP (verde). Le parti ombreggiate evidenziano gli intervalli $\pm\sigma$ di ciascun dataset.

Dai grafici in figura 5.2, è possibile osservare una tendenza generale di MSWEP a sottostimare la precipitazione rispetto agli altri due dataset, mentre emerge un maggiore accordo tra CHIRPS e TAMSAT3. Un'altra osservazione evidente è la variabilità quantitativa della precipitazione intra-cluster per alcune zone dell'EA: soprattutto nei grafici dei cluster 2, 4 e 5 la deviazione standard relativa alla curva mensile media è molto elevata. Queste sono zone prevalentemente montuose e come descritto in letteratura (Dinku et al., 2018) sono le regioni più problematiche. Infine, nell'immagine 5.2(f) relativa al cluster 6, è visibile una discreta discordanza nei mesi di aprile, maggio e giugno tra i tre dataset. Nelle sezioni successive si procede con il confronto statistico dei dataset satellitari al fine di indagare con maggiore dettaglio le differenze nella stima della precipitazione e ipotizzarne le cause.

5.1.2 Statistica dicotomica

In questo capitolo viene applicata la statistica dicotomica per verificare le capacità dei dataset di rilevare correttamente la presenza o l'assenza di precipitazione. Partendo dai dati giornalieri di TAMSAT3, CHIRPS e MSWEP vengono calcolate le tabelle di contingenza ed in seguito i parametri POD, FAR, BIAS e HK (si veda tabella 3.1) fissando uno dei dataset come riferimento.

Sono pertanto presentati confronti tra coppie di dataset, dove il primo elemento della coppia rappresenterà sempre quello di riferimento rispetto al quale saranno vagliati i comportamenti del secondo dataset. Secondo questo schema le coppie analizzate sono CHIRPS e TAMSAT3, con CHIRPS dataset di riferimento, CHIRPS e MSWEP, nuovamente con CHIRPS quale riferimento, ed infine MSWEP con TAMSAT3 con MSWEP nel ruolo di dataset di riferimento.

La prima mappa realizzata rappresenta la variabilità spaziale dell'indice HK (figura 5.3), un indice di accuratezza per stabilire quanto un dataset è in grado di separare gli eventi precipitanti da quelli non-precipitanti.

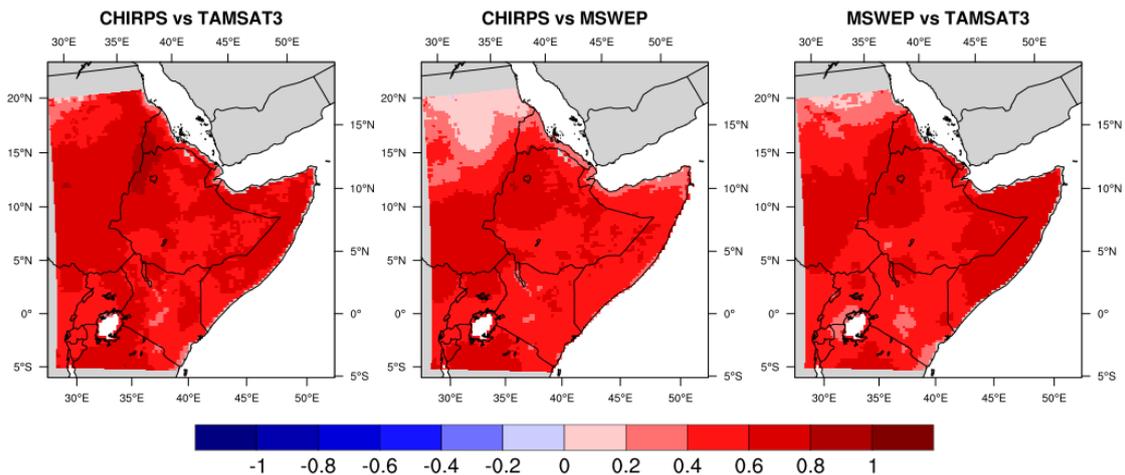


Figura 5.3: Mappe dell'indice HK sull'EA. Da sinistra i dataset utilizzati come riferimento sono: CHIRPS, CHIRPS e MSWEP

La prima informazione che si evince dalla mappa in figura 5.3, è il valore di HK inferiore a 0.2 nella regione settentrionale del Sudan, in corrispondenza del deserto per le coppie CHIRPS-MSWEP e MSWEP-TAMSAT3; questo indica che l'identificazione dei giorni precipitanti realizzata da MSWEP è molto diversa da quella degli altri due dataset. Dal momento che MSWEP tende a sottostimare la precipitazione anche sul cluster 7 (fig: 5.1(a)) e che tale regione ha una precipitazione media giornaliera inferiore a $0.3 \text{ mm giorno}^{-1}$, è possibile le stime giornaliere fornite da tale dataset che non raggiungano la soglia di 1 mm giorno^{-1} scelta come discriminante per i giorni precipitanti e non-precipitanti. Anche nella mappa CHIRPS-TAMSAT3, HK assume valori piuttosto vicini

ad 1 mostrando come la regione settentrionale del Sudan sia problematica per tutti i prodotti satellitari.

Nel resto dell'EA, il parametro HK supera 0.4, con ampie regioni caratterizzate da valori anche superiori a 0.6 e 0.8, denotando come i dataset abbiano caratteristiche simili nella discriminazione degli eventi precipitanti da non-precipitanti.

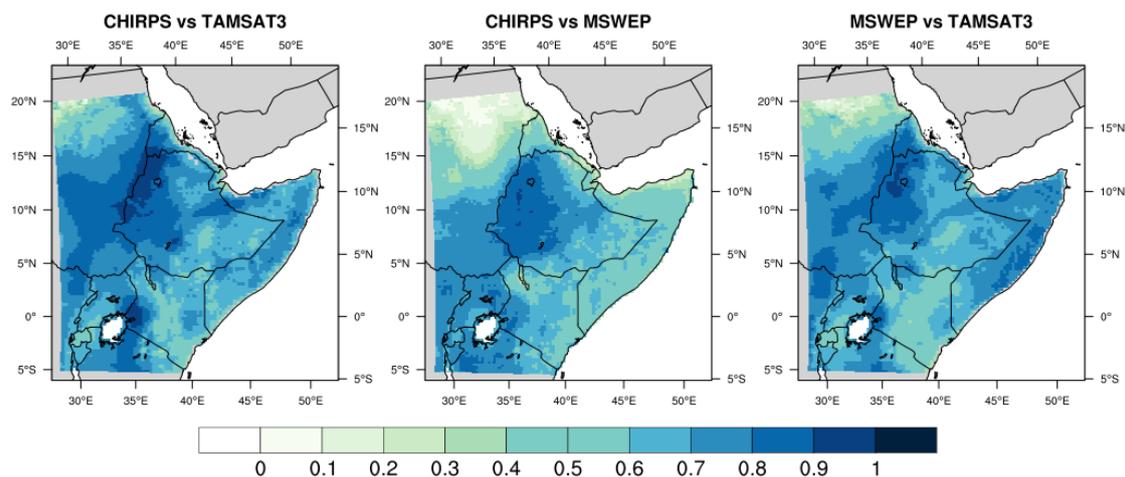


Figura 5.4: Mappe dell'indice POD sull'EA. Da sinistra i dataset utilizzati come riferimento sono: CHIRPS, CHIRPS e MSWEP

La figura 5.4 riporta la variabilità spaziale dell'indice POD, ossia la frazione degli eventi precipitanti osservati dal dataset di riferimento rilevati anche dal dataset di confronto. Dove POD è vicino a zero significa che le occorrenze dei *misses* sono alte e il dataset preso in esame sottostima il numero dei giorni precipitanti rispetto a quello di riferimento. Il POD risulta inferiore a 0.4 in Kenya e in Rwanda nel confronto CHIRPS-TAMSAT3; in Somalia, Eritrea, sulla costa del Kenya e sulla zona circostante il lago Turkana per la coppia CHIRPS-MSWEP ed infine in Rwanda ed in Kenya per MSWEP-TAMSAT3.

Dalle osservazioni incrociate delle tre mappe si può dedurre che: il dataset MSWEP tende a sottostimare il numero dei giorni precipitanti in Somalia e in Eritrea rispetto a CHIRPS ($POD \leq 0.4$) ed il dataset TAMSAT3 mostra la stessa tendenza nella regione centrale del Kenya e in Rwanda rispetto ad entrambi i prodotti; al contrario, il CHIRPS mostra una propensione a sovrastimare i giorni precipitanti sulle coste del Kenya, poiché sia TAMSAT3 che MSWEP danno luogo a valori di POD intorno 0.4-0.5.

Come precedentemente affermato, nella regione settentrionale del Sudan, le scarse piogge impattano sulla capacità di distinguere i giorni precipitanti da quelli non precipitanti con valori del POD inferiori soprattutto nel confronto MSWEP rispetto a CHIRPS.

Il caso opposto è rappresentato da valori di POD prossimi ad uno; ciò indica che la frequenza dei casi *misses* è molto ridotta. Valori di POD superiori a 0.7 si riscontrano sulle Ethiopian Highlands, nel Sud Sudan, in Uganda e in tutta la regione circostante

il lago Vittoria per tutte e tre le mappe; inoltre dal confronto di TAMSAT3 rispetto a CHIRPS emergono valori di POD mediamente superiori rispetto a quelli ottenuti dagli altri confronti.

Tuttavia, il solo valore di POD prossimo ad uno non garantisce che i dataset siano in accordo: l'indice POD permette infatti di valutare l'incidenza degli eventi di precipitazione mancati (*misses*), non fornisce alcuna indicazione sul caso contrario in cui il dataset individui precipitazione anche quando quello di riferimento non lo fa. Per questo, l'analisi di POD va accompagnata dalla rappresentazione dell'indice FAR.

La figura 5.5 mostra quindi la variabilità spaziale dell'indice FAR, il quale indica la frazione di falsi allarmi rispetto al numero totale degli eventi precipitanti rilevati dal dataset in esame. FAR assume valori prossimi a zero se le occorrenze dei *false alarms* sono esigue; mano a mano che l'indice cresce e si avvicina ad uno, cresce la frequenza dei *false alarms* a scapito degli *hits* denotando una tendenza del dataset preso in esame a sovrastimare il numero dei giorni precipitanti rispetto a quello di riferimento.

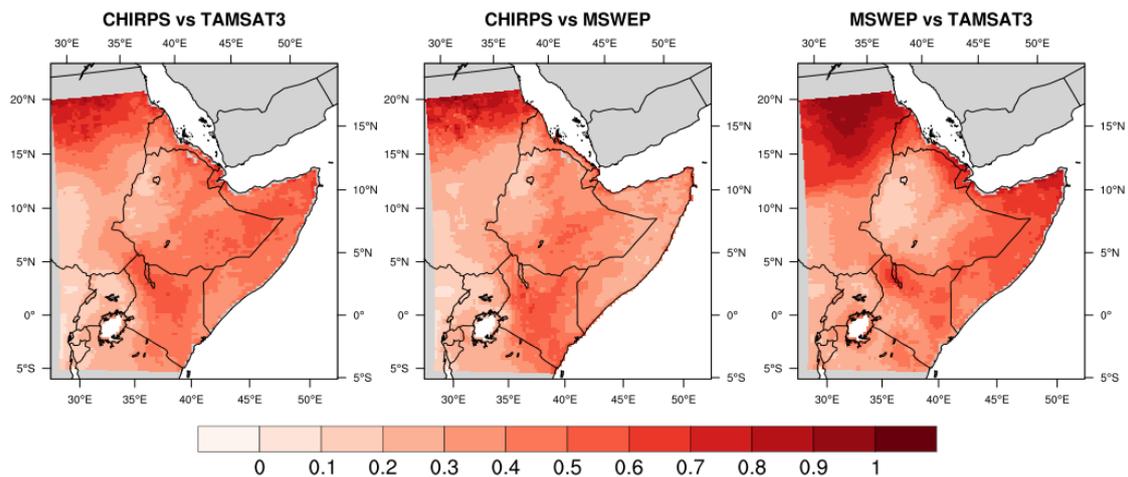


Figura 5.5: Mappe dell'indice HK sull'EA. Da sinistra i dataset utilizzati come riferimento sono: CHIRPS, CHIRPS e MSWEP

L'indice FAR è prossimo a zero in tutte e tre le mappe nella regione del Congo, del Sud Sudan, dell'Uganda, del Rwanda, del Burundi e delle Ethiopian Highlands occidentali: a parte Rwanda e Burundi, sono tutte regioni dove anche il POD assume valori mediamente alti mostrando quindi un buon accordo tra i tre dataset in queste regioni. Va considerato che si tratta di regioni dove la pioggia mediamente assume i valori più alti, "facilitando" il compito di distinguere tra giorni precipitanti e non.

Al contrario, FAR assume valori prossimi ad uno nel Sudan settentrionale per tutte e tre le mappe ed in particolar modo MSWEP-TAMSAT3, confermando la tendenza di TAMSAT3 ad individuare più eventi precipitanti di quelli evidenziati da MSWEP in tale zona; in Somalia ed in Eritrea il valore di FAR per la mappa MSWEP-TAMSAT3 risulta superiore a 0.8 così come sul lago Turkana, dove l'indice si avvicina a 0.7; questo conferma

la predisposizione di MSWEP a sottostimare le occorrenze di precipitazione in suddette zone. Nel centro del Kenya per le mappe CHIRPS-TAMSAT3 e CHIRPS-MSWEP, il FAR è compreso tra 0.5 e 0.6, indicando un'incidenza di *false alarm* più moderata in questa zona da parte di MSWEP e TAMSAT3 rispetto a CHIRPS.

Le distribuzioni spaziali dell'indice BIAS per le tre coppie di dataset confrontati sono presentate in figura 5.6. Tramite tale indice viene valutato il rapporto tra il numero di eventi precipitanti rilevati dal dataset esaminato rispetto al corrispondente valore ottenuto dal dataset di riferimento.

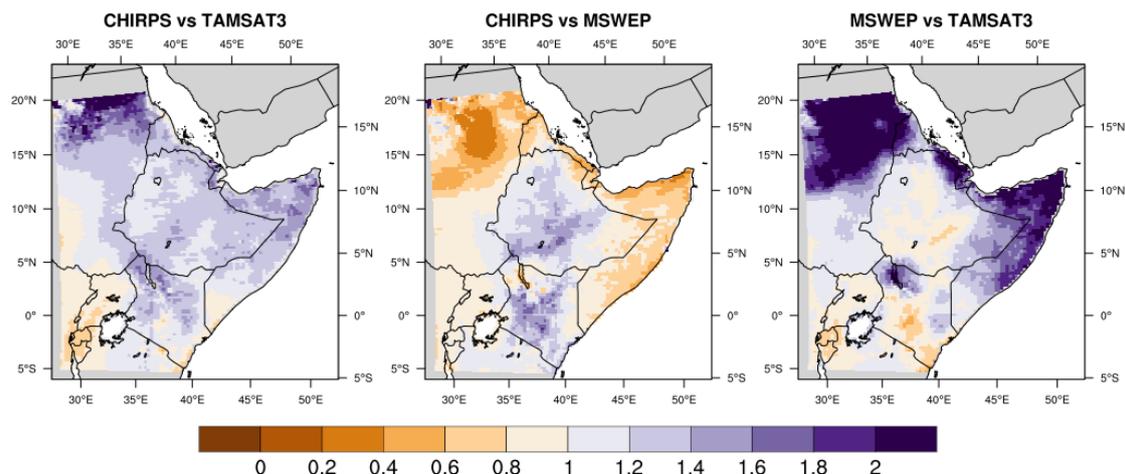


Figura 5.6: Mappa dell'indice BIAS Score sull'EA

A conferma delle osservazioni presentate con le precedenti mappe (figure 5.4, 5.5), c'è miglior accordo tra CHIRPS e TAMSAT3, con una tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare rispetto a CHIRPS il numero di giorni precipitanti in buona parte dell'EA. MSWEP sottostima le occorrenze di precipitazione rispetto agli altri due prodotti e in special modo nelle regioni della Somalia, Eritrea, Sudan e circostante il lago Turkana. Inoltre è visibile un'evidente inclinazione di TAMSAT3 a sottostimare il numero dei giorni precipitanti in Rwanda, Burundi e sulle coste del Kenya. Nelle regioni montuose delle Ethiopian Highlands, MSWEP registra un numero di giorni precipitanti superiore rispetto agli altri due prodotti satellitari.

5.1.3 Confronto quantitativo

Per sviluppare un'analisi di confronto quantitativo delle stime di precipitazione realizzate dai tre prodotti satellitari presi in esame è necessario considerare varie scale temporali rispetto le quali vagliare i dataset: a seconda della topografia, del clima e dell'algoritmo di formazione del dataset satellitare è possibile che le efficienze nella stima della precipitazione cambino a seconda della scala temporale di confronto scelta. Alcuni dataset, possono essere più efficienti nella stima della precipitazione giornaliera mentre altri avere correzioni climatologiche che rendono le stime a lungo termine più realistiche.

Dai valori di precipitazione cumulata a scala giornaliera, mensile e stagionale sono calcolati i parametri statistici CC, ME e MAE considerando le stesse coppie di dataset utilizzate nella sezione precedente. Secondo la notazione adotta in tabella 3.2 per la definizione di tali parametri statistici, SPE_1 e SPE_2 rappresentano, rispettivamente, il primo e secondo data set nelle coppie CHIRPS-TAMSAT3, CHIRPS-MSWEP e MSWEP-TAMSAT3.

Scala temporale giornaliera

Questa analisi è strettamente legata con la statistica dicotomica fornendo indicazioni sulla stima quantitativa della precipitazione a supporto dei confronti sull'individuazione dei giorni precipitanti.

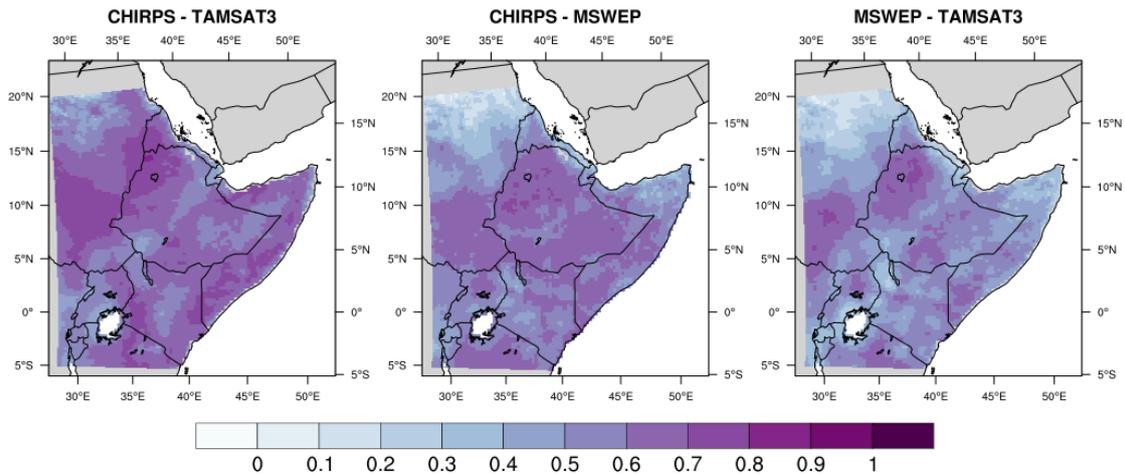


Figura 5.7: Mappe del CC calcolati a partire dai dati giornalieri

Le mappe in figura 5.7 presentano il parametro CC sull'EA, calcolato a partire dai dati giornalieri di precipitazione.

In tutte e tre le mappe, alti valori di CC (compresi tra 0.7 e 0.8) caratterizzano le Ethiopian Highlands occidentali e la Tanzania settentrionale (fig: 5.7). Nella mappa CHIRPS-TAMSAT3, i valori più bassi, inferiori a 0.4, si ritrovano sul deserto del Sudan e nella regione circostante il lago Vittoria. La mappa CHIRPS-MSWEP presenta pattern simili

all'immagine precedente ma con valori mediamente più bassi; oltre alle zone già messe in evidenza si aggiunge la punta del Corno d'Africa in Somalia, l'Eritrea e la regione che comprende Rwanda e Burundi, con valori di CC inferiori a 0.4. I valori di correlazione più bassi sono quelli che emergono dal confronto di TAMSAT3 rispetto a MSWEP, mediamente il CC risulta inferiore a 0.4 ad eccezione delle Ethiopian Highlands occidentali e della Tanzania settentrionale. Da questa mappa appare evidente come TAMSAT3 e MSWEP siano i dataset che presentano il minor grado di accordo, sia nella rilevazione dei giorni precipitanti sia nei quantitativi registrati.

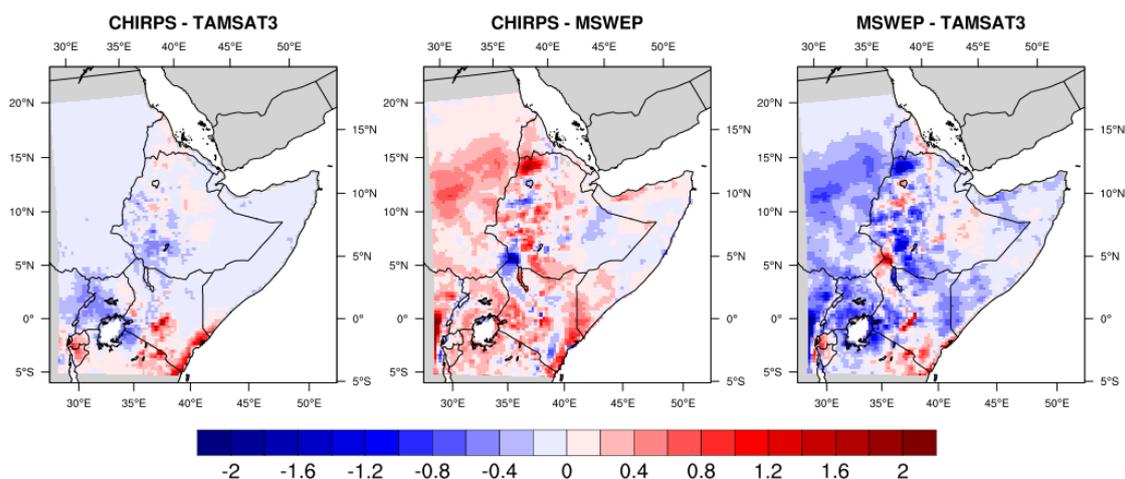


Figura 5.8: Mappe del ME [$mm\ giorno^{-1}$] calcolati a partire dai dati giornalieri per ogni coppia di prodotti satellitari

La figura 5.8 permette di identificare quale prodotto sovrastima o sottostima rispetto ad un altro la quantità di precipitazione giornaliera, rappresentando l'andamento spaziale del ME sul territorio dell'EA. Anche in questo caso, queste mappe sono strettamente legate alle analisi realizzate tramite statistica dicotomica e le osservazioni possono essere utilizzate per confermare quelle realizzate nella sezione precedente (capitolo 5.1.2). Nella mappa CHIRPS-TAMSAT3 è visibile la generale tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare CHIRPS tranne sulle coste del Kenya, dove ME vale $2\ mm\ giorno^{-1}$ rispetto ad una media di precipitazione giornaliera pari a $3\ mm\ giorno^{-1}$; questa tendenza di TAMSAT3 è ancor più evidenziata nella mappa MSWEP-TAMSAT3, che mostra un pattern molto simile alla precedente. Nella mappa CHIRPS-MSWEP si può notare la tendenza di CHIRPS a sovrastimare MSWEP in buona parte dell'EA ad eccezione di piccole regioni concentrate soprattutto in Etiopia.

Dalle figure 5.7 e 5.8 ed in accordo con le osservazioni realizzate con la statistica dicotomica, è possibile affermare che: TAMSAT3 tende a sottostimare la precipitazione giornaliera, sia in termini quantitativi sia nell'individuazione dei giorni precipitanti nella regione di Rwanda e Burundi rispetto agli altri due prodotti; CHIRPS ugualmente la sovrastima sulle coste del Kenya ed infine MSWEP mostra una tendenza a sottostimare

la precipitazione, sia quantitativamente sia nella rilevazione dei giorni precipitanti, generalizzata a quasi tutto l'EA ad eccezioni di alcune zone circoscritte la maggior parte delle quali nelle regioni montuose in Etiopia.

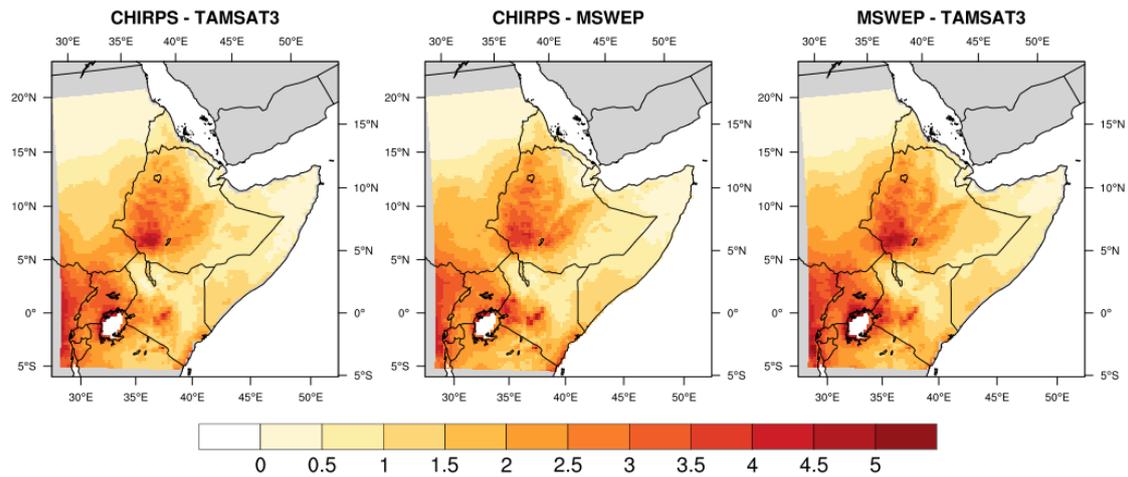


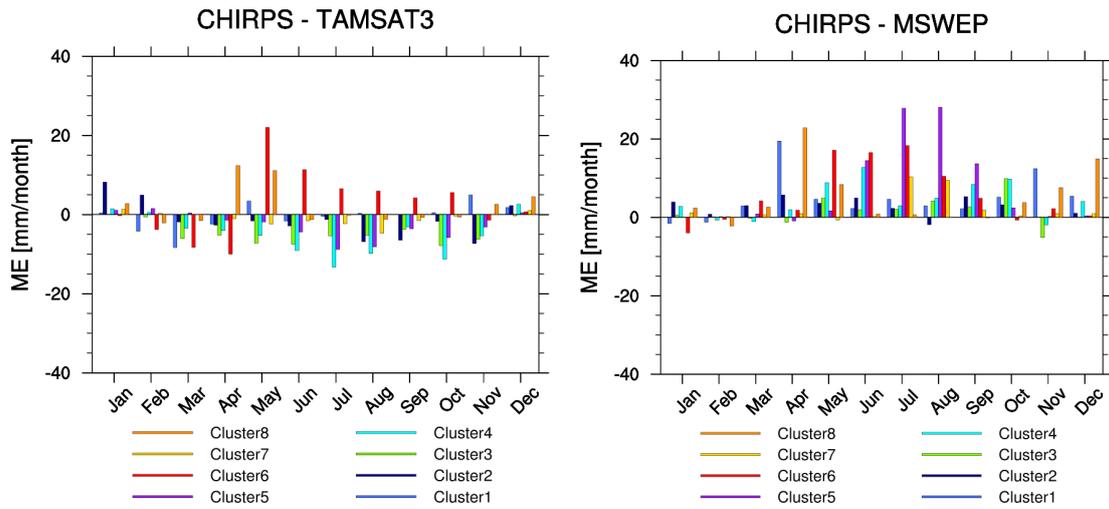
Figura 5.9: Mappa del MAE calcolati a partire dai dati giornalieri per ogni coppia di prodotti satellitari

L'immagine 5.9 mostra la variabilità spaziale del MAE calcolato sempre a partire dalle stime giornaliere. Il pattern mostrato in figura è pressoché identico alla mappa della precipitazione media giornaliera sull'EA (fig: 4.4(a)), evidenziando come l'errore maggiore sia associato alle regioni dove la precipitazione media è maggiore.

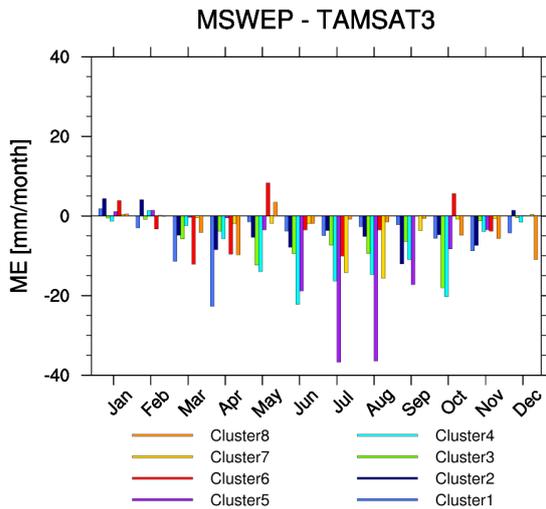
Scala temporale mensile

Un'altra scala temporale a cui viene effettuato il confronto tra le stime di precipitazione fornite dai tre dataset satellitari è quella mensile. Per mantenere anche il dettaglio spaziale, il calcolo del ME e del MAE è stato realizzato intra-cluster, confrontando le stime di precipitazione mensili pixel per pixel, e realizzando poi una media temporale e spaziale su ogni cluster. Si sono realizzate così dei grafici che mostrano il valore medio mensile di ME e MAE per ogni cluster e per ogni coppia di dataset (figure 5.10 e 5.11). La figura 5.10(a), legata alla coppia di prodotti CHIRPS-TAMSAT3, presenta un ME mediamente inferiore rispetto agli altri grafici indicando miglior accordo tra le stime di precipitazione mensile di questi due dataset; in generale si osserva una tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare le quantità di precipitazione rispetto a CHIRPS in quasi tutti i cluster, ad eccezione del 6 e dell'8. In queste aree, il ME arriva a superare 20 mm mese^{-1} nel cluster 6 per il mese di aprile e mantiene valori positivi fino al mese di ottobre; il cluster 8 presenta valori di ME pari a circa 15 mm mese^{-1} per i mesi di aprile e maggio. Osservando i grafici riferiti alle coppie CHIRPS-MSWEP (fig: 5.10(b)) e MSWEP-TAMSAT3 (fig: 5.10(c)) appare evidente come MSWEP sottostimi sistematicamente il quantitativo mensile di precipitazione rispetto agli altri due dataset. I ME maggiori si ritrovano nel cluster 5; per i mesi di giugno-settembre il ME supera 30 mm mese^{-1} rispetto a valori medi di precipitazione di 160 mm mese^{-1} . Osservando la mappa CHIRPS-MSWEP, si possono notare picchi positivi di ME anche per i cluster 1 e 8 nel mese di aprile, ossia nel mese caratterizzato dalle precipitazioni più abbondanti, e per il cluster 6 nei mesi di maggio-agosto, coincidenti in questo caso con la stagione secca. Anche dalla mappa MSWEP-TAMSAT3 è ben evidente come MSWEP sottostimi la precipitazione rispetto TAMSAT3 in tutto l'EA ed in particolare modo durante l'estate boreale. I cluster maggiormente interessati da ME negativo sono il 3, il 4, con picchi nei mesi da maggio ad ottobre, il cluster 1 nel mese di aprile, il cluster 7 nei mesi di luglio e agosto e il cluster 5 nei nel periodo giugno-agosto.

Queste considerazioni confermano quanto osservato nel confronto a scala temporale giornaliera ed inoltre permettono di definire il periodo dell'anno in cui le differenze si fanno più marcate.



(a) ME su scala mensile di CHIRPS-TAMSAT3 (b) ME su scala mensile di CHIRPS-MSWEP



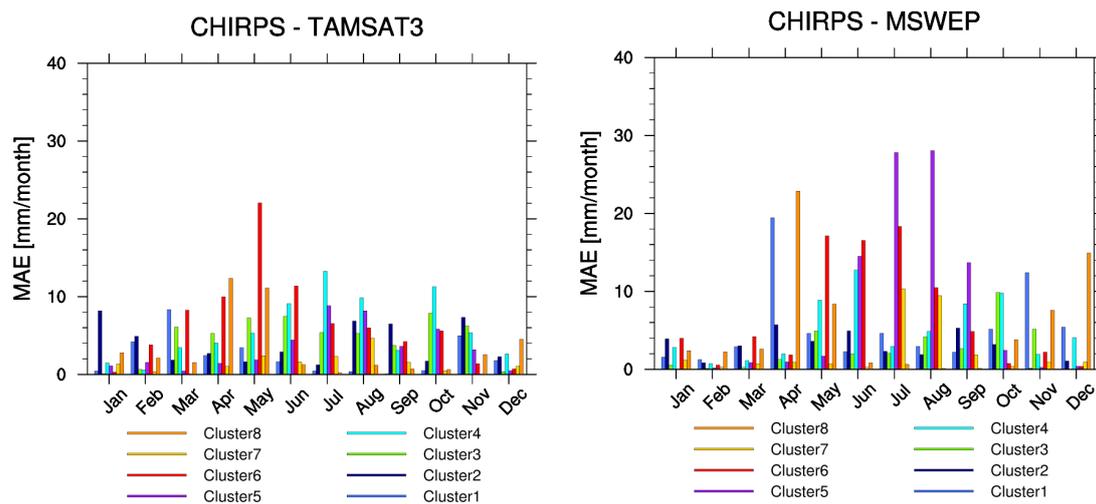
(c) ME su scala mensile di MSWEP-TAMSAT3

Figura 5.10: ME degli indici PRCPTOT mensili per ogni coppia di prodotti satellitari, mediata spazialmente su ogni cluster

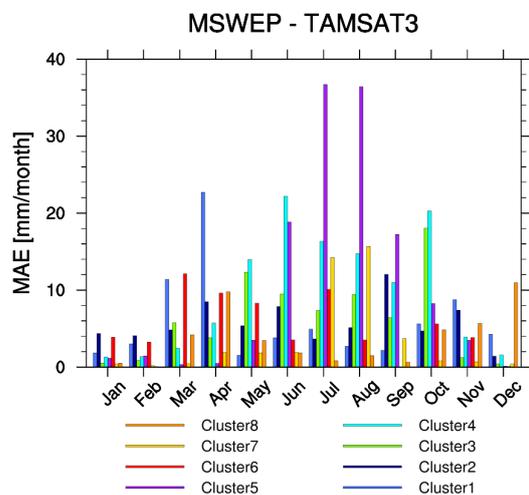
Dal momento che ME per i grafici di CHIRPS-MSWEP e di MSWEP-TAMSAT3 era rispettivamente solo maggiore e solo minore di zero, indicando una sottostima sistematica di MSWEP rispetto agli altri due prodotti satellitari, la rappresentazione di MAE per suddette coppie di dataset (fig: 5.11(b) e 5.11(c)) non mostra alcuna informazione aggiuntiva.

Interessante è invece il grafico relativo a CHIRPS-TAMSAT, che permette di quantificare

il valor medio dell'errore: è possibile osservare dove la sovrastima di TAMSAT3, descritta come generalizzata in tutto l'EA, risulta particolarmente significativa. Il cluster 4 per i mesi di luglio, agosto ed ottobre presenta un MAE superiore a 10 mm mese^{-1} ; così il cluster 2 per i mesi di gennaio e novembre riporta un MAE superiore a 8 mm mese^{-1} , valore piuttosto elevato se si considera che la precipitazione media mensile per questi periodi è inferiore a 30 mm mese^{-1} .



(a) MAE su scala mensile di CHIRPS-TAMSAT3 di (b) MAE su scala mensile di CHIRPS-MSWEP



(c) MAE su scala mensile di MSWEP-TAMSAT3

Figura 5.11: MAE degli indici PRCPTOT mensili per ogni coppia di prodotti satellitari, mediata spazialmente su ogni cluster

Scala temporale stagionale

Un'altra scala temporale che fornisce un interessante confronto è quella stagionale. Adottando la stagionalità definita nel capitolo 4.1 è calcolato il ME relativo alle serie temporali di pioggia cumulata stagionale dei tre prodotti satellitari. Facendo riferimento alle coppie di dataset già utilizzate finora, si calcola la differenza di PRCPTOT cumulato stagionalmente, anno per anno e pixel per pixel, e la si media sull'intervallo temporale di 35 anni: si ottengono così le mappe delle differenze climatologiche tra i quantitativi di pioggia stagionale registrate dai diversi dataset.

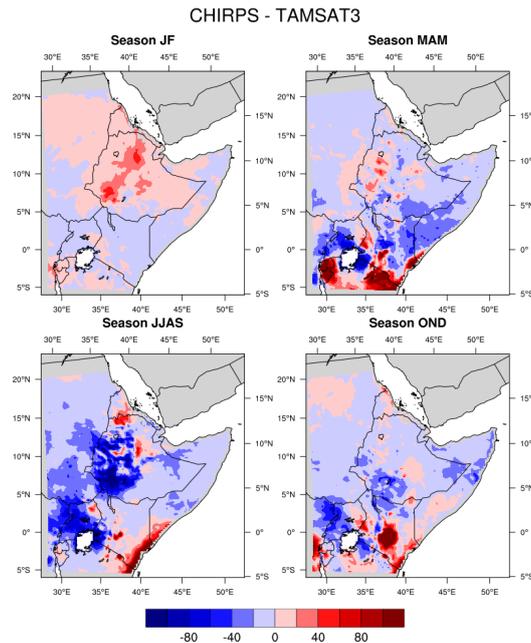


Figura 5.12: Mappa del ME [$mm\ stagione^{-1}$] tra CHIRPS e TAMSAT3 a partire dalla precipitazione totale stagionale

Il ME relativo alla precipitazione stagionale tra CHIRPS e TAMSAT3 (figura 5.12); verrà confrontato con la mappa di PRCPTOT stagionale ottenuta tramite la media dei tre dataset (figura 4.6) per pesare l'errore sulla precipitazione media nelle zone e nelle stagioni prese in considerazione.

La stagione JF non presenta grosse differenze tra le stime dei prodotti, anche considerando la carenza di precipitazione in buona parte dell'EA; solo sulla regione occidentali della catena montuosa etiopica, CHIRPS fornisce stime più abbondanti rispetto a TAMSAT3. Nella stagione MAM è possibile osservare alcune differenze già messe in luce con il grafico di ME mensile: nel cluster 8, e più precisamente nella Tanzania settentrionale e nella regione di Rwanda e Burundi, TAMSAT3 tende a sottostimare la precipitazione ottenendo ME superiori a $80\ mm\ stagione^{-1}$ rispetto ad un quantitativo medio stagionale non superiore a $200\ mm\ stagione^{-1}$. Inoltre, è possibile notare la già descritta tendenza generale di TAMSAT3 a sovrastimare la precipitazione rispetto a CHIRPS in quasi

tutto l'EA e in particolar modo nella regione a nord del lago Vittoria. Nella stagione JJAS è ben individuabile la netta prevalenza di TAMSAT3 a sovrastimare CHIRPS, in particolar modo in Uganda e sulla zona occidentale delle Ethiopian Highlands; nei grafici a scala mensile, questa differenza non era evidente dal momento che il cluster 5 è molto vasto e comprende anche altri territori. Inoltre, si può osservare come CHIRPS sovrastimi la quantità di precipitazione rispetto a TAMSAT3 sulle coste del Kenya, in particolar modo in questa stagione ma anche durante le stagioni MAM e OND. Infine la mappa relativa alla stagione OND mostra un pattern molto simile a quella di MAM, ad eccezione di una zona circoscritta attorno al monte Kenya dove CHIRPS sovrastima fortemente TAMSAT3, con ME superiore a $100 \text{ mm stagione}^{-1}$ rispetto ad una media di precipitazione di $200 \text{ mm stagione}^{-1}$ con picchi anche superiori a $350 \text{ mm stagione}^{-1}$.

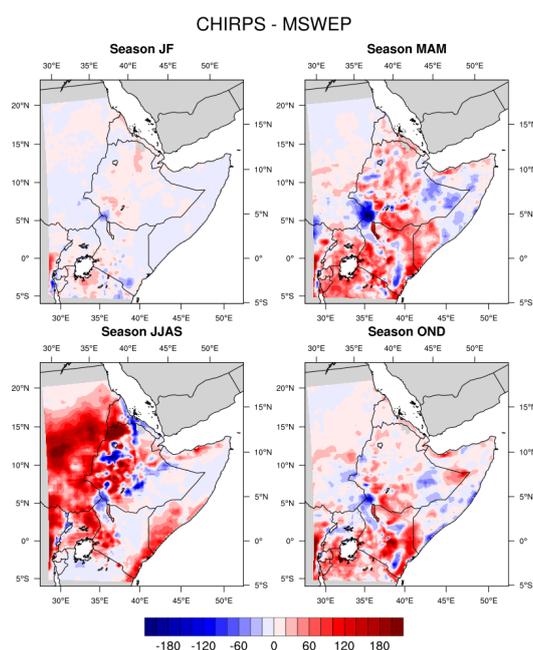


Figura 5.13: Come in figura 5.12 per la coppia di prodotti CHIRPS - MSWEP.

La figura 5.13 mostra la variabilità spaziale del ME tra i dataset CHIRPS e MSWEP. Come descritto in precedenza, MSWEP sottostima la quantità di precipitazione rispetto a CHIRPS e questo è ben visibile nelle mappe relative alle stagioni MAM e OND, soprattutto nella parte sud-est del territorio. Nella stagione JJAS il ME raggiunge il picco massimo per la zona del cluster 5 (Sudan, Sud Sudan e catena occidentale delle Ethiopian Highlands), con valori superiori a $180 \text{ mm stagione}^{-1}$ su precipitazioni medie stagionali non superiori a $350 \text{ mm stagione}^{-1}$. Di particolare interesse, questa mappa mette in evidenza come in alcune zone montuose delle Ethiopian Highlands, sia MSWEP a sovrastimare la precipitazione stagionale rispetto a CHIRPS. Infine, anche in questa mappa è particolarmente evidente la sovrastima di CHIRPS sulle coste del Kenya e della

Somalia meridionale, in particolar modo nella stagione JJAS.

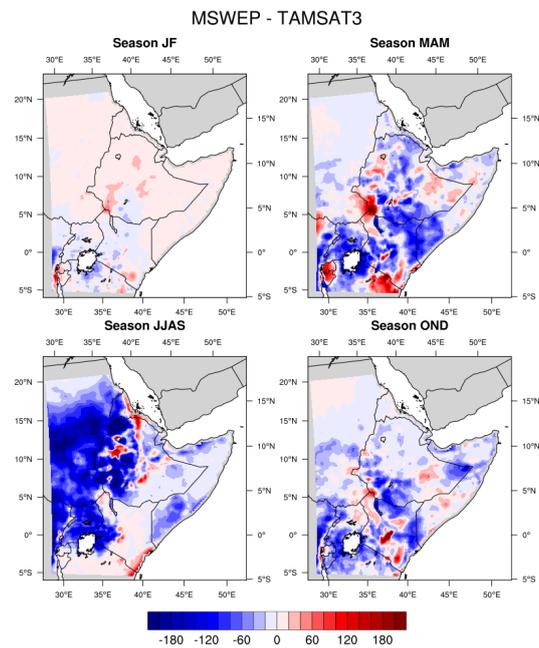


Figura 5.14: Come in figura 5.12 per la coppia di prodotti MSWEP - TAMSAT3

La mappa riportata in figura 5.14 mostra come MSWEP in quasi tutto l'EA sottostimi sistematicamente la pioggia cumulata stagionalmente rispetto a TAMSAT3. I pattern mostrati confermano sostanzialmente quanto osservato con le due mappe precedenti.

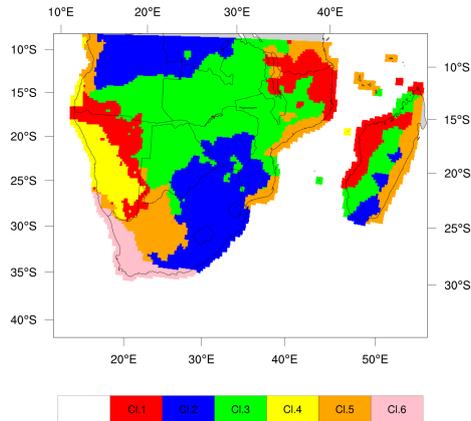
5.2 Africa Australe

5.2.1 Cluster analisi

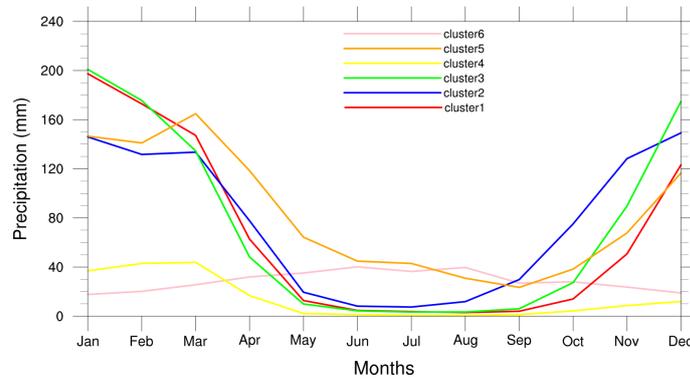
In analogia con quanto fatto per la regione dell'EA, anche per SA si è proceduto alla suddivisione del territorio in sotto-aree omogenee rispetto all'andamento del ciclo annuale delle precipitazioni tramite l'applicazione del metodo di *k-mean clustering* (si veda capitolo 3.3). La figura 5.15(a) mostra i sei cluster in cui è stato diviso il territorio del SA, applicando il metodo di clustering al dataset climatologico GPCC_Clim, mentre in figura 5.15(b) sono mostrati i corrispondenti cicli annuali medii di precipitazione.

Anche in questo caso sono stati testati diversi valori del numero di cluster al fine di ottenere il migliore compromesso tra la minimizzazione della varianza intra-cluster ed un'eccessiva frammentazione del territorio. Si è verificato che un ulteriore aumento a sette del numero di cluster rispetto ai sei identificati, comportava unicamente una ulteriore frammentazione del cluster 2, creando una fascia di transizione tra di esso ed il cluster 3; la climatologia mensile di questa sotto-area risultava pressoché identica alla curva del cluster 3, con quantitativi leggermente inferiori nei mesi di gennaio e febbraio. Va considerato inoltre che la partizione scelta deve poter identificare delle regioni geograficamente simili; se le aree sono tra di loro distanti e possiedono caratteristiche territoriali molto diverse, l'analisi del comportamenti dei dataset in base alla topografia ed alla natura della precipitazione risulta più complicata.

A conferma delle scelta dei cluster, si può osservare l'analogia tra la partizione adottata in questo studio e la mappa raffigurante le classi climatiche di Köppen-Geiger (fig: 4.2).



(a) Mappa dei cluster identificati nel SA



(b) Ciclo annuale dei cluster a partire dai dati GPCC_Clim

Figura 5.15: Cluster individuati nel SA

Come si evidenzia dalla figura 5.15(b) e come descritto nella sezione 4.2, il SA è caratterizzato da una stagionalità della precipitazione più omogenea sul territorio di quella riscontrata nell'EA, ma quantitativamente molto variabile. Ad eccezione del cluster 6, che comprende la regione di Cape Town, tutti gli altri presentano un andamento della climatologia mensile molto simile, caratterizzato da una stagione umida coincidente con l'estate australe (ONDJFM) e una stagione secca coincidente con l'inverno australe (AMJJAS).

In particolare il cluster 1, che comprende la regione pre-desertica in Namibia, il Mozambico settentrionale e la costa nord-occidentale del Madagascar, ed il cluster 3, che copre la fascia centrale del Madagascar e tutto il centro del SA, sono caratterizzati da una stagione secca che va da maggio ad ottobre con quantità di precipitazione molto scarsa, e da una stagione delle piogge coincidente con il periodo ottobre-dicembre, che per il

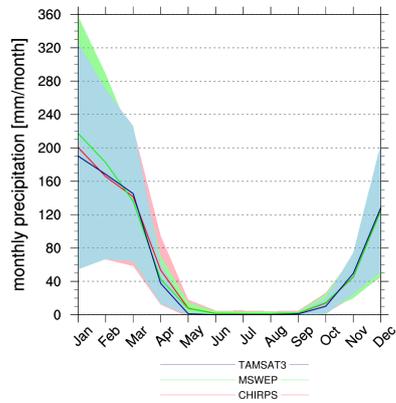
cluster 3 risulta leggermente più abbondante. Il cluster 2, che comprende l'Angola, la regione orientale del Sud Africa e il centro-sud del Madagascar, ha una stagione secca più breve, da maggio ad agosto, ed è caratterizzato da precipitazioni più abbondanti rispetto ai cluster 1 e 3, soprattutto nel periodo settembre-dicembre. Il cluster 5 presenta le precipitazioni più abbondanti di tutto il SA: la stagione secca, coincidente con l'estate boreale, è caratterizzata da una quantità di precipitazione ridotta ma comunque significativa; tale cluster comprende la costa orientale del Madagascar, la costa del Mozambico e la regione occidentale del Sud Africa. Il cluster 4 occupa il deserto del Namib ed è perciò contraddistinto da precipitazioni molto scarse tutto l'anno, con un periodo precipitante nei mesi di gennaio, febbraio e marzo. Infine, il cluster 6 è l'unico con un ciclo annuale della precipitazione molto diverso dal resto del SA: le piogge sono sempre molto scarse e il massimo del ciclo annuale si riscontra nell'estate boreale, da aprile a settembre.

La prima analisi effettuata è, come per la sezione 5.1.1, la verifica dell'omogeneità intra-cluster dei cicli di precipitazione annuali calcolati a partire dai prodotti satellitari. Anche in questo caso i valori di CC intra-cluster sono risultati superiori a 0.8 e statisticamente significativi ($p\text{-value} = 0.05$), garantendo così l'affidabilità della partizione anche per i dataset satellitari.

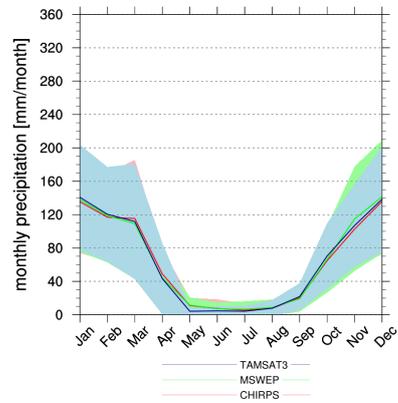
Nei grafici in figura 5.16) sono presentati i cicli medi annuali di precipitazione per ciascun dataset satellitare associati ai corrispondenti valori delle deviazioni standard (σ) per ciascun cluster.

Dai grafici in figura 5.16, è possibile osservare in primo luogo, una grande variabilità quantitativa della precipitazione intra-cluster per le sotto-aree 1 e 5; in queste zone la deviazione standard relativa alla curva mensile media dei tre prodotti è molto elevata, soprattutto per il periodo gennaio-marzo. Si può inoltre aggiungere che le discrepanze tra i prodotti si presentano anche nei mesi più secchi da aprile a settembre per il cluster 5. Si tratta anche in questo caso soprattutto del TAMSAT3 che sottostima la precipitazione rispetto CHIRPS e MSWEP che sono molto più simili. Un'altra osservazione evidente è la discordanza tra la curva relativa a TAMSAT3 e le altre due per il cluster 6 (figura 5.16(f)) nel periodo marzo-giugno. Al contrario, nei cluster 2, 3 e 4 le medie mensili relative ai tre dataset satellitari mostrano un miglior accordo, che si estende anche agli intervalli di variabilità della precipitazione ($\pm\sigma$) praticamente sovrapponibili.

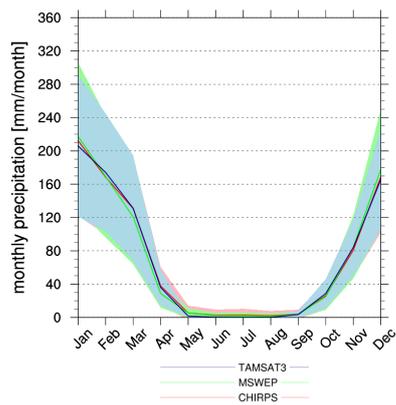
Nelle sezioni successive si procede con il confronto statistico dei dataset satellitari al fine di indagare con maggiore dettaglio le differenze nella stima della precipitazione e ipotizzarne le cause.



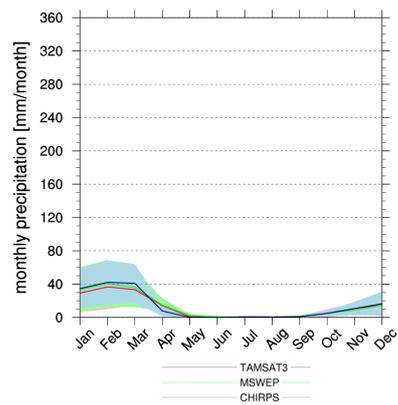
(a) cluster 1



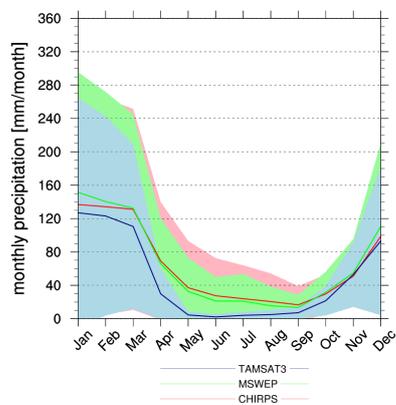
(b) cluster 2



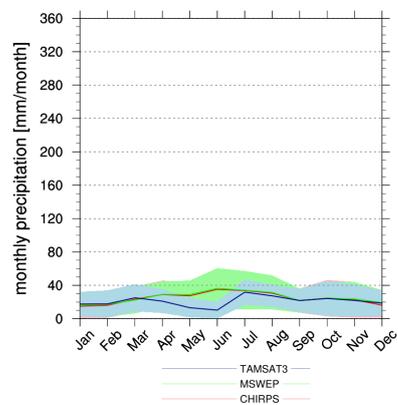
(c) cluster 3



(d) cluster 4



(e) cluster 5



(f) cluster 6

Figura 5.16: Ciclo annuale medio della precipitazione per ogni cluster del SA calcolato a partire dai tre dataset satellitari: TAMSAT3 (blu), CHIRPS (rosso) e MSWEP (verde). Le parti ombreggiate evidenziano gli intervalli $\pm\sigma$ di ciascun dataset.

5.2.2 Statistica dicotomica

Seguendo lo stesso procedimento descritto nella sezione 5.1.2, si rappresentano le mappe degli indici HK, POD, FAR e BIAS su tutto il SA per quantificare le capacità di ogni prodotto di distinguere i giorni precipitanti da quelli non-precipitanti, in funzione delle caratteristiche del territorio e del clima. I confronti sono realizzati tra coppie di dataset, eseguendo lo stesso schema utilizzato per l'EA, dove il primo elemento della coppia rappresenta sempre quello di riferimento rispetto al quale sono vagliati i comportamenti del secondo dataset. Le coppie analizzate sono quindi CHIRPS e TAMSAT3, con CHIRPS dataset di riferimento, CHIRPS e MSWEP, nuovamente con CHIRPS quale riferimento, ed infine MSWEP con TAMSAT3 con MSWEP nel ruolo di dataset di riferimento.

L'indice HK, le cui mappe sono presentate in figura 5.17 per le tre coppie di dataset analizzati, fornisce una prima valutazione di quanto un dataset sia in grado di separare le due tipologie di eventi.

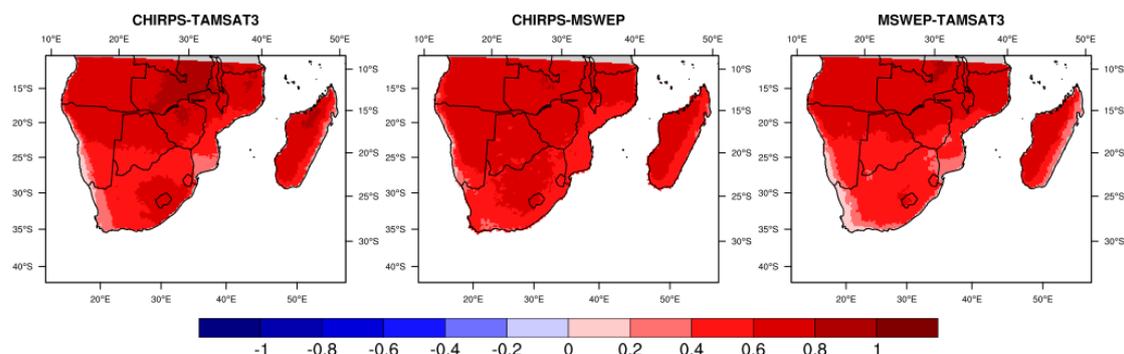


Figura 5.17: Mappe dell'indice HK sul SA. Da sinistra i dataset utilizzati come riferimento sono: CHIRPS, CHIRPS e MSWEP

Osservando la figura 5.17 si può notare come la costa della Namibia e la regione di Cape Town siano caratterizzate da un valore dell'indice HK inferiore a 0.2 per le mappe CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3, mostrando come TAMSAT3 si discosti molto dagli altri due prodotti nell'individuare i giorni precipitanti. Come per il deserto del Sudan nell'EA, anche la costa della Namibia è occupata da una zona desertica e i giorni precipitanti sono molto ridotti; la stessa precipitazione media giornaliera non supera $0.5 \text{ mm giorno}^{-1}$ pertanto è ragionevole aspettarsi che l'approccio dicotomico sia problematico avendo come soglia di discriminazione tra eventi precipitanti e non 1 mm giorno^{-1} . Un'altra caratteristica comune delle mappe CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 è il valore di HK inferiore a 0.4 per tutta la regione meridionale del SA (ad eccezione dei Monti del Drago), evidenziando la stessa problematica: si tratta nuovamente di una regione dove la precipitazione media giornaliera supera di poco 1 mm giorno^{-1} (fig: 4.10(a)). In generale, le regioni costiere del continente e la costa orientale del Madagascar sono caratterizzate da valori di HK inferiori rispetto al resto del SA ($0.4 \leq \text{HK} \leq 0.6$).

Ad ogni modo, l'indice mostra per il SA valori mediamente superiori a quanto rilevato per l'EA (fig: 5.3), evidenziando caratteristiche simili dei tre dataset nella discriminazione degli eventi precipitanti e non-precipitanti. Inoltre è da notarsi che la regione del SA compresa tra 10° e 25°S di latitudine, presenta valori di HK molto alti, compresi tra 0.6 e 0.8.

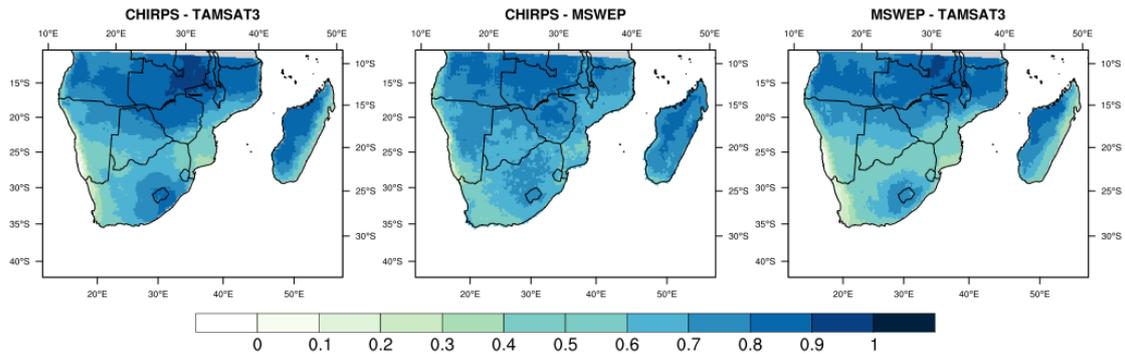


Figura 5.18: Mappe dell'indice POD sul SA. Da sinistra i dataset utilizzati come riferimento sono: CHIRPS, CHIRPS e MSWEP

La figura 5.18 rappresenta la mappa sul SA dell'indice POD, ossia la frazione degli eventi precipitanti osservati dal dataset di riferimento rilevati anche dal dataset di confronto.

In generale, si osserva come la coppia CHIRPS-MSWEP sia quella contraddistinta dai valori di POD più alti, quasi sempre superiori a 0.6 in tutto il SA. Si può inoltre riscontrare un gradiente latitudinale di POD, con valori massimi vicini ad 1 nella regione settentrionale che diminuiscono progressivamente muovendosi verso sud fino a valori pari 0.6. Le regioni costiere del continente sono invece caratterizzate da valori dell'indice mediamente inferiori, con minimi che arrivano a 0.3 sulle coste della Namibia e nella regione di Cape Town. Ciò si traduce in una tendenza di MSWEP a sottostimare il numero di giorni precipitanti rispetto a CHIRPS in suddette regioni.

Le coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 mostrano dei pattern molto simili: il POD raggiunge valori molto prossimi ad 1 nella fascia settentrionale del SA, nell'interno e sulla costa occidentale del Madagascar e nella regione montuosa circostante il Lesotho; diminuisce fino a valori inferiori a 0.3 sulla costa orientale del Madagascar, sul Mozambico meridionale, nella regione di Cape Town e sulla costa della Namibia dove l'indice POD raggiunge il minimo con valori intorno a 0.1. Questo è indicativo dell'incidenza degli eventi precipitanti mancati da parte del TAMSAT3 rispetto agli altri due prodotti.

Come descritto per l'analisi dicotomica dell'EA, alla variabilità spaziale dell'indice POD va associata una rappresentazione del FAR, al fine di evidenziare anche le regioni in cui un dataset rileva eventi di precipitazione non identificati da quello di riferimento. La figura 5.19 mostra quindi le mappe dell'indice FAR.

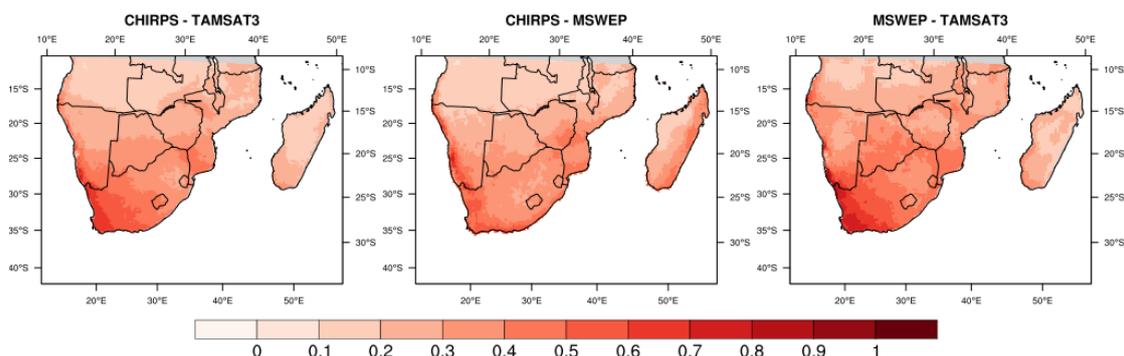


Figura 5.19: Mappe dell'indice FAR - False Alarm Ratio sull'EA

Le coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 mostrano valori di FAR superiori a 0.8 nella regione di Cape Town. Considerando che in questa regione TAMSAT3 esibisce anche dei bassi valori di POD rispetto CHIRPS e MSWEP, si direbbe che TAMSAT3 abbia la tendenza ad individuare giorni precipitanti che non sono condivisi dagli altri dataset e viceversa tende a mancare gli eventi precipitanti individuati da CHIRPS e MSWEP. Un'analogia situazione si verifica anche nel confronto di MSWEP rispetto CHIRPS nella zona costiera della Namibia, la regione di Cape Town e sulla costa orientale del Madagascar. In questo caso abbiamo valori del FAR superiori a 0.7, anche se l'area interessata sul continente è meno vasta del caso precedente. In tutte e tre le figure è inoltre visibile un gradiente longitudinale decrescente, confermando il miglior grado di accordo tra i tre dataset satellitari nella fascia settentrionale del SA (Angola, Zambia e Mozambico settentrionale).

Dal confronto incrociato delle mappe di POD e FAR, la regione desertica della Namibia emerge quale area di forti discrepanze tra i prodotti nell'identificazione dei giorni precipitanti. La causa può essere ricercata nella modalità stessa con cui i giorni precipitanti sono individuati, con una soglia di discriminazione *rain/no-rain* confrontabile con i valori di pioggia media giornaliera (figura 4.10(a)) per cui anche piccoli errori nella stima quantitativa della precipitazione possono comportare un'erronea discriminazione dei giorni precipitanti dai non-precipitanti. Sulla costa orientale del Madagascar invece è possibile osservare come TAMSAT3 tenda a sottostimare il numero dei giorni precipitanti, mostrando un valore basso di POD e di FAR indicando quindi un alto numero di *misses* rispetto agli altri due prodotti satellitari. MSWEP e CHIRPS mostrano invece un buon accordo, bilanciando *misses* e *false alarms*.

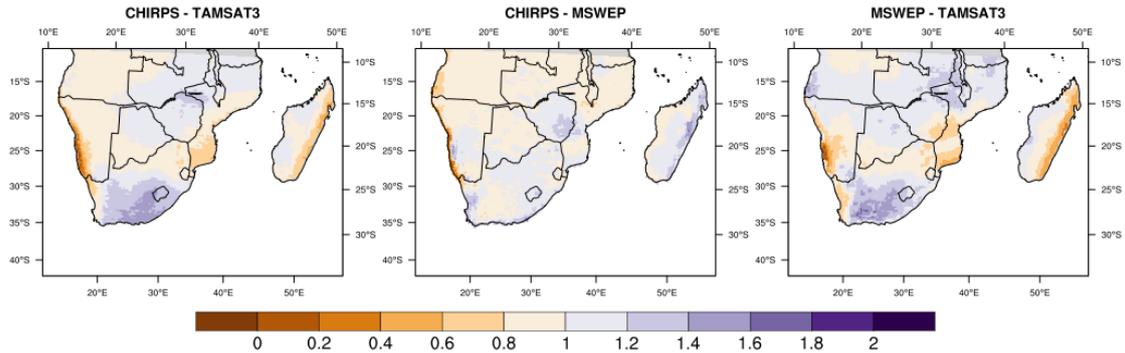


Figura 5.20: Mappa dell'indice BIAS Score sul SA

In figura 5.20, le distribuzioni spaziali dei valori del BIAS consentono di confermare alcune delle ipotesi avanzate in precedenza. In primo luogo si osserva come TAMSAT3 tenda a sottostimare il numero dei giorni precipitanti rispetto agli altri due prodotti satellitari sulla costa orientale del Madagascar e nel Mozambico meridionale mentre MSWEP e CHIRPS mostrano un buon grado di accordo, descritto dal valore di BIAS di poco superiore ad 1.

Un'altra osservazione è rappresentata dalla tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare le occorrenze di precipitazione soprattutto in Sudafrica ed in misura inferiore nel Mozambico settentrionale, in Zambia e in Malawi. Queste sono regioni caratterizzate da una precipitazione media giornaliera superiore rispetto al resto del continente, si rimandano perciò eventuali osservazioni alla sezione di confronto quantitativo dei dataset.

Per quanto riguarda la Namibia ed in particolare la regione costiera e del deserto del Namib, dalla mappa del BIAS si evince che MSWEP e soprattutto TAMSAT3 sottostimino rispetto a CHIRPS i giorni rilevati come precipitanti.

Nella regione di Cape Town, i valori di BIAS e POD porterebbero ad affermare che ci sia una tendenza di TAMSAT3 a sottostimare le occorrenze di precipitazione rispetto agli altri due dataset, mostrando un'incidenza maggiore di *misses* rispetto ai *false alarms*.

5.2.3 Confronto quantitativo

In completa analogia con l'analisi svolta per la regione dell'EA, le stime quantitative di precipitazione relative ai tre prodotti satellitari sono state confrontate a coppie attraverso il calcolo dei parametri statistici CC, ME e MAE considerando le scale giornaliera, mensile e stagionale.

Scala temporale giornaliera

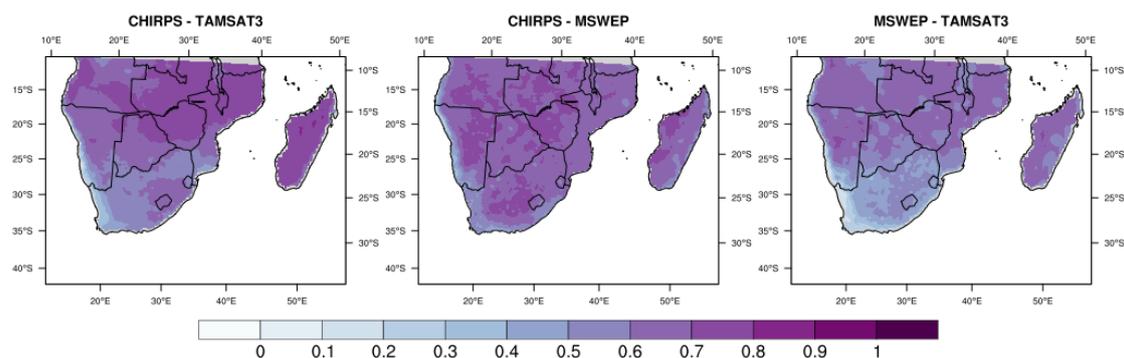


Figura 5.21: Mappe del CC calcolati a partire dai dati giornalieri

Le tre mappe in figura 5.21 rappresentano la variabilità spaziale del CC calcolato a partire dai dati di precipitazione giornaliera e per le coppie di dataset: CHIRPS e TAMSAT3, CHIRPS e MSWEP, MSWEP e TAMSAT3.

Il primo dato che si può notare è il valore basso di CC, inferiore a 0.2, per tutte e tre le mappe sulle coste della Namibia e nella provincia di Cape Town; come osservato dall'analisi dicotomica, queste regioni si presentano come le più "impegnative" per i tre prodotti satellitari ed in particolare per TAMSAT3. TAMSAT3 presenta infatti i valori più bassi di CC rispetto CHIRPS e MSWEP, concentrati soprattutto nello stato del Sudafrica, oltre che nelle zone aride e costiere già menzionate. Diversamente da quanto verificato per l'EA, molto più sostanziale è la correlazione tra i dataset CHIRPS e MSWEP.

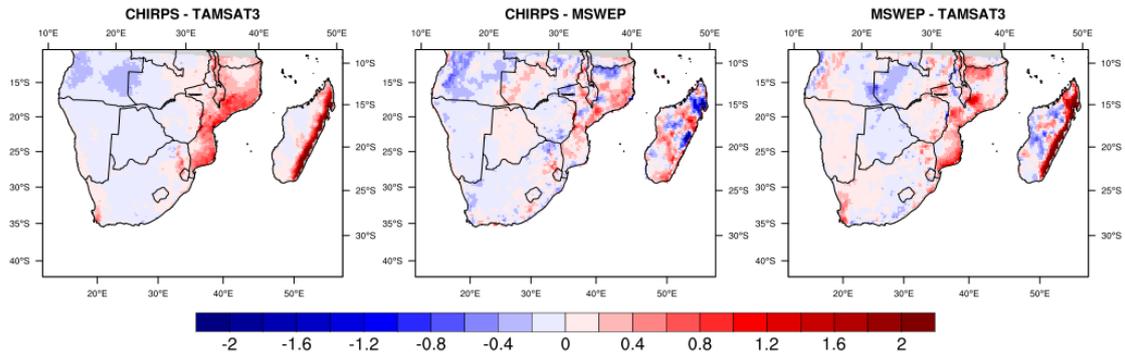


Figura 5.22: Mappe del ME [$mm\ giorno^{-1}$] calcolati a partire dai dati giornalieri per ogni coppia di prodotti satellitari

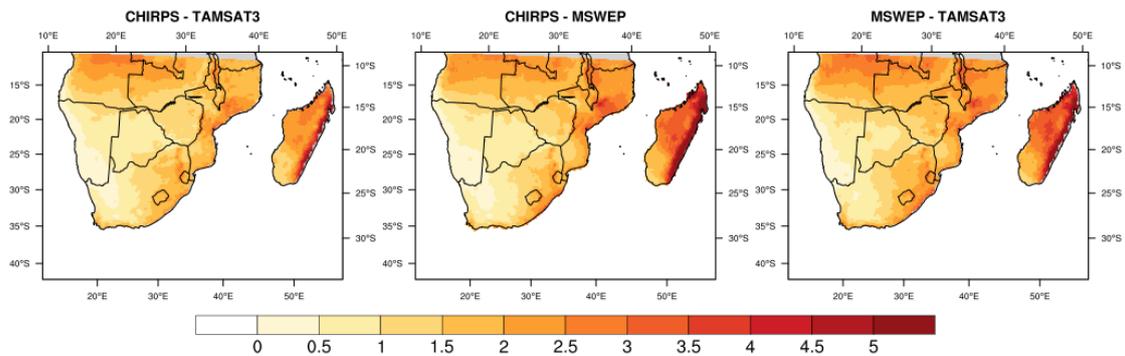


Figura 5.23: Mappe del MAE [$mm\ giorno^{-1}$] calcolati a partire dai dati giornalieri per ogni coppia di prodotti satellitari

Le figure 5.22 e 5.23 presentano le mappe di ME e MAE a scala giornaliera per le tre coppie di prodotti analizzate. Dalle coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 è evidente come TAMSAT3 sottostimi la precipitazione giornaliera sulla costa est del Madagascar rispetto agli altri due prodotti, presentando un ME superiore a $2\ mm\ giorno^{-1}$, con un corrispondente MAE pari o superiore a $5\ mm\ giorno^{-1}$ rispetto ad una precipitazione media di $6\ mm\ giorno^{-1}$. Anche sulle coste del Mozambico meridionale e nella regione di Cape Town, TAMSAT3 presenta la stessa tendenza, con ME di circa $1\ mm\ giorno^{-1}$ e valori di MAE superiori a $2\ mm\ giorno^{-1}$ rispetto ad una precipitazione giornaliera media di poco inferiore a $3\ mm\ giorno^{-1}$. Per le restanti parti del territorio i valori di ME per le coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 sono decisamente più contenuti variando nell'intervallo $\pm 0.2\ mm\ giorno^{-1}$ e valori di MAE inferiori a $2\ mm\ giorno^{-1}$. Per quanto riguarda il confronto CHIRPS-MSWEP, le distribuzioni spaziali dei valori di ME e MAE pongono l'attenzione sempre sulle stesse zone, ovvero la regione costiera del Mozambico con una sovrastima di CHIRPS rispetto MSWEP e il Madagascar caratterizzato in questo caso da un pattern più va-

riegato di sopra e sottostime. Si noti infine l'accordo delle mappe riportate in figura 5.22 con quanto riscontrato dalle mappe dell'indice BIAS in figura 5.20 per la statistica dicotomica.

Scala temporale mensile

I risultati relativi ai confronti a scala mensile sono riportati in figura 5.24 e 5.25 per il ME ed il MAE, rispettivamente.

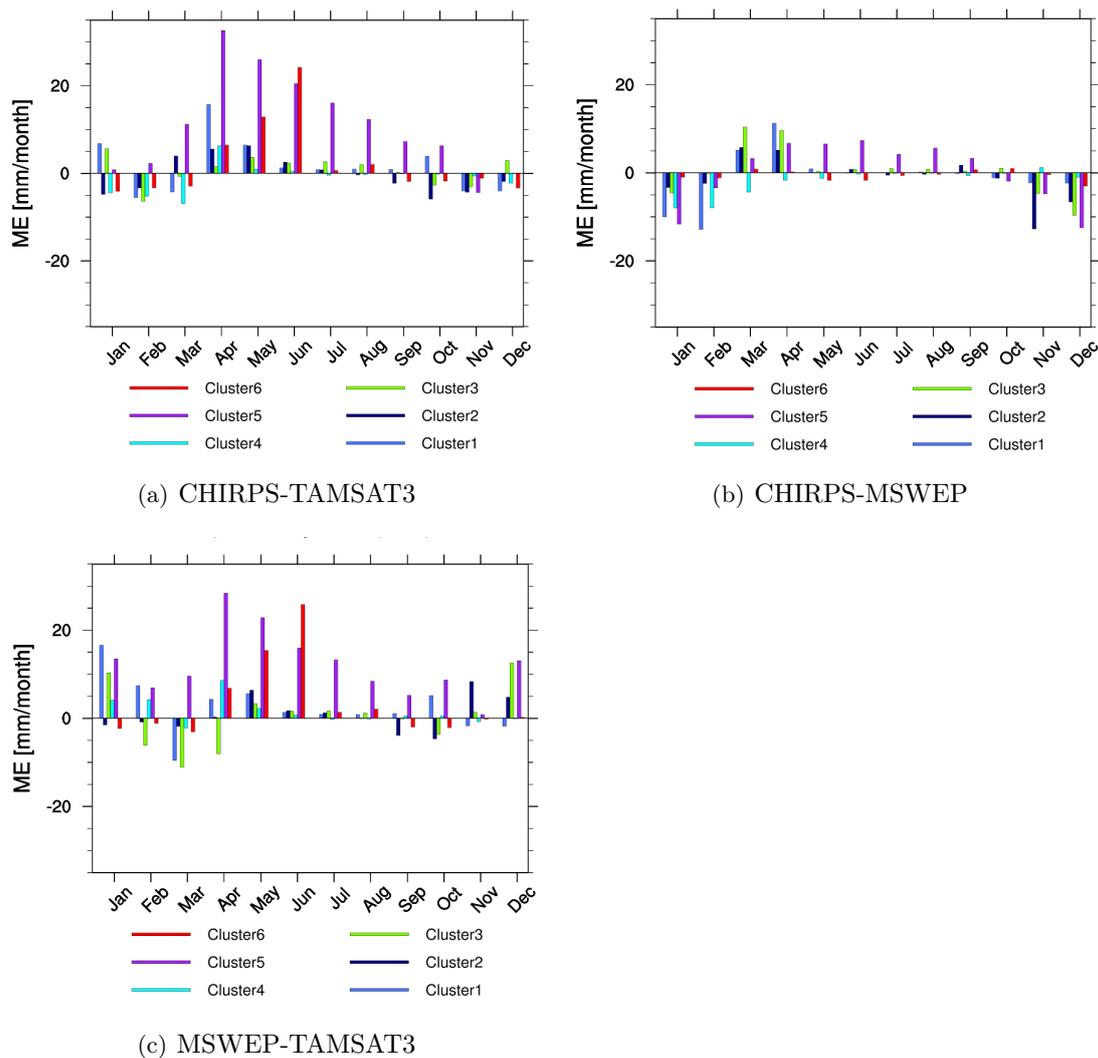


Figura 5.24: Valori di ME [$mm\ mese^{-1}$] calcolati a partire dalle precipitazioni cumulate mensili per ciascun cluster della regione SA.

La figura 5.24(b), legata alla coppia di prodotti CHIRPS-MSWEP, presenta un ME mediamente inferiore rispetto agli altri grafici, con valori al di sotto dei $10\ mm\ mese^{-1}$

ad indicare un miglior accordo tra le stime di precipitazione mensile di questi due dataset. In generale, non è possibile affermare che sia uno dei due prodotti satellitari a sovrastimare o sottostimare sistematicamente l'altro, poiché il ME cambia di segno tra i mesi di febbraio e marzo, ed in seguito tra settembre ed ottobre, per i cluster 1, 2, 3 e 5. Per queste aree, tali mesi sono quelli di transizione tra la stagione precipitante e quella secca, lasciando spazio all'ipotesi che quando le precipitazioni sono più abbondanti sia MSWEP a sovrastimare la pioggia, durante i periodi di siccità invece o di precipitazione ridotta sia CHIRPS a sovrastimarla rispetto ad MSWEP. Gli unici cluster esclusi da questo ragionamento sono il 4, la Namibia, ed il 6, la regione di Cape Town: nel primo caso, il ME mostra una sovrastima sistematica di MSWEP rispetto a CHIRPS durante la stagione delle piogge (dicembre-aprile) nel secondo, il ME non mostra sostanziali differenze tra i due dataset.

Osservando i grafici riferiti alle coppie di prodotti CHIRPS-TAMSAT3 (figura 5.24(a)) e MSWEP-TAMSAT3 (figura 5.24(c)) appare evidente come TAMSAT3 tenda a sottostimare il quantitativo mensile di precipitazione rispetto agli altri due dataset in quasi tutti i cluster. I cluster che mostrano il ME maggiore sono il 5 nel periodo aprile-ottobre, con picchi anche superiori a 20 mm mese^{-1} , ed il cluster 6 nel periodo aprile-giugno, con un picco nel mese di giugno superiore a 20 mm mese^{-1} , valori significativi se confrontati con un quantitativo di precipitazione media di rispettivamente 70 mm mese^{-1} e 40 mm mese^{-1} . Indizi di questo fatto erano già visibili nelle figure 5.16(e) e 5.16(f). Il cluster 5 contiene le coste del Mozambico e la costa orientale del Madagascar e il cluster 6 coincide con la regione di Cape Town. Già a livello di valutazioni giornaliere (figura 5.22) era evidente come TAMSAT3 sottostimi sia la quantità che il numero di giorni precipitanti.

Osservando i mesi dell'estate australe, alcuni cluster mostrano un ME negativo ad indicare una tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare la precipitazione rispetto agli altri due prodotti. Dalla figura 5.24(c) si può notare questo andamento circoscritto ai mesi di febbraio, marzo e aprile per il cluster 3 con picchi di 10 mm mese^{-1} mentre dall'immagine 5.24(a) si osserva per il periodo gennaio-marzo nei cluster 1, 2, 3 e 4 con valori inferiori a 5 mm mese^{-1} .

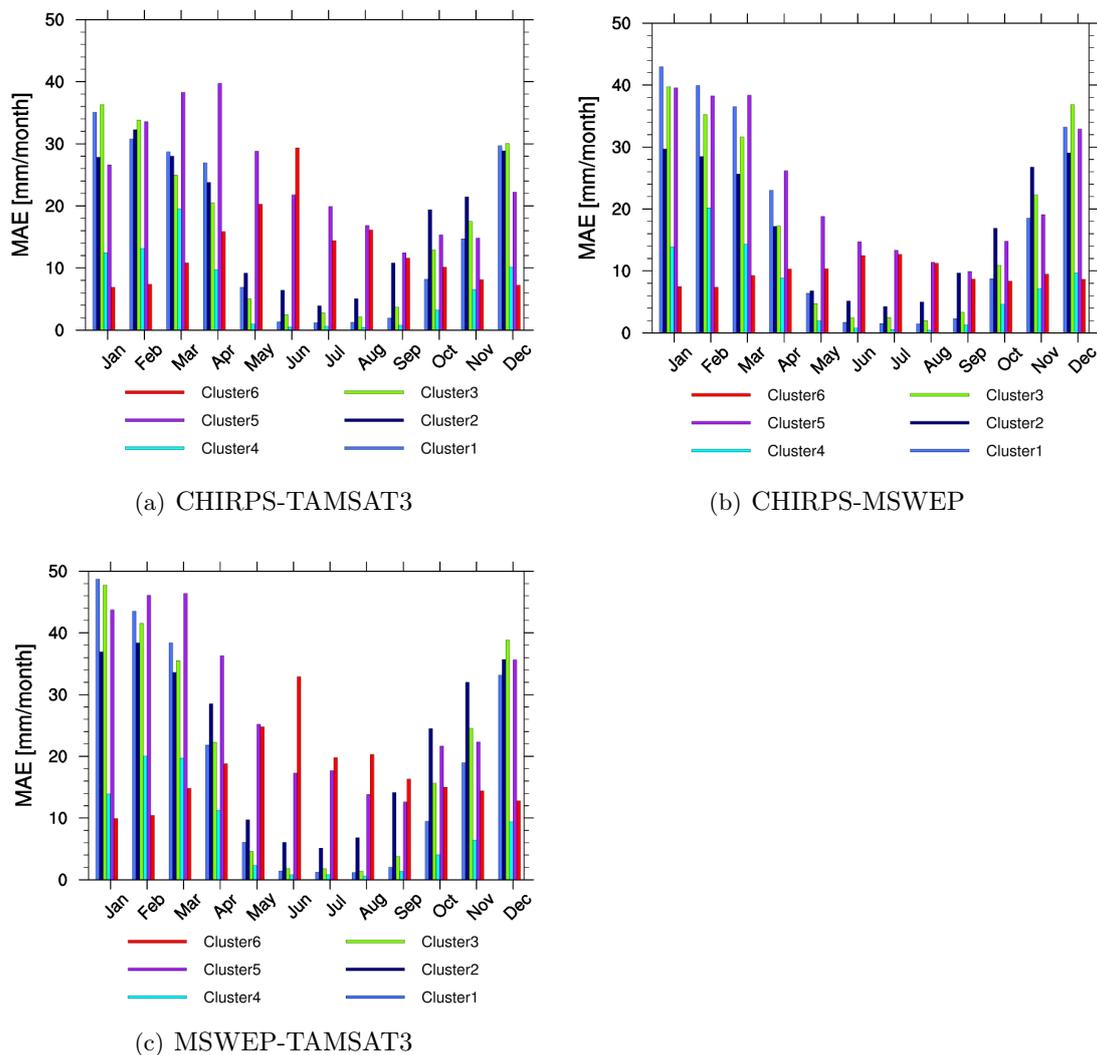


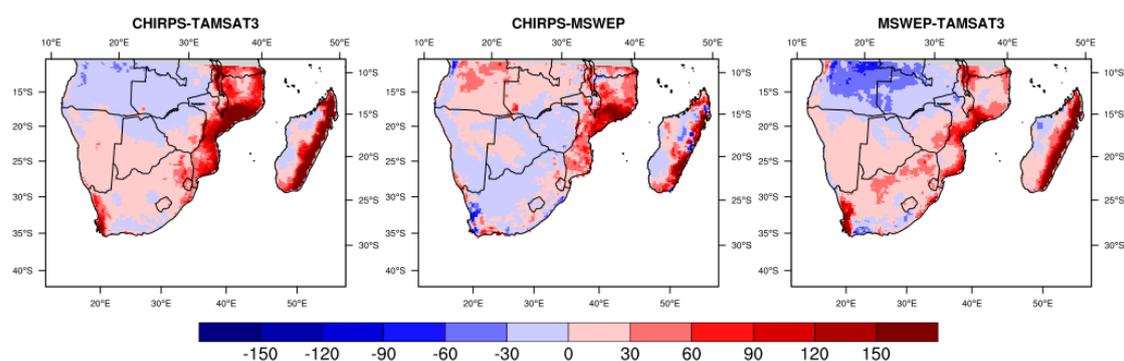
Figura 5.25: Come in figura 5.24 per l'indice MAE

Dai grafici in figura 5.25 è possibile apprezzare quali sono i cluster maggiormente soggetti a discrepanze tra i dataset e la loro entità ed in quale periodo dell'anno sono più concentrate. Sostanzialmente, i grafici rimarcano il profilo della climatologia mensile dei cluster: i valori di MAE maggiori si ritrovano per i cluster 1, 3 e 5 nella stagione ONDJFM, ossia le zone soggette a precipitazione stagionale più abbondante. I valori di MAE maggiori sono associati alle mappe CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3, confermando come sia TAMSAT3 a discostarsi maggiormente dagli altri due prodotti. Di interesse risulta la curva mensile del MAE relativo al cluster 6; ricordando che durante la stagione delle piogge (AMJJAS), il picco di precipitazione non supera i 40 mm mese^{-1} , un MAE di più di 30 mm mese^{-1} nel mese di giugno è particolarmente significativo. Anche per il cluster 5, i valori del MAE nella stagione secca (estate boreale) risultano

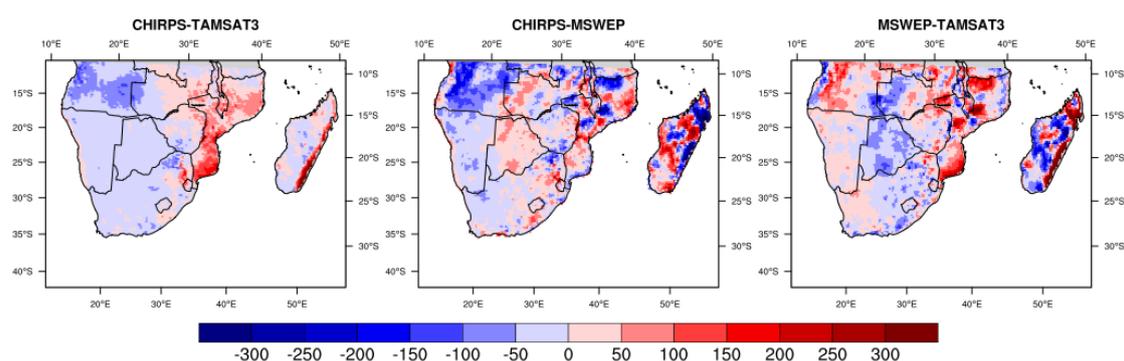
particolarmente significativi.

Scala temporale stagionale

La figura 5.26 mostra la variabilità spaziale del ME relativa alla precipitazione stagionale dei tre prodotti satellitari.



(a) Valori di ME relativi alla stagione secca (AMJJAS)



(b) Valori di ME relativi alla stagione umida (ONDJFM)

Figura 5.26: Mappe del ME per ogni coppia di dataset satellitari a partire dalla precipitazione totale stagionale. Coppie da sinistra: CHIRPS-TAMSAT3, CHIRPS-MSWEP, MSWEP-TAMSAT3

La figura 5.26 mostra la variabilità spaziale del ME relativo alla precipitazione stagionale dei tre prodotti satellitari. Dalla mappe è possibile confermare alcune delle osservazioni dedotte dai grafici del confronto quantitativo mensile.

In primo luogo, osservando le mappe relative alle coppie di dataset CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 5.26(a), si può confermare la tendenza di TAMSAT3 a sottostimare la precipitazione durante la stagione secca. Come atteso sono la costa orientale del Madagascar e la costa nel Mozambico (cluster 5), la regione di Cape Town (cluster 6), con $ME \geq 150 \text{ mm stagione}^{-1}$ a evidenziarsi quali regioni con i valori di ME più alti. In

minor misura la stessa problematica si presenta anche in Namibia, Botswana meridionale e Sudafrica con valori di ME intorno ai $30 \text{ mm stagione}^{-1}$. Dalle stesse mappe si osserva anche la tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare la precipitazione in Angola e in Zambia, soprattutto rispetto a MSWEP raggiungendo valori del ME pari a $60 \text{ mm stagione}^{-1}$ rispetto ad una media stagionale inferiore a $200 \text{ mm stagione}^{-1}$.

Osservando la figura 5.26(b), dalla mappa di CHIRPS-TAMSAT3 per la stagione umida si riscontrano gli stessi andamenti messi in luce dall'analisi a scala temporale mensile: TAMSAT3 sottostima la precipitazione sulla costa orientale del Madagascar e sulla costa del Mozambico ed al contempo la sovrastima rispetto a CHIRPS in tutto il resto del SA. Gli errori non sono molto significativi ($\text{ME} \leq 50 \text{ mm stagione}^{-1}$) se confrontanti con una media stagionale di circa $500 \text{ mm stagione}^{-1}$, ad eccezione della Namibia e della regione di Cape Town dove la media stagionale non supera i $150 \text{ mm stagione}^{-1}$.

Dalla precedente analisi a scala mensile, si era ipotizzata una tendenza di CHIRPS a sovrastimare la precipitazione rispetto a MSWEP nei mesi più aridi ed, al contrario, a sottostimarla nei mesi più umidi (figura 5.24(b)). Dalla mappa 5.26(a), si verifica come per la stagione secca (AMJJAS), CHIRPS tenda a sovrastimare MSWEP nella regione settentrionale del Mozambico, sulla costa orientale del Madagascar e in Angola. Dalla mappa 5.26(b) si osserva un cambio di segno di ME soprattutto per la regione dell'Angola e della costa orientale del Madagascar; tuttavia, le mappe CHIRPS-MSWEP e MSWEP-TAMSAT3 per la stagione umida mostrano un alternarsi di valori positivi e negativi del ME senza apparente correlazione spaziale, rendendo difficile la conferma di tale ipotesi.

5.3 Stabilità degli indici statistici

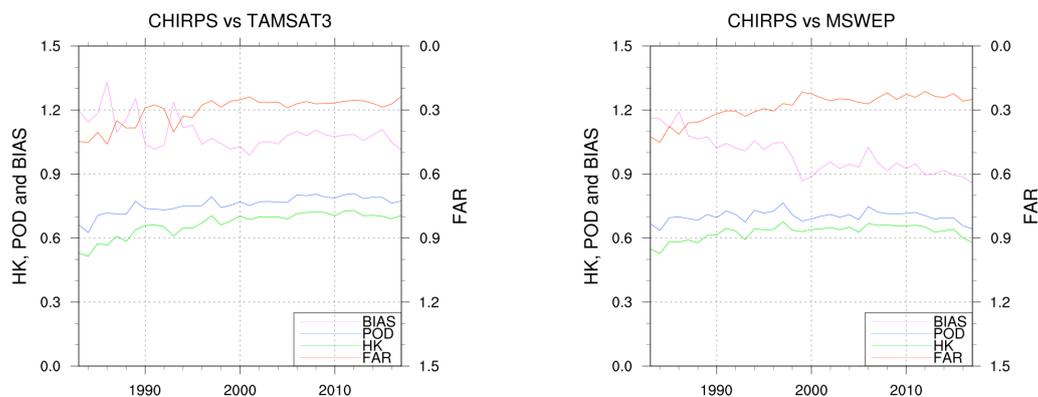
Un'interessante analisi è legata all'andamento temporale dei parametri statistici al fine di valutarne la stabilità nel tempo. In primo luogo questo approccio viene applicato agli indici dicotomici (sez: 3.1) calcolati a partire dalla precipitazione giornaliera fornita dai tre dataset sia per l'EA che per il SA. In seguito, si calcola il ME tra le precipitazioni cumulate annuali fornite dai tre prodotti e si valuta la sua stabilità nel tempo.

I grafici in figura 5.27 rappresentano l'andamento annuale dei parametri dicotomici (HK, POD, FAR e BIAS) relativi alla regione dell'EA.

Le immagini in figura 5.27 mostrano andamenti molto diversi; alcuni indici restano stabili attorno ad un valore medio per tutto il periodo di riferimento, altri mostrano trend crescenti o decrescenti oppure una riduzione delle fluttuazioni e una progressiva stabilizzazione attorno ad un valore finale.

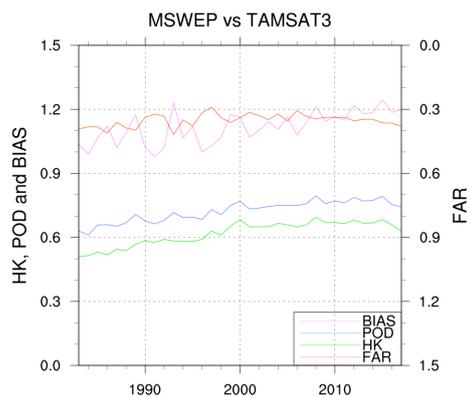
Il BIAS è l'indice che risulta più soggetto a variazioni nell'arco dei 35 anni esaminati. Per la coppia MSWEP-TAMSAT3 in figura 5.27(c) è ben visibile una diminuzione delle fluttuazioni annuali dopo l'anno 2000 e un trend crescente che caratterizza tutto il periodo di studio. La crescita dell'indice BIAS può essere provocata dall'aumento dei *false alarms* oppure ad una diminuzione dei *misses*, a cui conseguirebbe rispettivamente un aumento dell'indice FAR o dell'indice POD. In questo caso, l'aumento del BIAS è accompagnato da una contenuta riduzione del FAR, che passa da un valore iniziale di 0.4 ad un minimo pari a 0.3 nel 1997, e ad un aumento dell'indice POD, indirizzando la causa ad una diminuzione dei *misses* e quindi un aumento dei giorni precipitanti individuati da TAMSAT3 rispetto a MSWEP. E' da notarsi inoltre che, nonostante il trend crescente, l'indice BIAS mostra valori superiori ad 1 per tutto il periodo 1983-2017. Del resto nella mappa del BIAS relativo al confronto di TAMSAT3 rispetto MSWEP in figura 5.6 si riscontrano ampie zone con $\text{BIAS} > 1$. Al contrario, un trend decrescente del BIAS potrebbe essere causato o da un aumento dei *misses*, a cui conseguirebbe una diminuzione dell'indice POD, oppure una diminuzione dei *false alarms* che provocherebbe una diminuzione del FAR. La diminuzione del BIAS si osserva per le coppie CHIRPS-MSWEP (figura 5.27(b)) e CHIRPS-TAMSAT3 (figura 5.27(a)) e in entrambi i casi è associato sia ad una diminuzione del FAR, sia ad un aumento del POD soprattutto per la coppia CHIRPS-TAMSAT3. Questo implica che sia per TAMSAT3 che per MSWEP i *misses* diminuiscono e i *false alarm* aumentano nel tempo, denotando come al passare degli anni sia il dataset CHIRPS ad individuare sempre meno giorni come precipitanti provocando questo cambio negli indici dicotomici delle coppie in cui fa da prodotto di riferimento. L'indice HK mostra un trend crescente per tutti e tre i grafici, indicando una tendenza di avvicinamento nelle capacità di discriminazione tra giorni precipitanti e non-precipitanti presentate dai tre prodotti.

Un'altra osservazione è legata alle oscillazioni interannuali: per tutte e tre le coppie e in special modo per MSWEP-TAMSAT3 (figura 5.27(c)) e CHIRPS-TAMSAT3 (figura 5.27(a)) mostrano a partire dalla metà degli anni '90 una riduzione delle fluttuazioni del parametro BIAS e del FAR; questo suggerirebbe un progressivo assestamento di TAMSAT3.



(a) Coppia CHIRPS-TAMSAT3, con CHIRPS dataset di riferimento

(b) Coppia CHIRPS-MSWEP, con CHIRPS dataset di riferimento



(c) Coppia MSWEP-TAMSAT3, con MSWEP dataset di riferimento

Figura 5.27: Trend interannuale degli indici dicotomici sul territorio dell'EA.

A conferma degli andamenti dell'indice BIAS nel tempo per le varie coppie di dataset confrontati, si rappresenta l'andamento temporale del ME delle precipitazioni annuali stimate dai tre prodotti satellitari.

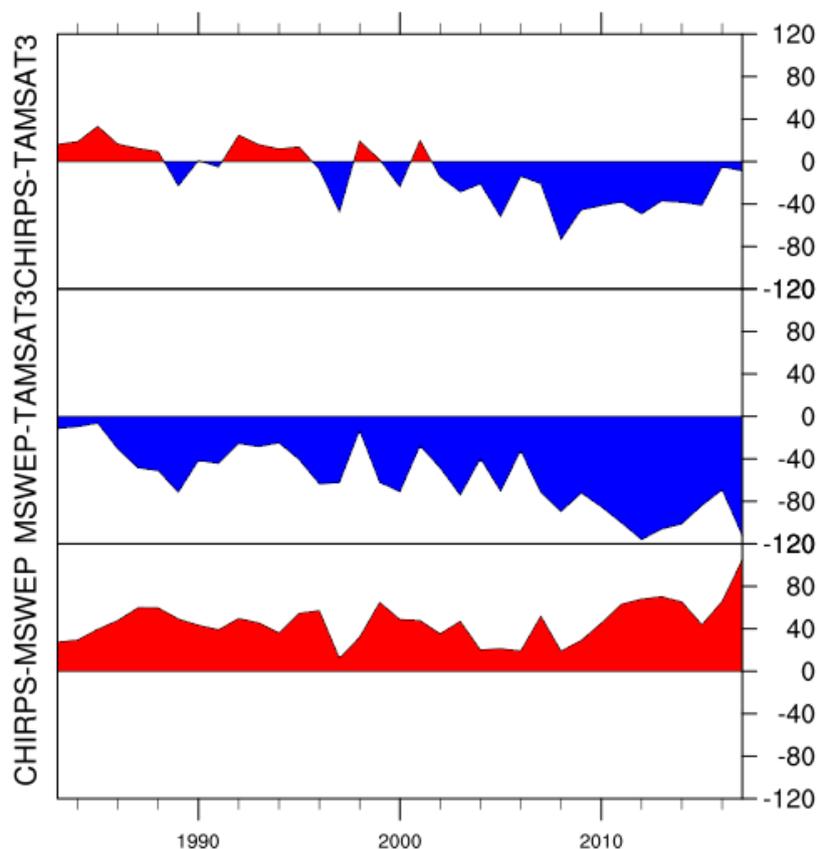
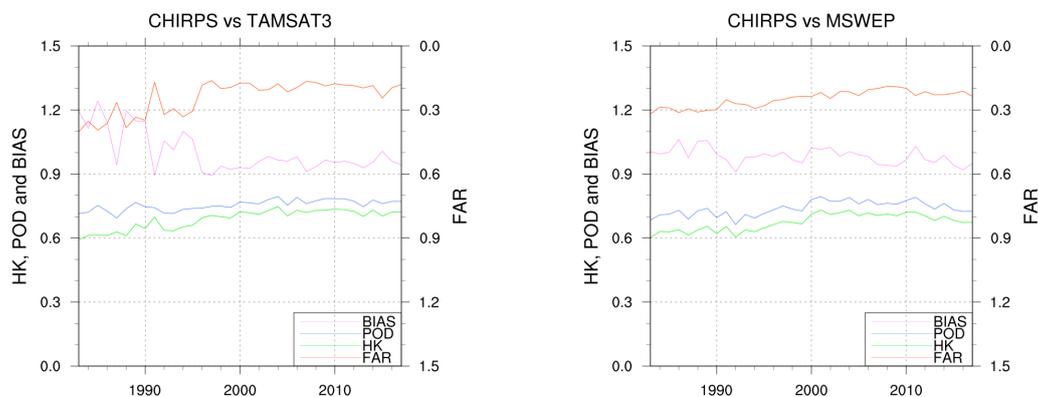
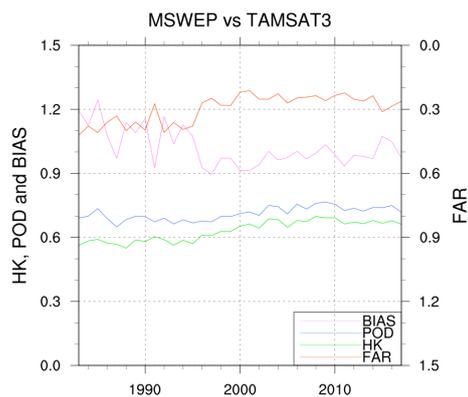


Figura 5.28: Variabilità interannuale del ME [$mm\text{ anno}^{-1}$] calcolato a partire dalle precipitazioni cumulate annuali per ogni coppia di prodotti satellitari sul territorio dell'EA

Come emerso dall'analisi della stabilità dei parametri dicotomici, anche dai grafici in figura 5.28 appare evidente come aumenti nel tempo la sovrastima da parte di TAMSAT3 della precipitazione annuale sull'EA: il ME presenta un trend decrescente nei grafici relativi alle coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3. Rispetto a quanto osservato per CHIRPS e la diminuzione del tempo del numero dei giorni precipitanti che individua, è visibile un cambio di segno nel ME relativo a CHIRPS-TAMSAT3 nell'anno 2000 che però è attribuibile all'aumento di TAMSAT3 appena descritto. Nel grafico relativo alla coppia CHIRPS-MSWEP tale affermazione non trova riscontro, rendendola poco fondata.



(a) Coppia CHIRPS-TAMSAT3, con CHIRPS dataset di riferimento (b) Coppia CHIRPS-MSWEP, con CHIRPS dataset di riferimento



(c) Coppia MSWEP-TAMSAT3, con MSWEP dataset di riferimento

Figura 5.29: Trend interannuale degli indici dicotomici sul territorio del SA.

I grafici in figura 5.29 mostrano l'andamento annuale degli indici dicotomici calcolati sul territorio del SA. La prima osservazione è che, come per l'EA, i grafici relativi alle coppie CHIRPS-TAMSAT3 (figura 5.29(a)) e MSWEP-TAMSAT3 (figura 5.29(c)) mostrano forti oscillazioni dei parametri BIAS e FAR fino alla metà degli anni '90 per poi assestarsi. Si ipotizza sia quindi il dataset TAMSAT3 ad essere "migliorato", mostrando capacità nell'individuazione dei giorni precipitanti più stabili nel tempo. Si imputa

tale tendenza alla via via minore incidenza nel dataset di giorni privi di dati a partire dalla seconda metà degli anni '90. Essi derivano da mancanze di dati nel TIR relative ai sensori a bordo dei satelliti METEOSAT di prima generazione. Infatti nel caso di dati mancanti (su intervalli temporali non inferiori ai cinque giorni consecutivi) si è supplito introducendo le stime di precipitazione giornaliera dalla climatologia giornaliera calcolata dai dati TAMSAT3 stessi.

Un'altra osservazione sempre relativa alle coppie CHIRPS-TAMSAT3 e MSWEP-TAMSAT3 è legata al trend degli indici dicotomici: il BIAS mostra un forte trend decrescente, con un vero e proprio "salto" a metà degli anni '90: diminuiscono le oscillazioni ed il parametro si assesta attorno al valore 1. Queste variazioni sono accompagnate da una diminuzione dell'indice FAR e un aumento di POD provocato da una diminuzione sia dei *misses* che dei *fals alarms*. Si può quindi interpretare come una uniformazione di TAMSAT3 alle caratteristiche degli altri due dataset nell'identificazione dei giorni precipitanti, confermato anche dall'aumento dell'indice HK per entrambe le coppie.

La figura 5.29(b) mostra l'andamento dei parametri dicotomici relativi alla coppia CHIRPS-MSWEP; come verificato nel capitolo 5.2, per il SA CHIRPS e MSWEP sono i dataset che presentano miglior accordo. L'indice BIAS resta stabile attorno al valore 1 con moderate fluttuazioni interannuali mentre POD, HK e FAR mostrano un trend moderatamente crescente (POD e HK) e decrescente (FAR); questo mostra una tendenza del dataset MSWEP ad avvicinarsi a CHIRPS.

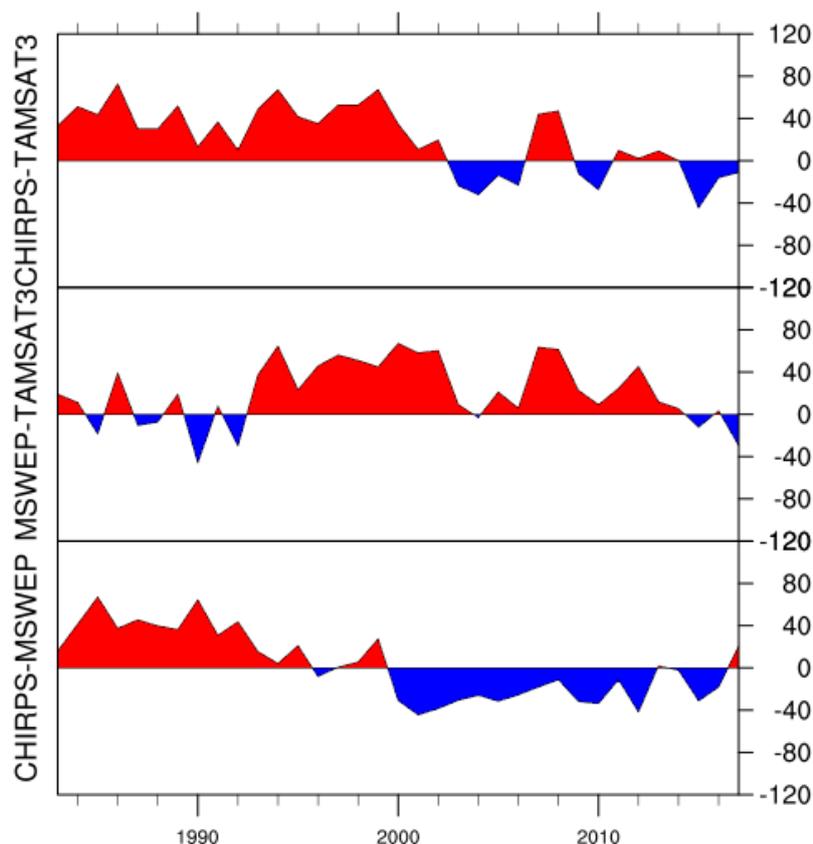


Figura 5.30: Variabilità interannuale del ME [$mm\ anno^{-1}$] calcolato a partire dalle precipitazioni cumulate annuali per ogni coppia di prodotti satellitari sul territorio del SA

I grafici in figura 5.30 mostrano l'andamento interannuale del ME tra le precipitazioni cumulate annuali sul SA stimate dai prodotti satellitari. Una prima osservazione è legata alla somiglianza dei grafici relativi alle coppie CHIRPS-MSWEP e CHIRPS-TAMSAT3, similmente a quanto accade per gli indici di statistica dicotomica in figura 5.29(b) e 5.29(a). In entrambi i casi si nota un cambio di segno del ME nell'anno 2000 da positivo a negativo, mostrando una tendenza di CHIRPS a sottostimare la quantità di precipitazione rispetto agli altri due dataset dall'anno 2000 in poi. Nel SA non si osserva invece il trend crescente relativamente alla precipitazione stimata dal dataset TAMSAT3.

5.4 Discussione dei risultati

Di seguito si riassumono i risultati emersi dalle analisi effettuate sulle stime di precipitazione da prodotto satellitare sull'EA.

Regioni desertiche. Dall'indice HK emerge come le regioni aride del Sudan settentrionale e la Somalia siano regioni problematiche per tre prodotti satellitari, ed in particolare MSWEP che mostra caratteristiche differenti nell'individuazione dei giorni precipitanti. Essendo una regione arida, la media di precipitazione giornaliera è inferiore a $0.3 \text{ mm giorno}^{-1}$; è possibile perciò che le stime giornaliere non raggiungano la soglia di discriminazione *rain/no-rain* di 1 mm giorno^{-1} ed è pertanto ragionevole aspettarsi che l'approccio dicotomico risulti problematico. Dalla rappresentazione grafica dell'indice BIAS, e confermato poi dal confronto a scala giornaliera, si evidenzia soprattutto la tendenza di MSWEP a sottostimare il numero di giorni precipitanti rispetto ad entrambi i dataset e di CHIRPS a sottostimarli rispetto a TAMSAT3. Nelle regioni desertiche, i prodotti satellitari basati sul TIR tendono a sovrastimare la precipitazione a causa della *sub-cloud evaporation* (Dinku et al., 2018).

Regioni costiere. Un'altra regione che si evidenzia per il differente comportamento dei prodotti satellitari è la zona costiera tra Kenya e Somalia meridionale. In questa regione CHIRPS sovrastima sia le occorrenze che in particolare la quantità di precipitazione rispetto agli altri due prodotti satellitari. Questa differenza è osservabile a tutte le scale temporali analizzate e dalle mappe stagionali (figure 5.12 e 5.13) si deduce come questa sia molto più pronunciata nei mesi JJAS, stagione secca per la regione, risultando comunque ben visibile anche nelle due stagioni umide. Ayugi et al. (2019) mette in luce un'analogia tendenza di CHIRPS a sovrastimare la precipitazione nella regione costiera del Kenya in una valutazione di questo data set rispetto a una serie di stazioni al suolo.

Regioni montuose. Le regioni montuose sono considerate tra le più impegnative per la stima della precipitazione da prodotto satellitare. Infatti, i dataset basati sul TIR risentono di forti defezioni nell'individuazione dei giorni precipitanti dal momento che la pioggia è prevalentemente causata da nubi orografiche dal top troppo caldo per essere riconosciuto come sistema meteorologico precipitante. Per altro anche dataset che fanno uso di stime da PMW, possono avere problemi giacché la stima della precipitazione in questo caso si basa sullo scattering del ghiaccio che è scarsamente presente in sistemi precipitanti dal top relativamente caldo.

La regione dell'EA presenta diverse zone montuose, prima tra tutte la catena delle Ethiopian Highland. In questa regione, la statistica dicotomica evidenzia una tendenza di MSWEP a sovrastimare il numero di giorni precipitanti rispetto agli altri due dataset (figura 5.6) e di TAMSAT3 a sovrastimarli rispetto a CHIRPS. Il confronto quantitativo conferma la tendenza di TAMSAT3 a sovrastimare la precipitazione rispetto a CHIRPS ma al contrario, mostra una tendenza di MSWEP a sottostimarne la quantità. Come osservato, MSWEP tende a sottostimare la precipitazione in tutto l'EA rispetto ad

entrambi gli altri prodotti; infatti il ME relativo alla stagione JJAS per la regione dell'Etiopia è positivo per la coppia CHIRPS-MSWEP e negativo per MSWEP-TAMSAT. Tuttavia nelle mappe in figura 5.13 e 5.14, si possono notare delle piccole regioni che corrispondono alle vette più alte delle Ethiopian Highlands (figura 4.1) in cui MSWEP sovrastima gli altri due prodotti.

Precedenti studi (Dinku et al., 2011; Cattani et al., 2016; Dinku et al., 2018) confermano come, rispetto alle stime da *rain gauge*, CHIRPS e TAMSAT3 tendano a sottostimare la precipitazione su questa regione, con deficit meno marcati per TAMSAT3. Dinku et al. (2018) ne attribuisce la causa alla sostanziale differenza di algoritmo tra CHIRPS e TAMSAT: il primo ha una temperatura di soglia per discriminare le nubi precipitanti fissa a 235°K mentre il secondo la determina su base geografica e mese per mese, migliorando la capacità di individuazione dei giorni precipitanti. Riguardo MSWEP, grazie alla componente di rianalisi, non soffre della limitazione "nubi calde" ed inoltre possiede una correzione per la neve per le vette più alte. E' ragionevole perciò che mostri stime di precipitazioni più abbondanti per le vette più alte e un numero di giorni precipitanti più elevato.

Le stesse caratteristiche si rilevano anche per la regione montuosa del Kenya e trovano anch'esse riscontro in letteratura (Dinku et al., 2018; Ayugi et al., 2019).

Al contrario, nella regione che comprende Rwanda e Burundi, pur essendo anch'essa prevalentemente montuosa, i prodotti satellitari mostrano un comportamento differente. Sia dall'analisi dicotomica che dal confronto quantitativo emerge come TAMSAT3 tende a sottostimare sia il numero di giorni precipitanti che la quantità, mentre CHIRPS e MSWEP mostrano un buon accordo. Inoltre, dai confronti stagionali, emerge che questa tendenza si concentra soprattutto nei mesi MAM, coincidenti con la stagione delle *long-rains*

Anche per il SA si riassumono i risultati ottenuti raggruppandoli in base alle regioni che maggiormente hanno dato spunti all'analisi.

Regioni costiere orientali. Una delle regioni che risulta più problematica per la stima della precipitazione da prodotto satellitare è quella identificata dal cluster 5: la costa orientale del Madagascar e la costa del Mozambico. Dall'analisi tramite statistica dicotomica emerge la sottostima dei giorni identificati come precipitanti da parte di TAMSAT3, rispetto ad entrambi gli altri dataset. A riprova, lo stesso risultato si ottiene anche dal confronto quantitativo delle stime di precipitazione a tutte le scale temporali considerate. Come descritto nel capitolo 4.2, in queste regioni la precipitazione è in buona parte causata dalla persistenza di alisei carichi di umidità provenienti dall'Oceano Indiano; per i prodotti satellitari basati sul CCD (CHIRPS e TAMSAT3) è difficile rilevare la precipitazione causata da sistemi frontali poiché spesso le nubi hanno il top caldo che non scende al di sotto della temperatura di soglia impostata dagli algoritmi dei dataset per identificare un sistema nuvoloso come precipitante (Toté et al., 2015; Seyama et al., 2019). Per quanto concerne il dataset CHIRPS, mostra buon accordo con le stime fornite da MSWEP a scala giornaliera; dal confronto a scala mensile emerge come siano i

mesi estivi quelli maggiormente interessati da differenze tra i due prodotti. In particolare, come confermato dall'analisi a scala stagionale 5.26(a), è CHIRPS a mostrare a una tendenza a sovrastimare MSWEP. CHIRPS, pur essendo anch'esso un prodotto basato sul TIR, include stime di precipitazione fornite da stazioni pluviometriche simultanee, ed è perciò in grado di sopperire ai limiti imposti dal metodo CCD.

Regioni desertiche. Un'altra regione che risulta complessa per la rilevazione delle precipitazioni è la Namibia (cluster 4) ed in particolare la regione costiera. Dall'analisi tramite statistica dicotomica emergevano grandi differenze da parte di tutti e tre i dataset nel processo di discriminazione dei giorni precipitanti e non-precipitanti, ed in particolare una tendenza di TAMSAT3 a sottostimare le occorrenze di precipitazione. Realizzando poi il confronto quantitativo, le differenze si osservano limitatamente al periodo gennaio-marzo: CHIRPS sottostima la quantità di precipitazione rispetto agli altri due dataset, soprattutto rispetto a MSWEP, e TAMSAT3 rispetto a MSWEP. Con l'analisi stagionale ed in particolare la mappa relativa alla stagione umida (fig: 5.26(b)) queste osservazioni vengono confermate ed inoltre si può apprezzare come sulla sottile fascia costiera del paese, CHIRPS sovrastimi la precipitazione rispetto ad entrambi i dataset. Come riportato nel capitolo 4.2, la costa della Namibia è occupata dal deserto del Namib ed è caratterizzata da un clima molto arido, con CDD stagionali anche superiori a 100 giorni. Ricordando ciò che si è detto per la regione del deserto del Sudan e della Somalia nell'EA per i prodotti satellitari basati sul TIR, ci si aspetterebbe che fossero CHIRPS e TAMSAT3 a sovrastimare la precipitazione, tuttavia considerando gli effetti della costa e la natura della precipitazione in questa regione, fortemente dipendenti da cicloni extra-tropicali ed influenzate dall'oceano (Seyama et al., 2019), pare ragionevole che TAMSAT3 individui con maggiore difficoltà i giorni di pioggia (Toté et al., 2015).

Cape Town. La regione circostante Cape Town (cluster 6) è un'altra area per cui si sono palesate delle differenze nel comportamento dei prodotti satellitari esaminati. A scala giornaliera, sia nella valutazione quantitativa che nell'identificazione dei giorni precipitanti, tutti e tre i prodotti mostrano delle differenze tra di loro, con una netta tendenza di TAMSAT3 a sottostimare le occorrenze di precipitazione, nonché la quantità di precipitazione rispetto agli altri due prodotti. A scale temporali più alte, CHIRPS e MSWEP mostrano un miglior accordo mentre si mantiene la tendenza di TAMSAT3 a sottostimare la pioggia. Si tratta di una regione dalla precipitazione ridotta e le differenze più grandi si riscontrano nella stagione AMJJAS, quella precipitante per questa regione, con valori di picco del MAE in giugno. La presenza dell'oceano è il fattore principale di regolazione del clima di questa regione e le precipitazioni sono prevalentemente provocate da cicloni extra tropicali o fronti freddi. Come descritto nel punto precedente, TAMSAT3 è il prodotto meno in grado di individuare la precipitazione causata da sistemi meteorologici tipici delle medie latitudini, sistemi frontali, nubi calde o cicloni extra tropicali. CHIRPS, utilizzando per la calibrazione un dataset (TMPA-3B42) che contiene anche stime alle PMW, risente meno di questa limitazione e risulta più efficace nella stima della precipitazione per questa regione (Toté et al., 2015).

Regioni semi-aride. Dal confronto delle stime di precipitazione fornite da CHIRPS e MSWEP nella regione del SA, emerge come i due dataset mostrino un buon grado di accordo, sia nell'individuazione dei giorni precipitanti sia nelle stime quantitative; tuttavia, durante la stagione secca (AMJJAS) le differenze tra i due si fanno più significative. Awange et al. (2019), che nel suo studio presenta il confronto tra CHIRPS, MSWEP e le stime di precipitazione ricavate da stazioni pluviometriche, nota come le stime di precipitazione fornite da MSWEP e CHIRPS si discostino soprattutto nel periodo giugno-agosto, attribuendone la causa ad una tendenza di MSWEP a sottostimare la precipitazione durante i periodi siccitosi. Le zone che da questo studio emergono come maggiormente interessate da questo fenomeno, sono o regioni semi-aride oppure regioni in cui la precipitazione è presente pur trattandosi di una stagione arida (cluster 5). Toté et al. (2015) nel suo studio sul Mozambico riporta come CHIRPS tenda a sovrastimare le precipitazioni scarse.

Capitolo 6

Conclusioni

L'analisi condotta in questo lavoro di tesi ha permesso di esaminare le analogie e le differenze nelle stime di precipitazione sull'East Africa e sull'Africa Australe durante il periodo 1983-2017, da tre dataset satellitari di precipitazione giornaliera: TAMSAT3, CHIRPS e MSWEP versione 2. A differenza dei numerosi studi di validazione disponibili in letteratura, in questo lavoro si è optato per un confronto diretto tra i tre prodotti satellitari. I motivi che hanno indotto a questa scelta, che non prevede il confronto con dati di precipitazione da reti pluviometriche, si basano sulla scarsa e disomogenea copertura spaziale delle reti pluviometriche nelle regioni analizzate, in particolare nell'East Africa, e sulla difficoltà di reperire dati pluviometrici affidabili e contemporaneamente indipendenti da quelli già utilizzati nella generazione dei prodotti satellitari stessi. I confronti sono volti ad analizzare le differenze tra i prodotti sia nella discriminazione tra giorni precipitanti e non che nella stima quantitativa, valutandone poi i risultati in base alla topografia del territorio, al clima e al processo meteorologico generante la precipitazione. Il metodo di indagine applicato comprende diverse fasi: in primo luogo, applicando il *k-means clustering method*, le regioni di studio sono state suddivise in sotto-aree omogenee per ciclo di precipitazione annuale, al fine di meglio rappresentare la profonda variabilità spaziale della precipitazione e della sua stagionalità. Secondariamente, è stata applicata la statistica dicotomica alle stime giornaliere della precipitazione, studiando la distribuzione spaziale di alcuni indici dicotomici (HK, POD, FAR e BIAS) per valutare le capacità di discriminazione *rain no-rain* dei tre prodotti satellitari. Un ulteriore passaggio è rappresentato dal confronto quantitativo effettuato tra stime di precipitazione dei tre dataset a scala temporale giornaliera, mensile e stagionale tramite alcuni parametri della statistica comparativa a coppie (ME, MAE e CC). Infine, un'analisi dell'andamento temporale di alcuni indici statistici ha consentito di valutare la variabilità nel tempo delle capacità di rilevazione della precipitazione dei tre metodi di stima satellitari.

La prima evidenza di questo studio è che nelle due regioni analizzate, i dataset che mostrano miglior accordo nella stima della precipitazione a diverse scale temporali sono diversi: per l'EA, CHIRPS e TAMSAT3 mostrano maggiore somiglianza mentre MSWEP si discosta maggiormente; nel SA invece, sono CHIRPS e MSWEP a mostrare un miglior grado di accordo, mostrando una evidente tendenza di TAMSAT3 a sottostimare la pre-

precipitazione in buona parte della regione. Essendo il clima del SA (sezione 4.2) fortemente influenzato dalla presenza degli oceani (Atlantico e Indiano) e da sistemi meteorologici frontali, è ragionevole che sia il dataset basato solo sul TIR (TAMSAT3) quello più deficitario rispetto agli altri due dataset vista la difficoltà nel rilevare la precipitazione causata da nubi con il top caldo che non scende al di sotto della temperatura impostata come soglia per identificare un sistema nuvoloso come precipitante. D'altra parte, il differente comportamento di MSWEP nell'EA e nel SA, può dipendere dal tipo di dato di input a cui l'algoritmo fornisce un peso maggiore nella procedura di combinazione tra stime da satellite, di rianalisi e misure da stazioni al suolo. Come si può vedere nel lavoro di Beck et al. (2019), nel SA la sorgente primaria di dati impiegata per la produzione di MSWEP è rappresentata da stazioni pluviometriche a terra, fattore che potrebbe essere determinante nell'avvicinare questo prodotto a CHIRPS. Al contrario, nel territorio dell'EA la sorgente preponderante è molto più variabile nello spazio, concentrando tuttavia le osservazioni satellitari e i dati di rianalisi sulla regione del Corno d'Africa.

Entrando più nel dettaglio dello studio, dalle analisi svolte e confermate in letteratura, sono state individuate le regioni più problematiche per la rilevazione della precipitazione con i dataset satellitari, ossia le zone montuose, quelle desertiche e quelle costiere. Dall'analisi dicotomica emerge come per le regioni desertiche, il problema sia assimilabile alla scarsità della precipitazione stessa; in molti casi la media giornaliera è di circa 1 mm giorno^{-1} o meno perciò anche una minima differenza di quantificazione da parte dei dataset figura come errore nella rilevazione dei giorni precipitanti. E' tuttavia da considerarsi che non tutte le zone desertiche hanno fornito un eguale responso: per il deserto Somalo e del Sudan (EA), MSWEP mostra una netta tendenza a sottostimare la precipitazione rispetto agli altri due prodotti mentre sul deserto del Namib (SA) è TAMSAT3 a sottostimare la precipitazione rispetto agli altri due prodotti. Ciò dimostra che le caratteristiche di rilevazione della precipitazione da parte dei dataset satellitari dipendono essenzialmente dal meccanismo di formazione della precipitazione, che in questo caso è determinato dalla differente latitudine e dalla vicinanza alla costa. Infatti, le regioni costiere rappresentano un'altra grande sfida per i dataset satellitari: dalle analisi condotte emerge come TAMSAT3 tenda a sottostimare la precipitazione rispetto a CHIRPS e MSWEP su buona parte delle regioni costiere del SA e rispetto a CHIRPS sulle coste del Kenya e della Somalia meridionale. Come evidenziato in letteratura (Seyama et al., 2019), è riconosciuta la difficoltà di prodotti come TAMSAT3, che si basano sul concetto del CCD senza una vera e propria procedura di correzione della stima satellitare con dati pluviometrici al suolo, ad individuare la precipitazione di matrice non-convettiva ma generata da sistemi frontali o dalla orografia del territorio. Anche le zone montuose sono considerate tra le più impegnative per la stima della precipitazione da prodotto satellitare. Nella regione delle Ethiopian Highlands, MSWEP sottostima sistematicamente la precipitazione rispetto agli altri due prodotti ad eccezioni di alcune delle cime più alte. Dalla letteratura si sa che, a causa dell'origine della precipitazione da nubi orografiche calde, i prodotti satellitari basati sul TIR e sulle osservazioni da PMW tendono a sottostimare la precipitazione in montagna. Sembrerebbe perciò accettabile l'ipotesi per cui sia MSWEP il "migliore" a stimare la precipitazione sulle regioni a quote più alte.

Volendo verificare questa ipotesi di comportamento da parte di MSWEP, si potrebbero valutare le caratteristiche già analizzate dei prodotti satellitari in funzione della quota della regione analizzata. Infine, dallo studio della stabilità temporale degli indici statistici si evince come l'accordo tra i prodotti sia migliorato in generale nel tempo, mostrando capacità di individuazione dei giorni precipitanti più stabili nel tempo, ed in particolare a partire dalla seconda metà degli anni '90; tale tendenza è stata imputata alla progressiva diminuzione di dati mancanti nelle osservazioni TIR a bordo dei satelliti METEOSAT. Per quanto concerne gli sviluppi futuri di questo studio, il primo passo sarà applicare questa metodologia d'analisi anche alla regione dell'Africa Occidentale (West Africa - WA), comprendendo la zona occidentale del Sahel, la costa della Guinea e il Cameroon. Anche l'Africa occidentale infatti è ben nota per la ricorrenza di gravi siccità che hanno devastato la regione a partire dalla seconda metà degli anni '60. Diversi studi (Nicholson and Palao, 1993; Nicholson et al., 2018*a,b*) hanno evidenziato come la regione del WA stia subendo una sostanziale riduzione della precipitazione delle stagioni MAM e OND che Lebel and Ali (2009) nel loro studio, mettono in relazione con l'indebolimento del *West African monsoon*. Inoltre, anche per quest'area le stazioni pluviometriche risultano uno strumento inadeguato per il monitoraggio della precipitazione; tutti questi fattori rendono quindi il WA un candidato ideale per uno studio approfondito della pioggia tramite dataset satellitari.

Un'altra interessante applicazione potrebbe essere l'analisi della variabilità interannuale della precipitazione delle regioni descritte, con specifica attenzione alla ricorrenza di eventi estremi (siccità e inondazioni) correlati al cambiamento climatico. Le risorse idriche del continente Africano sono molto spesso l'elemento chiave per lo sviluppo del continente e la sua stabilità socio-politico-economica. L'accesso limitato a fonti d'acqua rende la sopravvivenza delle popolazioni locali strettamente legata alla precipitazione; a qualsiasi variazione spaziale e temporale di quest'ultima conseguono impatti devastanti sul territorio. Tenere sotto stretto controllo questi cambiamenti, assieme al monitoraggio degli eventi estremi, permetterebbe uno sviluppo resiliente in grado di adattarsi all'ambiente in evoluzione. Grazie alle validazioni dei dataset satellitari e all'individuazione dei "migliori" prodotti di precipitazione in base al clima e alla topografia del luogo preso in esame, è possibile condurre studi climatologici che analizzino i trend decennali della precipitazione. Inoltre avere accesso a dati di precipitazione aggiornati costantemente e precedentemente validati sulla regione, permette il funzionamento di agenzie come il Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET), network che si occupano di produrre rapporti mensili sul clima e mappe dell'insicurezza alimentare delle regioni del mondo più vulnerabili, con il fine di migliorare le risposte governative a crisi climatiche.

Abbreviazioni

AMJJAS	April-May-June-July-August-September
Af	Equatorial climate
Am	Monsoon climate
Aw	Tropical savanna climate
BIAS	BIAS Score
BSh	Warm semi-arid climate
BSk	Cold semi-arid climate
BWh	Warm desert climate
BWk	Cold desert climate
CC	Coefficiente di Correlazione
CCD	Cold Cloud Duration
CDD	Consecutive Dry Days index
CFS	Coupled Forecast System
CHIRP	Climate Hazards group Infrared Precipitation
CHIRPS	Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations
CHPClim	Climate Hazards group Precipitation Climatology
CMORPH	CPC morphing technique
CN	Correct Negatives
CPC	Climate Prediction Center
Csa	Warm mediterranean climate
Cwa	Humid subtropical climate
CWD	Consecutive Wet Days index
EA	East Africa
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ERA-Interim	European Centre for Medium-Range Weather Forecast - Interim reanalysis
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection and Indices
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FA	False Alarms
FAR	False Alarm Ratio
FEWS NET	International Development Famine Early Warning System Network
GHCN	Global Historical Climate Network
GPCC_Clim	Global Precipitation Climatology Centre
GridSat	Gridded Satellite

GSOD	Global Summary Of the Day
GTS	Global Telecommunication System
H	Hits
HK	Hanssen and Kuipers discriminant
IOD	Indian Ocean Dipole
IRP	TIR precipitation estimates
ITCZ	Inter Tropical Convergence Zone
JF	January-February
JJAS	June-July-August-September
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis
M	Misses
MAE	Mean Absolute Error
MAM	March-April-May
ME	Mean Error
MSWEP	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation
OND	October-November-December
ONDJFM	October-November-December-Jenuary-February-March
ONI	Oceanic Niño Index
PMW	Passive Microwave
POD	Probability Of Detection
PRCPTOT	Total precipitation index
R1	Number of precipitating days index
R10	Number of days with precipitation exceeding 10 mm day^{-1} index
SA	Southern Africa
SPE	Satellite Precipitation Estimate
SST	Sea Surface Temperature
TAMSAT	Tropical Application of Meteorology using SATellite and ground based observation
TIR	Thermal-infrared
TMPA	Multi-satellite Precipitation Analysis
TRMM	Tropical Measuring Mission
WA	West Africa

Bibliografia

- Ambrosino, C., Chandler, R. and Todd, M. (2011), ‘Southern African Monthly Rainfall Variability: an Analysis Based on Generalized Linear Models’, *Journal of Climate* **24**(17), 4600–4617. doi: 10.1175/2010JCLI3924.1.
- Awange, J., Hu, K. and Khaki, M. (2019), ‘The newly merged satellite remotely sensed, gauge and reanalysis-based Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation: Evaluation over Australia and Africa (1981–2016)’, *Science of The Total Environment* **670**(03), 448–465. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.03.148.
- Ayugi, B., Tan, G., Ullah, W., Boiyo, R. and Ongoma, V. (2019), ‘Inter-comparison of remotely sensed precipitation datasets over Kenya during 1998–2016’, *Atmospheric Research* **225**(1), 96 – 109. doi: 10.1016/j.atmosres.2019.03.032.
- Beck, H., Van Dijk, A., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D., Martens, B. and De Roo, A. (2017a), ‘MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data’, *Hydrology and Earth System Sciences* **21**(1), 589–615. doi: 10.5194/hess-21-589-2017.
- Beck, H., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., Van Dijk, A., Weedon, G., Brocca, L., Pappenberger, F., Huffman, G. and Wood, E. (2017b), ‘Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling’, *Hydrology and Earth System Sciences* **21**(12), 6201–6217. doi: 10.5194/hess-21-6201-2017.
- Beck, H., Wood, E., Pan, M., Fisher, C., Miralles, D., van Dijk, A., McVicar, T. and Adler, R. (2019), ‘MSWEP V2 global 3-Hourly 0.1° precipitation: Methodology and quantitative assessment’, *Bulletin of the American Meteorological Society* **100**, 473–500. doi: 10.1175/BAMS-D-17-0138.1.
- Blamey, R., Kolusu, S., Mahlalela, P., Todd, M. and Reason, C. (2018), ‘The role of regional circulation features in regulating El Niño climate impacts over southern Africa: A comparison of the 2015/2016 drought with previous events’, *International Journal of Climatology* **38**(11), 4276–4295. doi: 10.1002/joc.5668.
- Cattani, E., Merino, A. and Levizzani, V. (2016), ‘Evaluation of monthly satellite-derived precipitation products over East Africa’, *Journal of Hydrometeorology* **17**, 2555–2573. doi: 10.1175/JHM-D-15-0042.1.

- Cattani, E., Merino, A. and Guijarro, J. and Levizzani, V. (2018), 'East africa rainfall trends and variability 1983–2015 using three long-term satellite products', *Remote Sensing* **10**(6), 931. doi: 10.3390/rs10060931.
- Collier, P., Conway, G. and Venables, T. (2008), 'Climate change and Africa', *Oxford Review of Economic Policy* **24**(2), 337–353. doi: 10.1093/oxrep/grn019.
- Commonwealth of Australia 2020, Bureau of Meteorology (2020), 'Indian Ocean influences on Australian climate', <https://www.bom.gov.au/climate/iod/#tabs=Indian-Ocean-climate-drivers>. Online; accessed 15 January 2020.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011), 'The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**(656), 553–597. doi: 10.1002/qj.828.
- Degefu, M. A., Rowell, D. P. and Bewket, W. (2017), 'Teleconnections between Ethiopian rainfall variability and global SSTs: observations and methods for model evaluation', *Meteorol Atmos Phys* **129**, 173–186. doi: 10.1007/s00703-016-0466-9.
- Dinku, T., Ceccato, P. and Connor, S. (2011), 'Challenges to satellite rainfall estimation over mountainous and arid parts of East Africa', *International Journal of Remote Sensing* **32**, 5965–5979. doi: 10.1080/01431161.2010.499381.
- Dinku, T., Funk, C., Peterson, P., Maidment, R., Tadesse, T., Gadain, H. and Ceccato, P. (2018), 'Validation of the CHIRPS satellite rainfall estimates over eastern Africa', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **144**(S1), 292–312. doi: 10.1002/qj.3244.
- Ebert, E. (2017), 'WWRP/WGNE Joint Working Group on Forecast Verification and Research - Forecast verification methods across time and space scales', https://www.cawcr.gov.au/projects/verification/#Methods_for_dichotomous_forecasts. Online; accessed 25 January 2020.
- FEWS NET (2014), 'SOUTHERN AFRICA Special Report: 2014/15 El Niño Event', https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/Special%20Report_El%20Nino%20Southern%20Africa_07_2014docx_0.pdf. Online; accessed 25 January 2020.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A. and Michaelsen, J. (2015), 'The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes', *Scientific Data* **2**, 1–21. doi: 10.1038/sdata.2015.66.

- Gong, X. and Richman, M. B. (1995), 'On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in north america east of the rockies', *Journal of Climate* **8**(4), 897–931. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<0897:OTA0CA>2.0.CO;2.
- Griffiths, J. F. (1972a), Ethiopian highlands, in H. E. Landsberg, ed., 'World Survey of Climatology Volume 10 Climates of Africa', Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1972, chapter 11, pp. 369–388. ISBN: 044440893-2.
- Griffiths, J. F. (1972b), Mozambique, in H. E. Landsberg, ed., 'World Survey of Climatology Volume 10 Climates of Africa', Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1972, chapter 12, pp. 389–408. ISBN: 044440893-2.
- Griffiths, J. F. (1972c), The Horn of Africa, in H. E. Landsberg, ed., 'World Survey of Climatology Volume 10 Climates of Africa', Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1972, chapter 4, pp. 133–166. ISBN: 044440893-2.
- Griffiths, J. F. and Ranaivoson, R. (1972), Madagascar, in H. E. Landsberg, ed., 'World Survey of Climatology Volume 10 Climates of Africa', Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1972, chapter 14, pp. 461–500. ISBN: 044440893-2.
- Guarracino M. (2010), 'Clustering', <http://www.na.icar.cnr.it/~mariog/Lucidi/DM2010/10DM2010-CA.pdf>. Online; accessed 30 January 2020.
- Hartigan, J. and Wong, M. (1979), 'Algorithm AS 136: A K-Means Clustering Algorithm', *Journal of the Royal Statistical Society* **28**(1), 100–108. doi: 10.2307/2346830.
- Henderson, J. P. (1949), 'Some aspects of climate in Uganda', *Eastern African Meteorological Department* **2**(5), 17. Government printer, Entebbe (Uganda).
- Herrmann, S. M. and Mohr, K. I. (2011), 'A Continental-Scale Classification of Rainfall Seasonality Regimes in Africa Based on Gridded Precipitation and Land Surface Temperature Products', *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **50**(12), 2504–2513. doi: 10.1175/JAMC-D-11-024.1.
- Howard, E., Washington, R. and Hodges, K. I. (2019), 'Tropical Lows in Southern Africa: tracks, rainfall contributions, and the role of ENSO', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **124**(21), 11009–11032. doi: 10.1029/2019JD030803.
- Huffman, G. J. and Coauthors (2007), 'The trmm multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale', *J. Hydrometeor.* **8**, 28–55. doi: 10.1175/JHM560.1.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A. and Xie, P. (2004), 'Cmorph: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution', *Journal of Hydrometeorology* **5**(3), 487–503. doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.

- Jury, M., Rautenbach, H., Tadross, M. and Philipp, A. (2007), 'Evaluating spatial scales of climate variability in sub-Saharan Africa', *Theoretical and Applied Climatology* **88**, 169–177. doi: 10.1007/s00704-006-0251-7.
- Karl, T. R., Nicholls, N. and Ghazi, A. (1999), 'Clivar/gcos/wmo workshop on indices and indicators for climate extremes - workshop summary', *Climatic Change* **40**(1), 3–7. doi: 10.1023/A:1005491526870.
- Kidson, J. and Newell, R. (1977), 'African rainfall and its relation to the upper air circulation', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **103**(437), 441–456. doi: 10.1002/qj.49710343705.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. and Takahashi, K. (2015), 'The jra-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics', *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* **93**(1), 5–48. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F. (2006), 'World map of the Köppen-Geiger Climate Classification updated', *Meteorologische Zeitschrift* **15**, 259–263. doi: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Lebel, T. and Ali, A. (2009), 'Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007)', *Journal of Hydrology* **375**, 52–64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Liebmann, B., Bladé, I., Kiladis, G. N., Carvalho, L. M. V., B. Senay, G., Allured, D., Leroux, S. and Funk, C. (2012), 'Seasonality of African Precipitation from 1996 to 2009', *Journal of Climate* **25**(12), 4304–4322. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00157.1.
- L'Heureux, M., Lee, S. and Lyon, B. (2013), 'Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific', *Nature Climate Change* **3**, 571–576. doi: 10.1038/nclimate1840.
- Maidment, R., Grimes, D., Black, E., Tarnavsky, E., Young, M., Greatrex, H., Allan, R., Stein, T., Nkonde, E., Senkunda, S. and Uribe, E. (2017), 'A new, long-term daily satellite-based rainfall dataset for operational monitoring in Africa', *Scientific Data* **4**. doi: 10.1038/sdata.2017.63.
- Maidment, R. I., Allan, R. P. and Black, E. (2015), 'Recent observed and simulated changes in precipitation over Africa', *Geophysical Research Letters* **42**(19), 8155–8164. doi: 10.1002/2015GL065765.
- Maidment, R. I., Grimes, D., Allan, R. P., Tarnavsky, E., Stringer, M., Hewison, T., Roebeling, R. and Black, E. (2014), 'The 30 year tamsat african rainfall climatology and time series (tarcat) data set', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **119**(18), 10,619–10,644. doi: 10.1002/2014JD021927.

- Nair, A. and Indu, J. (2017), 'Performance assessment of multi-source weighted ensemble precipitation (MSWEP) product over India', *Climate* **5**(1). doi: 10.3390/cli5010002.
- Nicholson, S. E. (2015), 'Long-term variability of the East African 'short rains' and its links to large-scale factors', *International Journal of Climatology* **35**, 3979–3990. doi: 10.1002/joc.4259.
- Nicholson, S. E. (2017), 'Climate and climatic variability of rainfall over eastern Africa', *Reviews of Geophysics* **55**(3), 590–635. doi: 10.1002/2016RG000544.
- Nicholson, S. E. (2018), 'The ITCZ and the seasonal cycle over equatorial Africa', *Bulletin of the American Meteorological Society* **99**(2), 337–348. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0287.1.
- Nicholson, S. E. and Palao, I. M. (1993), 'A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I. Characteristics of rainfall fluctuations', *International Journal of Climatology* **13**(4), 371–389. doi: 10.1002/joc.3370130403.
- Nicholson, S., Fink, A. and Funk, C. (2018a), 'Assessing recovery and change in West Africa's rainfall regime from a 161-year record', *International Journal of Climatology* **38**(10), 3770–3786. doi: 10.1002/joc.5530.
- Nicholson, S., Funk, C. and Fink, A. (2018b), 'Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century', *Global and Planetary Change* **165**, 114 – 127. doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.12.014.
- Nicholson, S. and Kim, J. (1997), 'The relationship of the El Niño Southern Oscillation to african rainfall', *International Journal of Climatology* **17**(2), 117–135. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199702)17:2<117::AID-JOC84>3.0.CO;2-0.
- Peel, M., Finlayson, B. and Mc Mahon, T. (2007), 'Updated world map of the Köppen-Geiger Climate Classification', *Hydrology and Earth System Sciences* **4**(11), 1633–1644. doi: 10.5194/hess-11-1633-2007.
- Peterson, T.C. and Folland, C. and Gruza, G. and Hogg, W. and Mokssit, A. and Plummer, N. (2001), 'Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001', <http://etccdi.pacificclimate.org/docs/wgccd.2001.pdf>. Online; accessed 12 February 2020.
- Philippon, N., Rouault, M., Richard, Y. and Favre, A. (2012), 'The influence of ENSO on winter rainfall in South Africa', *International Journal of Climatology* **32**(15), 2333–2347. doi: 10.1002/joc.3403.
- Pomposi, C., Funk, C., Shukla, S., Harrison, L. and Magadzire, T. (2018), 'Distinguishing southern Africa precipitation response by strength of El Niño events and implications for decision-making', *Environmental Research Letters* **13**(7), 074015. doi: 10.1088/1748-9326/aacc4c.

- Pramanik, S., Sil, S., Mandal, S., Dey, D. and Shee, A. (2019), 'Role of interannual equatorial forcing on the subsurface temperature dipole in the Bay of Bengal during IOD and ENSO events', *Ocean Dynamics* **69**, 1253–1271. doi: 10.1007/s10236-019-01303-0.
- Randriamahefasoa, T. and Reason, C. (2017), 'Interannual variability of rainfall characteristics over southwestern Madagascar', *Theoretical and Applied Climatology* **128**, 421–437. doi: 10.1007/s00704-015-1719-0.
- Reason, C. and Rouault, M. (2005), 'Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa', *Geophysical Research Letters* **32**(7). doi: 10.1029/2005GL022419.
- Roffe, S., Fitchett, J. and Curtis, C. (2019), 'Classifying and mapping rainfall seasonality in south africa: a review', *South African Geographical Journal* **101**(2), 158–174. doi: 10.1080/03736245.2019.1573151.
- Rouault, M. and Richard, Y. (2005), 'Intensity and spatial extent of droughts in southern Africa', *Geophysical Research Letters* **32**(15). doi: 10.1029/2005GL022436.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N. and Yamagata, T. (1999), 'A dipole mode in the tropical indian ocean', *Nature* **401**, 360–363. doi: 10.1038/43854.
- Scheffran, J. and Brauch, H. G. (2014), Conflicts and Security Risks of Climate Change in the Mediterranean Region, in S. Goffredo and Z. Dubinsky, eds, 'The Mediterranean Sea: Its history and present challenges', Springer, chapter 39, pp. 625–640. doi: 10.1007/978-94-007-6704-1_39.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Ziese, M. and Rudolf, B. (2014), 'GPCP's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle', *Theoretical and Applied Climatology* **115**, 15–40. doi: 10.1007/s00704-013-0860-x.
- Schulze, B. R. (1972), South africa, in H. E. Landsberg, ed., 'World Survey of Climatology Volume 10 Climates of Africa', Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York 1972, chapter 15, pp. 501–586. ISBN: 044440893-2.
- Seyama, E., Masocha, M. and Dube, T. (2019), 'Evaluation of TAMSAT satellite rainfall estimates for Southern Africa: A comparative approach', *Physics and Chemistry of the Earth* (112), 141–153. doi: 10.1016/j.pce.2019.02.008.
- Toté, C., Patricio, D., Boogaard, H., Wijngaart, R., Tarnavsky, E. and Funk, C. (2015), 'Evaluation of satellite rainfall estimates for drought and flood monitoring in Mozambique', *Remote Sensing* **7**, 1758–1776. doi: 10.3390/rs70201758.
- Tran, M. (2011), 'The East Africa Food Crisis', *Guardian* .
<https://www.theguardian.com/global-development/2011/jul/12/east-africa-drought-food-crisis>.

- Trenberth, K. E. (1997), 'The definition of El Niño', *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**(12), 2771–2778. doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2.
- Trenberth, Kevin and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds) (2020), 'The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI)', <https://www.climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>. Online; accessed 16 February 2020.
- Ushio, T., Sasashige, K., Kubota, T., Shige, S., Okamoto, K., Aonashi, K., Inoue, T., Takahashi, N., Iguchi, T., Kachi, M., Oki, R., Morimoto, T. and Kawasaki, Z. (2009), 'A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data', *Journal of Meteorological Society of Japan* **87A**, 137–151. doi: 10.2151/jmsj.87A.137.
- Wenhaji Ndomeni, C., Cattani, E., Merino, A. and Levizzani, V. (2018), 'An observational study of the variability of East African rainfall with respect to sea surface temperature and soil moisture', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **144**(S1), 384–404. doi: 10.1002/qj.3255.
- Xuebin Z. (1999), 'ETCCDI/CRD Climate Change Indices', <http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml>. Online; accessed 03 February 2020.
- Yang, W., Seager, R., Cane, M. and Lyon, B. (2015), 'The annual cycle of East African precipitation', *Journal of Climate* **28**, 2385–2404. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00484.1.
- Yuan, X., Linying, W. and Wood, E. (2018), 'Anthropogenic intensification of southern African flash droughts as exemplified by the 2015/16 season', *Bulletin of the American Meteorological Society* **99**, S86–S90. doi: 10.1175/BAMS-D-17-0077.1.
- Zhang, L., Dawes, W. and Walker, G. (2001), 'Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale', *Water Resources Research* **37**(3), 701–708. doi: 10.1029/2000WR900325.

Ringraziamenti

Desidero in primo luogo ringraziare il Prof. Levizzani, relatore di questa tesi, per avermi concesso l'opportunità di partecipare alle attività del suo gruppo di ricerca. Questa esperienza mi ha permesso di imparare molto, di crescere sia professionalmente che personalmente e soprattutto di capire cosa vuol dire e quanto può essere bello lavorare davvero nella ricerca.

Ringrazio profondamente la Dott.ssa Elsa Cattani, per l'infinita pazienza che ha avuto con me sin dal primo giorno, per la disponibilità e per la professionalità con la quale ha guidato il mio entusiasmo verso un obiettivo ed un risultato concreto.

Un sentito ringraziamento va poi a tutto il gruppo di ricerca di "Fisica delle Nubi e delle Precipitazioni" dell'ISAC-CNR di Bologna, per avermi accolta in un ambiente stimolante ed entusiasmante.

Ringrazio inoltre il Dr. Andrés Merino, del Dipartimento di Chimica e Fisica Applicata dell'Università di León, per la grande disponibilità ed il supporto a questo lavoro di tesi. Colgo l'occasione per ringraziare la mia famiglia, mia mamma, mio papà e mia zia Gemma che hanno sempre supportato e stimolato la mia voglia di imparare e mi hanno sostenuta anche nella scelta di venire qui a Bologna. Ringrazio i nonni, chi c'è e chi purtroppo non c'è più, per incoraggiarmi e per essermi sempre vicini, e anche per provare a convincermi ogni volta che parto che Torino è la città più bella del mondo, e che prima o poi bisogna tornarci. Ringrazio mia sorella Alice, per la profonda pazienza che ha sempre avuto con me e per essere sempre stata un modello sia nello studio, sia nel modo di affrontare le piccole cose della vita.

Voglio poi ringraziare tutte le amiche e tutti gli amici, Cacca Pupù per essere gli amici di sempre e gli amici di una vita, e i Regaz di Bolo, per tutte le balotte degli ultimi anni, in trasferta e non. Un grazie speciale va a Elena, senza la quale non sarei nemmeno arrivata in fondo alla triennale, figuriamoci fin qui.

Ringrazio Matteo e Francesco, che hanno reso i miei primi anni a Bologna i più belli della mia vita. Ringrazio Francesca per quella bottiglia di vino prima di ogni mio esame.

Ringrazio tutte le mie compagne e tutti i miei compagni, perché mi spronano ogni giorno a fare di più, a non rinunciare mai ed andare avanti con forza, determinazione e senza paura, con la consapevolezza che non sono e non sarò mai sola.

Ed infine ringrazio le 200 ore di assemblea alla settimana, senza le quali avrei forse avuto del tempo libero ma sicuramente una vita vuota e priva di quegli ideali ed obiettivi che fanno di me ciò che sono.