Dottorato di Ricerca in

"*Cities and Landscapes: Architecture, Archaeology, Cultural Heritage, History and Resources - XXXVIII Cycle*"

Rilevamento e analisi degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico in aree interne dell'Italia meridionale

Settore Scientifico-Disciplinare
GEOS-03/A - Geografia Fisica e Geomorfologia

Coordinatore del Dottorato
Prof.ssa Antonella Guida

Dottoranda
Lucia Contillo

Relatore
Prof. Marcello Schiattarella

Correlatori
Prof. Paolo Giannandrea

Dott. Dario Gioia

Ciclo XXXVIII

Giugno 2026

Questa tesi di dottorato è stata realizzata nell'ambito del Progetto PNRR Next Generation UE:

Tech4You - *Technologies for climate change adaptation and quality of life improvement*

Field of intervention 5. Climate, Energy and Sustainable Mobility - Code ECS00000009

Spoke 4 (Capofila: Università degli Studi della Basilicata): *Safeguarding and promoting natural*

And cultural heritage to mitigate climate change impact and strengthen local identity

(PP4.3.2 - *Parks, forests, landforms, rural landscapes, and multifunctional agriculture*)

Abstract. This work investigates geomorphological indicators of climate change in semi-arid Mediterranean inner areas, with a specific focus on selected case studies in Basilicata (southern Italy) and Aragón (north-eastern Spain). The research is framed within a multi-scale and multitemporal perspective, integrating Quaternary geochronology, palaeoclimate reconstruction, and the ongoing scientific debate on the Anthropocene, interpreted here as a gradual and cumulative process rather than a single stratigraphic boundary.

The first part of the work provides the conceptual framework, reviewing Late Pleistocene and Holocene climatic oscillations and discussing the implications of anthropogenic forcing on Earth system processes. Particular attention is devoted to the Mediterranean basin as a climate change hotspot, where increasing aridity, extreme precipitation events, and human pressure strongly influence geomorphological dynamics. Within this context, the thesis proposes a phased interpretation of the Anthropocene, articulated into four stages of increasing anthropogenic impact.

The second experimental part represents the basis for an integrated methodological procedural protocol combining (i) a database of geomorphic climate-change indicators organized into taxonomic macro-categories, (ii) a standard Site Sheet that captures harmonized data. It aims to detect, measure, and interpret geomorphological markers of climate change, with a focus on accelerated soil erosion and slope instability. A dedicated GIS-based database of geomorphological indicators was developed, enabling the systematic collection and analysis of climatic, geomorphometric, remote sensing, and field-based data. Both indirect (GIS analysis, morphometric indices, satellite-derived spectral indices, multitemporal DEM comparison) and direct methods (sediment traps, field monitoring of mass movements and sediment transport) were applied.

Results highlight significant correlations between recent climatic trends – particularly rainfall intensity, aridity indices, and extreme events – and the spatial distribution and intensity of erosional processes and mass movements in the investigated basins. Comparative analysis between Italian and Spanish sites reveals both shared Mediterranean-scale drivers and locally specific responses controlled by lithology, land use, and vegetation cover.

The study demonstrates the effectiveness of geomorphological indicators as proxies for climate change impacts and provides a transferable methodological framework for monitoring landscape evolution in vulnerable semi-arid regions. The proposed approach contributes to climate change adaptation strategies, risk mitigation, and the development of shared protocols for erosion assessment within Mediterranean environments.

Riassunto. Il lavoro analizza i marker geomorfologici del cambiamento climatico in aree interne semi-aride del Mediterraneo, con particolare riferimento ad aree-campione della Basilicata (Italia meridionale) e dell'Aragona (Spagna nord-orientale). La ricerca adotta un approccio multi-scala e multitemporale che integra il quadro geocronologico del Quaternario, la ricostruzione paleoclimatica e il dibattito scientifico sull'Antropocene, interpretato come un processo graduale e cumulativo piuttosto che come un limite stratigrafico puntuale.

La prima parte del lavoro definisce il quadro teorico di riferimento, approfondendo le oscillazioni climatiche tardo-pleistoceniche e oloceniche e discutendo il ruolo crescente della forzante antropica nei processi del sistema Terra. Il bacino del Mediterraneo viene analizzato come *hotspot* climatico, caratterizzato da una marcata vulnerabilità ai processi di aridificazione, all'aumento della frequenza degli eventi estremi e alla pressione antropica, con effetti rilevanti sull'evoluzione geomorfologica

del paesaggio. In questo contesto viene proposta una lettura dell'Antropocene articolata in quattro fasi di intensità crescente dell'impatto umano.
La seconda parte, di carattere sperimentale e applicativo, rappresenta la base di studio per un protocollo procedurale replicabile che combina: (i) un database di indicatori geomorfologici del *climate change* organizzati in macro-categorie tassonomiche; (ii) una Scheda Sito standard per la raccolta armonizzata di dati. Tale protocollo mira all'individuazione, alla misura e all'interpretazione degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico, con particolare attenzione ai processi di erosione accelerata e di instabilità di versante. È stato sviluppato un database GIS dedicato ai marker geomorfologici, basato sull'integrazione di dati climatici, geomorfometrici, telerilevati e di campo. Le analisi si avvalgono sia di metodologie indirette (analisi GIS, indici morfometrici, indici spettrali satellitari, confronti multitemporali di modelli digitali del terreno) sia di misure dirette (trappole per sedimenti, monitoraggio dei movimenti di massa e del trasporto solido).
I risultati evidenziano una stretta relazione tra le recenti dinamiche climatiche – in particolare l'intensità delle precipitazioni, gli indici di aridità e la ricorrenza di eventi estremi – e l'attivazione e l'intensificazione dei processi erosivi e gravitativi nei bacini analizzati. Il confronto tra i siti italiani e spagnoli mette in luce fattori di controllo comuni a scala mediterranea e risposte locali legate alla litologia, all'uso del suolo e alla copertura vegetale.
La ricerca conferma l'efficacia dei marker geomorfologici come *proxy* degli impatti del cambiamento climatico e propone un quadro metodologico replicabile per il monitoraggio dell'evoluzione del paesaggio in contesti semi-aridi vulnerabili, con ricadute operative per le strategie di adattamento climatico e mitigazione del rischio ambientale.

Ringraziamenti

Il presente lavoro di dottorato è stato svolto nell'ambito del Programma di Ricerca e Innovazione PNRR Tech4You – Technologies for Climate Change Adaptation and Quality of Life Improvement, finanziato dal Piano Nazionale di Ripresa e Resilienza. Il Programma ha fornito il supporto scientifico e finanziario necessario allo sviluppo delle attività di ricerca e allo svolgimento di esperienze di studio in ambito nazionale e internazionale.

Un sentito ringraziamento è rivolto al Relatore, Prof. Marcello Schiattarella, per la costante guida scientifica e per il percorso formativo continuativo offerto nel corso dei tre anni di dottorato e negli anni precedenti, all'interno di un contesto di ricerca strutturato e stimolante. Desidero riconoscere il prezioso contributo di tutti i membri del gruppo di ricerca che, attraverso il confronto scientifico e la condivisione di lavori, attività formative ed esperienze congressuali, hanno accompagnato e sostenuto la crescita scientifica e professionale alla base di questo lavoro. Un sincero ringraziamento è rivolto ai Correlatori, Prof. Paolo Giannandrea e Dott. Dario Gioia, per la supervisione, il contributo scientifico e il supporto alle attività di raccolta, analisi e interpretazione dei dati, in stretta collaborazione con il Dott. Giuseppe Corrado, la Dott.ssa Giusy Dimola e il Dott. Antonio Minervino Amodio.

Un riconoscimento è inoltre rivolto alla ditta Visani di Foggia per la professionalità e l'estrema disponibilità dimostrate nella realizzazione delle attrezzature sperimentali, in particolare delle trappole per sedimenti, indispensabili per le attività di monitoraggio, nonché al Prof. Emanuele Giaccari per il supporto operativo fornito durante le attività di campo e per l'accompagnamento nelle fasi di installazione delle strumentazioni.

Un doveroso riconoscimento è rivolto inoltre all'Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC) di Zaragoza per l'accoglienza e il supporto durante il periodo di ricerca svolto all'estero. In tal senso, rivolgo un particolare ringraziamento alla Dott.ssa Estela Nadal-Romero e ai ricercatori dell'Istituto per la supervisione scientifica, la disponibilità e il costante affiancamento nelle attività di ricerca.

INDICE

PARTE I - LE BASI CONOSCITIVE: IL QUATERNARIO, L'ANTROPOCENE E IL CAMBIAMENTO CLIMATICO GLOBALE 1

1 INTRODUZIONE 2

1.1 Struttura del lavoro di ricerca 3
1.2 Obiettivi del Progetto di ricerca 5
1.2.1 Il Progetto PNRR Tech4You "Technologies for Climate Change Adaptation and Quality of Life Improvement" 5
1.2.2 *Marker* geomorfologici del cambiamento climatico e misure dell'erosione 10

2 QUADRO GEOCRONOLOGICO DEL QUATERNARIO 15

2.1 L'età della Terra 16
2.2 La costruzione della scala geocronologica 19
2.2.1 Metodi cronostratigrafici assoluti 22
2.2.2 Le curve paleoclimatiche 24
2.2.3 Il limite Pliocene-Pleistocene 29
2.3 Oscillazioni climatiche tardo-pleistoceniche e oloceniche 31
2.3.1 Il Quaternario e i periodi glaciali 31
2.3.2 L'Ultimo Massimo Glaciale 35
2.3.3 Il Dryas antichissimo e il Dryas recente 37
2.3.4 L'Olocene 38
2.3.5 Crisi climatiche e sanitarie 48

3 *CLIMATE CHANGE* E ANTROPOCENE 53

3.1 Il dibattito sull'Antropocene 55
3.1.1 Tra Rivoluzione Industriale (1750) e Grande Accelerazione (1945) 57
3.1.2 L'Antropocene nella fase preindustriale 61
3.1.3 Il contributo dell'archeologia e della genetica umana 64
3.1.4 La Rivoluzione Neolitica 65
3.1.5 La decisione finale della Sottocommissione Internazionale per la Stratigrafia del Quaternario 69
3.1.6 Proposta per la collocazione temporale dell'Antropocene 72
3.2 Impatti del *climate change* 75
3.2.1 Atmosfera, biosfera, idrosfera 75
3.2.2 Scenari climatici globali 80
3.2.3 Eventi estremi e cambiamenti geomorfici 89

PARTE II - METODI E ANALISI GEOMORFOLOGICHE E CLIMATICHE PER LO STUDIO DELL'EROSIONE NELLE AREE INTERNE DELLA BASILICATA (ITALIA) E DELL'ARAGONA (SPAGNA) 94

4 INQUADRAMENTI 95

4.1 Basilicata, Italia meridionale 96
4.2 Aragona, Spagna nord-orientale 108

5 METODI E RACCOLTA DATI 113

5.1 Costruzione del *Geographic Information System* e del *database framework* per gli approcci di misura dei tassi di erosione 114
5.1.1 Processi geomorfologici investigati 114
5.1.2 Struttura e criteri per la costruzione del database degli indicatori geomorfologici del *climate change* 122
5.2 Serie climatiche e indici 128

5.2.1 CLIMPACT: CONTROLLO QUALITÀ (QC) DEI DATI CLIMATICI 132
5.2.2 INDICI DI CONCENTRAZIONE, FREQUENZA E INTENSITÀ DELLE PIOGGE (ICIP E IFCI) 135
5.2.3 FATTORE DI EROSIVITÀ DA PIOGGIA 137
5.2.4 FATTORE DI ARIDITÀ DI DE MARTONNE 138
5.3 APPROCCI INTEGRATI ALLO STUDIO COMPARATIVO DELL'INSTABILITÀ DI VERSANTE NEI BACINI DEL BRADANO E DEL BASENTO 138
5.3.1 ACQUISIZIONE E ANALISI DEI DATI DI *MASS MOVEMENTS* 138
5.3.2 CALCOLO DEGLI INDICI GEOMORFOMETRICI 140
5.4 APPROCCI PER LA MISURA INDIRETTA DELL'EROSIONE 143
5.4.1 APPROCCI *GIS-BASED* 143
5.4.2 INDICI MORFOMETRICI PER L'ANALISI DEI BACINI E DEI RETICOLI IDROGRAFICI 149
5.4.3 TECNICHE GEOMATICHE PER LA MISURA QUANTITATIVA DEI CAMBIAMENTI MORFOLOGICI E IMPIEGHI DEL DOD 152
5.4.4 TELERILEVAMENTO SATELLITARE E ANALISI MULTITEMPORALI DI INDICI SPETTRALI (NDVI, NDMI, NBR) 155
5.4.5 STIMA DEI FRAMMENTI GROSSOLANI (*ROCK FRAGMENTS*) CON PROTOCOLLI QUANTITATIVI PER L'ANALISI MICRO-TOPOGRAFICA 157
5.5 APPROCCI PER LA MISURA DIRETTA DELL'EROSIONE 159
5.5.1 TRAPPOLE PER SEDIMENTI DI VERSANTE 159
5.5.2 TRAPPOLE PER SEDIMENTI DI TIPO BUNTE 164
5.5.3 STRUMENTI PER L'ANALISI DELLA PORTATA E DEL TRASPORTO TORBIDO 165

6 PRESENTAZIONE DEI DATI E RISULTATI 168

6.1 DATI CLIMATICI 169
6.1.1 STAZIONI PLUVIOMETRICHE DI FERRANDINA, GRASSANO E MATERA (BASILICATA) 169
6.1.2 STAZIONI PLUVIOMETRICHE DI ARAGUÁS E VALPALMAS (ARAGONA) 181
6.2 CONFRONTO TRA I BACINI IDROGRAFICI DEL BRADANO E DEL BASENTO (BASILICATA): STUDIO DELL'INSTABILITÀ DI VERSANTE 187
6.2.1 CINEMATICA DEI CORPI DI FRANA 187
6.2.2 DISTRIBUZIONE SPAZIALE DEI CORPI DI FRANA 190
6.2.3 CONDIZIONAMENTO LITOLOGICO 195
6.2.4 INDICI GEOMORFOMETRICI 197
6.3 SITI CAMPIONE IN BASILICATA (ITALIA): STUDIO DELL'EROSIONE ACCELERATA 204
6.3.1 TEST-SITE: SOTTOBACINO FOSSO DI SALATI 208
6.3.2 TEST-SITE: TAGLIO ANTROPICO SS655 IN LOCALITÀ S. MARIA D'IRSI 219
6.3.3 TEST-SITE: SOTTOBACINO IN LOCALITÀ LE VIGNE 222
6.3.4 TEST-SITE: CAVA IN ARGILLA IN LOCALITÀ MACCHIA DEL CERRO 227
6.3.5 TEST-SITE: VERSANTE ANTROPICO IN LOCALITÀ GRASSANO-GARAGUSO 236
6.3.6 TEST-SITE: VERSANTE CALANCHIVO IN LOCALITÀ GRASSANO-GARAGUSO 240
6.3.7 MISURE DIRETTE TRAMITE SEDIMENT TRAPS 245
6.4 SITI CAMPIONE IN ARAGONA (SPAGNA): STUDIO DELL'EROSIONE ACCELERATA 255
6.4.1 TEST-SITE: TORRENTE REBULLESA (SETTORE CALANCHIVO) 256
6.4.2 TEST-SITE: AGUARALES DE VALPALMAS 262

7 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI 269

7.1 UNA DOPPIA LENTE SULL'ANTROPOCENE: SINTESI INTERPRETATIVA, FASI E IMPLICAZIONI 270
7.2 SINTESI CLIMATICA MULTISCALA 276
7.2.1 DALLE OSCILLAZIONI CLIMATICHE QUATERNARIE ALLE DINAMICHE RECENTI: VARIABILITÀ CLIMATICA MULTISCALA 276
7.2.2 ANALISI CLIMATICHE DELLE STAZIONI PLUVIOMETRICHE LUCANE 278
7.2.3 ANALISI CLIMATICHE DELLE STAZIONI PLUVIOMETRICHE ARAGONESI 281
7.2.4 CONFRONTO DEI DATI CLIMATICI ARAGONESI E LUCANI E LETTURA MEDITERRANEA 283
7.3 STUDIO DELL'EROSIONE ACCELERATA NEI SITI CAMPIONE DELL'ITALIA MERIDIONALE E CONFRONTO CON I SITI ARAGONESI 284
7.3.1 CONFRONTO TRA I SITI-CAMPIONE INVESTIGATI 286
7.3.2 TASSI DI EROSIONE DECADALE IN AVANFOSSA 289
7.4 PROSPETTIVE E SVILUPPI FUTURI: VERSO PROTOCOLLI CONDIVISI SUI TASSI DI EROSIONE E LO STUDIO DEL *CLIMATE CHANGE* 292

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI 295

GEOCRONOLOGIA DEL QUATERNARIO E PALEOCLIMA 295
ANTROPOCENE: CORNICE CONCETTUALE E DIBATTITO 300
CAMBIAMENTO CLIMATICO ATTUALE 304

PROCESSI GEOMORFOLOGICI E METODI PER LO STUDIO DELL'EROSIONE ____ 307
CONTESTI REGIONALI E CASI DI STUDIO ____ 317

APPENDICE A ____ 321

A.1 PROTOCOLLO PROCEDURALE ____ 322
A.2 DATABASE DEGLI INDICATORI GEOMORFOLOGICI DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO ____ 323
A.3 TEMPLATE SCHEDA-SITO ____ 327
A.4 SCHEDA SITO: SOTTOBACINO FOSSO DI SALATI ____ 330
A.5 SCHEDA SITO: SOTTOBACINO IN LOCALITÀ LE VIGNE ____ 333
A.6 SCHEDA SITO: CAVA IN ARGILLA IN LOCALITÀ MACCHIA DEL CERRO ____ 336
A.7 SCHEDA SITO: VERSANTE ANTROPICO IN LOCALITÀ GRASSANO-GARAGUSO ____ 339
A.8 SCHEDA SITO: VERSANTE CALANCHIVO IN LOCALITÀ GRASSANO-GARAGUSO ____ 342

“Nothing in life is to be feared,

it is only to be understood.”

Marie Curie

PARTE I

Le basi conoscitive: il Quaternario, l'Antropocene e il cambiamento climatico globale

"The most reliable way to predict the future is to understand the past."
Arthur Holmes, Principles of Physical Geology (1965)

1 Introduzione

1.1 Struttura del lavoro di ricerca

Il presente lavoro di tesi è articolato in due parti principali in cui vengono affrontati in modo sistematico il quadro concettuale e gli approcci metodologici del progetto di ricerca, e, in seguito, illustrata la componente sperimentale.

Nella prima parte, a seguito della collocazione del lavoro di tesi all'interno del contesto progettuale in cui viene sviluppato, è stata revisionata e analizzata l'ampia mole di dati di letteratura relativa al complesso quadro delle oscillazioni climatiche tardo pleistoceniche e oloceniche.

A partire da un breve *excursus* che intende ripercorrere la storia geocronologica della Terra illustrandone dapprima le tappe più significative che hanno portato a definirne l'origine, la presente ricerca si spinge fino alle più recenti epoche del Quaternario, delineando sinteticamente i principali metodi di correlazione cronostratigrafica e, più nel dettaglio, di ricostruzione paleoclimatica. Il quadro geocronologico del Quaternario si conclude con una dettagliata ricostruzione della storia climatica della Terra a partire dall'Ultimo Massimo Glaciale (iniziato circa 20.000 anni BP) fino alla più recente cosiddetta Piccola Età Glaciale (verificatasi tra il XIV e il XIX secolo). In questa prima fase di ricerca, trova inoltre collocazione una disamina dell'articolato e controverso dibattito multidisciplinare costruito attorno all'uso del termine Antropocene nella scala geocronologica. Il crescente impatto dell'attività antropica sulla Terra e sull'atmosfera, e dunque il ruolo centrale dell'essere umano nell'alterazione dei processi geologici ed ecologici hanno portato a considerare l'ipotesi di adottare il termine "Antropocene" per designare l'attuale epoca geologica, e ad interrogarsi sul ruolo delle attività umane nell'alterazione delle condizioni climatiche. L'Antropocene segna una fase significativa in cui le attività umane stanno influenzando i processi terrestri a una scala senza precedenti. I cambiamenti climatici accelerati stanno esercitando pressioni sulle morfologie terrestri a livello globale, ma con effetti particolarmente accentuati in regioni vulnerabili – come il bacino del Mediterraneo – dove si attestano modificazioni geomorfologiche su scale sia temporali che spaziali.

Alla luce delle criticità emerse sulla definizione di una data unica e puntuale per l'inizio dell'Antropocene, questo lavoro propone un approccio graduale e cumulativo, articolando l'Antropocene in quattro fasi principali di crescente

intensità e qualità dell'impatto antropico, con un primo accenno nella Parte I e una trattazione più dettagliata nella Parte II.

Il quadro cronostratigrafico del Quaternario e il focus specifico sull'Antropocene forniscono, dunque, una base utile ad interpretare e contestualizzare i fenomeni geomorfologici attuali alla luce del *climate change*. Tali quadri teorici permettono di collocare il presente studio all'interno di una prospettiva più ampia, in cui l'evoluzione geomorfologica del paesaggio fisico a scala regionale diventa espressione di cambiamenti globali più vasti.

La prima parte del lavoro introduce l'obiettivo del progetto di ricerca, ovvero la stima e l'analisi dell'impatto del *global change* nelle aree semi-aride del Mediterraneo, con un focus su alcune aree-campione della Basilicata, Italia meridionale, e dell'Aragona, Spagna nord-orientale. L'analisi di indicatori geomorfologici del cambiamento climatico – illustrata dettagliatamente nella seconda parte del lavoro – permette di identificare e monitorare i processi di erosione e le variazioni morfologiche connesse ai diffusi fenomeni di aridificazione. La costruzione di un apposito database, basato su un approccio multiscala e multitemporale, rappresenta il punto cardine del lavoro.

La seconda parte, di natura sperimentale e applicativa, sottende propedeuticamente la stesura di un protocollo procedurale e le possibili metodologie utili nello studio dell'erosione e applicate alle diverse aree di studio in rapida evoluzione campionate all'interno dei contesti locali. Vengono qui esposti i risultati delle misurazioni e delle analisi condotte attraverso l'uso di una combinazione di tecniche dirette (indagini sul campo, monitoraggi con apparecchiature costruite *ad hoc*) e indirette (telerilevamento, dati storici, elaborazioni in ambiente GIS), per la valutazione dell'efficienza e della velocità dei processi erosivi influenzati dalle condizioni climatiche attuali.

In sintesi, alla luce del quadro teorico e metodologico delineato, il presente lavoro di ricerca persegue i seguenti obiettivi principali:

- ricostruire il quadro geocronologico e paleoclimatico del Quaternario come cornice necessaria ad interpretare e contestualizzare le dinamiche geomorfologiche recenti e a comprendere l'evoluzione del paesaggio fisico nel contesto dell'attuale accelerazione del cambiamento climatico;

- analizzare il ruolo crescente delle attività antropiche nei processi di trasformazione del sistema Terra, interpretando l'Antropocene come un processo graduale e cumulativo, pluri-fasico, caratterizzato da una progressiva intensificazione delle forzanti antropogeniche;
- individuare, misurare e interpretare marker geomorfologici del cambiamento climatico in contesti mediterranei semi-aridi in rapida evoluzione, con particolare riferimento ai processi di erosione accelerata e di instabilità di versante, attraverso un approccio multi-scala e multitemporale;
- formalizzare un protocollo procedurale replicabile – basato su un approccio multi-scala e multitemporale e comprensivo di i) un database degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico e di ii) una scheda sito standardizzata – in grado di connettere le forzanti climatiche alle risposte dei sistemi naturali, contribuendo alla codifica di un linguaggio metodologico condiviso entro cui diversi casi di studio possano essere confrontati e interpretati;
- porre le basi per i) una seconda generazione di studi sul cambiamento climatico nelle aree semi-aride e per ii) la costruzione di una comunità di pratiche condivise in grado di leggere in maniera olistica la risposta geomorfologica dei paesaggi mediterranei al *climate change* e di tradurre tale conoscenza in strumenti concreti per l'adattamento e la mitigazione del rischio geomorfologico;
- stabilire le premesse concettuali per una possibile integrazione tra tassi di erosione del suolo e associate velocità di deposizione con una maggiore articolazione del tempo antropocenico.

1.2 Obiettivi del Progetto di ricerca

1.2.1 Il Progetto PNRR Tech4You "Technologies for Climate Change Adaptation and Quality of Life Improvement"

Gli effetti del cambiamento climatico richiedono il coinvolgimento di più soggetti (ricerca, imprese, società e governo) in un'azione congiunta verso

comunità resilienti. Per tale motivo, di recente, i settori regionali della ricerca e delle imprese stanno mostrando interesse per i temi connessi all'adattamento ai cambiamenti climatici e alla transizione ecologica. Il programma Tech4You (*Technologies for Climate Change Adaptation and Quality of Life Improvement*) – all'interno del quale si inserisce il presente progetto di ricerca – è un Programma di ricerca e innovazione all'interno dell'Ecosistema per l'Innovazione di Calabria e Basilicata che consorzia 4 università pubbliche, 6 centri di ricerca, 9 attori privati (aziende affiliate), 3 enti pubblici (parchi naturali e agenzie ambientali), 1 ONG e 2 governi regionali nel Sud Italia. L'*Hub* Tech4You, attraverso un approccio sistemico strutturato in sei *Spoke* che operano in modo integrato, e a loro volta articolati in *Goal* e *Pilot Project* (PP), contribuisce al raggiungimento di diversi obiettivi nel contesto delle politiche territoriali, nazionali e comunitarie di riferimento (Tab. 1). Il focus dell'Ecosistema è sulla Missione "*Adapting to climate change*" di Horizon Europe ed è coerente con le priorità della ricerca nazionale e con gli ambiti del Piano Nazionale di Recupero e Resilienza (PNRR).

Tech4you nasce dunque per fronteggiare gli effetti dei cambiamenti climatici, valorizzare la ricerca scientifica, favorire il trasferimento tecnologico e sostenere la transizione verde e digitale dei territori.

Tabella 1 – Struttura del Tech4You. Organizzazione degli Spokes in Goals e Progetti Pilota.

Finanziato dall'Unione europea NextGenerationEU · Ministero dell'Università e della Ricerca · Italiadomani · tech4you					
Technologies for Climate Change Adaptation and Quality of Life Improvement (Tech4You)					
SPOKES					
SPOKE 1. Circular technologies to mitigate geo-hydrological and forest fire risks.	**SPOKE 2.** Technologies to reduce energy consumption and save biodiversity	**SPOKE 3.** Smart technologies for sustainable agri-food chain and forestry	**SPOKE 4.** Safeguarding and promoting natural and cultural heritage to mitigate climate change impact and strengthen local identity	**SPOKE 5.** Technologies for a healthy nutrition and resilient communities	**SPOKE 6.** Digital transformation and technology transfer
GOALS					
G1.1 G1.2 G1.3 G1.4	G2.1 G2.2 G2.3 G2.4 G2.5	G3.1 G3.2 G3.3 G3.4 G3.5	G4.1 G4.2 G4.3 G4.4 G4.5 G4.6 G4.7	G5.1 G5.2 G5.3 G5.4	G6.1 G6.2 G6.3 G6.4 G6.5 G6.6
PILOT PROJECTS					
13	11	8	14	4	6

Il programma d'azione Tech4You si inserisce in un quadro di politiche che riguardano due regioni del Sud Italia, Calabria e Basilicata, come le più esposte al rischio geomorfologico, all'erosione costiera e, in alcune aree, ai processi di desertificazione: ogni partner dell'ecosistema partecipa alle varie fasi di programmazione e attuazione. Tech4You affronta i cambiamenti climatici da cinque punti di vista: rischio naturale, energia, cibo, cultura e comunità sane. Di seguito la descrizione degli obiettivi specifici:

- Mitigazione del rischio naturale: Tech4You mira a mitigare l'impatto del cambiamento climatico sull'aumento del rischio naturale (idrogeologico, idraulico, erosione costiera, siccità e incendi) attraverso l'integrazione di tecnologie satellitari, lo sviluppo di tecnologie di allerta preventiva, la gestione di infrastrutture critiche, la sperimentazione di soluzioni basate sulla natura e il miglioramento della qualità dell'acqua (*Spoke 1*); mira a garantire la sicurezza della popolazione, in particolare nelle aree rurali o in piccoli villaggi, spesso più criticamente esposti ai rischi naturali.
- Riduzione del fabbisogno energetico: Tech4You mira ad aumentare la decarbonizzazione del sistema energetico attraverso il riutilizzo e il riciclo dei rifiuti o delle materie prime secondarie (*Spoke 2*); mira a migliorare la qualità dell'aria e dell'ambiente naturale riducendo al contempo il costo dell'approvvigionamento energetico delle famiglie.
- Miglioramento degli alimenti sostenibili: Tech4You mira a migliorare la sostenibilità del sistema agroalimentare attraverso lo sviluppo di tecnologie per l'agricoltura intelligente, modelli sostenibili per l'industria agroalimentare e la valorizzazione dei rifiuti (*Spoke 3*); contribuisce a fornire alimenti più sani e migliori condizioni di lavoro per i lavoratori agricoli.
- Adattamento del patrimonio culturale: Tech4You mira a mitigare l'impatto degli eventi meteorologici estremi sul patrimonio culturale e a migliorare l'accessibilità per tutti facendo leva sulle tecnologie digitali (ad esempio: robot, sensori, intelligenza artificiale, big data e realtà aumentata) (*Spoke 4*); vuole rafforzare l'identità locale facendo leva sulla valorizzazione del patrimonio culturale materiale e immateriale e, dall'altro

lato, vuole consentire l'accessibilità per tutti senza alcuna restrizione per gli anziani o i disabili.

- Comunità resilienti e sane: Tech4You si propone di costruire comunità resilienti per promuovere il benessere dei cittadini, attraverso lo sviluppo di strumenti per il monitoraggio dello stato di salute e di nuovi prodotti salutari (nutraceutici, cosmetici e dispositivi indossabili) con effetti terapeutici (*Spoke 5*); questo obiettivo è maggiormente focalizzato sul miglioramento della qualità della vita attraverso la promozione di nuovi approcci, modelli e tecnologie che avranno un impatto diretto sulla vita quotidiana dei cittadini.

Le attività di ricerca svolte nell'ambito dello *Spoke 4* ("*Safeguarding and promoting natural and cultural heritage to mitigate climate change impact and strengthen local identity*"), all'interno del quale trova collocazione il presente progetto di ricerca, sono orientate a mitigare l'impatto dei cambiamenti climatici su beni culturali costruiti particolarmente esposti, come quelli situati in aree marine/costiere e quelli situati in zone a rischio di alluvione, e a migliorare la sostenibilità e l'accessibilità del patrimonio naturale e culturale (sia materiale che immateriale) in Calabria e Basilicata. In linea con gli obiettivi specifici del programma Tech4you per l'adattamento del patrimonio culturale ai cambiamenti climatici, lo *Spoke 4* contribuisce al raggiungimento di molteplici *Sustainable Development Goals* (SDGs): SDG 4 (Educazione di qualità), SDG 8 (Lavoro dignitoso e crescita economica), SDG 10 (Riduzione delle disuguaglianze), SDG 11 (Città e comunità sostenibili), SDG 13 (Azione per il clima), SDG 12 (Produzione e consumo responsabili). I 14 Progetti Pilota, che si avvalgono delle competenze scientifiche dei gruppi di ricerca coinvolti, perseguono i seguenti obiettivi: a) rafforzare le identità territoriali per far emergere e valorizzare le peculiarità urbane e rurali di Calabria e Basilicata; b) valorizzare il patrimonio costruito identitario in un'ottica di open design, gestione innovativa e *smart tourism*; c) gestire il patrimonio naturale per migliorare la qualità urbana e il benessere dei cittadini; d) mitigare l'impatto dei cambiamenti climatici sul patrimonio marino-costiero; e) rendere il patrimonio culturale e naturale accessibile a tutti consentendo un turismo esperienziale sostenibile e responsabile; f) migliorare la centralità dei servizi ecosistemici nell'organizzazione delle azioni di lotta al cambiamento climatico; g) gestire le

informazioni e consentire interventi per la sicurezza strutturale e ambientale del costruito.

Il Progetto Pilota 4.3.2 "Parchi, foreste, morfologie, paesaggi rurali e agricoltura multifunzionale"

Il progetto di ricerca qui presentato, come anticipato, rientra nell'ambito degli obiettivi specifici dello Spoke 4, Goal 4.3 ("*Management and enhancement of high-value natural heritage and environmental and cultural landscape of urban and extra-urban areas*") e, più precisamente, trova collocazione in uno dei due Progetti Pilota contemplati al suo interno: il PP 4.3.2 "*Parks, forests, landforms, rural landscapes, and multifunctional agriculture*". Il PP2 include diverse tematiche relative alle aree interne di Basilicata e Calabria, ai cambiamenti climatici e al loro impatto su tali aree, alla gestione e alla valorizzazione delle stesse. Il PP 4.3.1 "*Management and enhancement of high-value natural heritage and environmental and cultural landscape of urban and extra-urban areas*" si è occupato invece di aspetti pertinenti alle aree urbane e periurbane dell'Ecosistema dal punto di vista più squisitamente urbanistico e architettonico, seppur con integrazioni legate ad altre discipline (es., agronomiche).

I *topics*, organizzati in sei Azioni di ricerca (Tab. 2), spaziano dalla implementazione degli attrattori turistici alla mappatura delle Oasi di Tranquillità. L'agricoltura multifunzionale e i sistemi agricoli multispecie come modello di agricoltura a basse emissioni di carbonio rappresentano il contributo agronomico al progetto. I temi legati alle scienze forestali sottendono lo sforzo di quantificazione dei servizi ecosistemici delle risorse forestali verso l'individuazione di nuovi mercati, prodotti e politiche di gestione, unitamente alla validazione di modelli di gestione e di promozione dei territori. L'analisi e il monitoraggio degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico e del rischio ambientale nelle aree interne e lo sviluppo di piattaforme digitali per l'osservatorio territoriale permanente su tali paesaggi rappresentano il contributo delle geoscienze.

Tabella 2 – Attività di ricerca delle Azioni del Progetto Pilota PP 4.3.2

PROGETTO PILOTA 4.3.2					
AZIONE 1	**AZIONE 2**	**AZIONE 3**	**AZIONE 4**	**AZIONE 5**	**AZIONE 6**
Digital platforms for territorial development and permanent observatory on rural and historical landscapes	*Parks, Ecosystem Services, Tranquillity Areas Mapping for the valorisation of Landscape and of its tangible and intangible resources*	*Multifunctional Agriculture: an inventory of traditional varieties of cropped species, local knowledge and heritage of cultivation and use; Multi-specie agricultural systems as a model of low carbon farming to face climate changes*	*From multifunctionality to quantifying and enhancing ecosystem services of forest resources: new markets, new products and new management policies*	*Validation of management models of territories and their promotion*	*Analysis and monitoring of morpho-sedimentary marker of climate change and environmental hazard in rural landscapes*

1.2.2 *Marker* geomorfologici del cambiamento climatico e misure dell'erosione

L'analisi dei cambiamenti passati del paesaggio fisico è fondamentale per comprendere i processi evolutivi dei sistemi naturali e per supportare strategie di gestione e ripristino. Attraverso lo studio delle condizioni e dei tassi di evoluzione, è possibile identificare le cause, naturali o antropiche, dei cambiamenti morfologici, fornendo una base per prevedere scenari futuri (Pavlek, 2023).

I *marker* geomorfologici del cambiamento climatico sono indicatori tangibili delle modificazioni del paesaggio causate dai mutamenti climatici, che si manifestano attraverso l'alterazione dei processi geomorfologici, come l'erosione del suolo, la sedimentazione, la destabilizzazione dei versanti e la formazione di nuove morfologie come *rills* e *gullies*. Questi indicatori rappresentano tracce visibili o misurabili delle interazioni tra il clima, la geologia e le attività umane, e sono essenziali per comprendere come i cambiamenti climatici stiano influenzando i sistemi naturali in modo concreto e misurabile. Il loro studio consente di ricostruire eventi passati e prevedere evoluzioni future, contribuendo alla gestione sostenibile delle risorse naturali e alla prevenzione dei rischi geomorfologici.

L'importanza dei *marker* geomorfologici risiede nella capacità degli stessi di fornire informazioni cruciali sull'intensità e la durata delle variazioni climatiche in un determinato territorio. Essi consentono di monitorare l'evoluzione del paesaggio nel tempo e di individuare precocemente i segnali di degrado o di instabilità, come la progressiva erosione dei suoli, la desertificazione, o il rischio idrogeologico. Attraverso l'analisi di questi indicatori, è possibile definire strategie di intervento per la mitigazione dei danni derivanti dai cambiamenti climatici, in particolare nelle aree in rapida evoluzione, come quelle mediterranee maggiormente vulnerabili all'erosione dove tali processi erosivi sono già amplificati da fattori climatici estremi.

Le regioni del Mediterraneo rappresentano infatti un laboratorio naturale per lo studio dei *marker* geomorfologici, grazie alla complessa interazione tra fattori climatici, geologici e antropici (Vita-Finzi, 1969). In questa regione, l'erosione accelerata rappresenta uno dei processi geomorfologici più critici (Dewitte et al., 2015; Aucelli et al., 2016; Gioia et al., 2021) – con tassi di erosione stimati elevati per molte aree dell'Italia (versanti appenninici e Sicilia) e per alcune aree della Spagna (Fig. 1, Cerdan et al., 2010) – alimentata dalla frequenza crescente di eventi estremi, come piogge intense e prolungati periodi di siccità, e dalla pressione esercitata dalle attività umane. Negli ultimi decenni, gli studi sull'erosione del suolo hanno assunto particolare rilevanza in quanto risultato di un'interazione multipla, su scale spaziali e temporali diverse, di fattori altamente dinamici – come i cambiamenti nell'uso del suolo e le fluttuazioni climatiche – e di fattori statici come, ad esempio, la topografia (Portugués, 2005).

Santiago Beguería Portugués (2005) descrive il concetto di erosione geomorfologica come:

> *"[…] la transformación del paisaje debida a la eliminación o reubicación de una parte de la materia que lo conforma, y como tal comprende los procesos de disgregación, movilización, transporte y sedimentación de partículas de suelo o roca, en los que pueden intervenir mecanismos diversos como la acción de la lluvia y la arroyada superficial, del viento, del empuje glaciar, o la simple acción de la gravedad. Como la erosión tiende a recolocar los materiales en posiciones inferiores a las que ocupaban originalmente, se puede definir también la erosión como el conjunto de procesos que conllevan una pérdida de energía potencial o aumento de la entropía en el paisaje. Según estas definiciones, no es necesaria la exportación completa del material fuera de la unidad de estudio, pues una reubicación de los materiales dentro del propio paisaje constituye un cambio geomorfológico, que puede implicar nuevas relaciones de fuerzas y nuevos procesos."*

In questa prospettiva, l'erosione viene intesa come un processo complesso, sottolineando come essa non implichi necessariamente la perdita di materiale all'esterno del sistema analizzato per configurare un cambiamento geomorfologico. Al contrario, anche il semplice rimaneggiamento interno e rilocalizzazione dei sedimenti all'interno della stessa unità di paesaggio può costituire un cambiamento geomorfologico rilevante. Tale visione, che lega la perdita di energia potenziale all'aumento dell'entropia del paesaggio, si rivela particolarmente utile per l'analisi e l'interpretazione dei fenomeni erosivi in contesti semi-aridi, vulnerabili e dinamici, tipici delle aree mediterranee, dove i processi di erosione superficiale e di rimaneggiamento del suolo agiscono su scale spaziali e temporali ridotte ma con impatti significativi sull'evoluzione del paesaggio.

Nelle aree caratterizzate da forti dislivelli altitudinali e suoli fragili, gli eventi piovosi estremi generano un rapido deflusso superficiale, causando intensi fenomeni di erosione del suolo e un'elevata produzione di sedimenti. Questi processi compromettono non solo la stabilità dei versanti, ma anche la capacità dei corsi d'acqua di mantenere il loro equilibrio morfologico, concorrendo al trasporto massivo di sedimenti e all'interramento dei fondovalle.

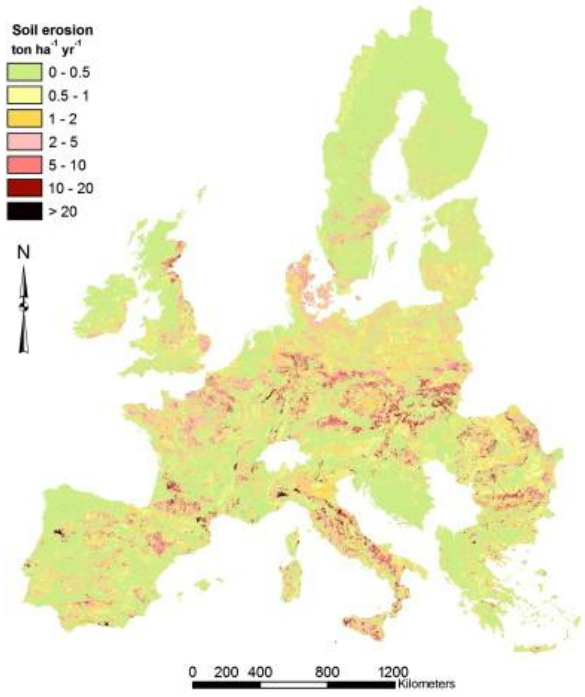


Figura 1 – Tassi di sheet e rill erosion (t ha^{-1} anno^{-1}) calcolati per le aree europee coperte dal database CORINE (da Cerdan et al., 2010).

Un caso particolarmente significativo si osserva nelle aree calanchive del Mediterraneo, dove i terreni argillosi, già vulnerabili all'erosione, sono sottoposti a un'intensa denudazione. In queste aree, l'assenza di una copertura vegetale sufficiente, aggravata da attività agricole o dal pascolo eccessivo, accelera ulteriormente i processi erosivi. Studi recenti (ad esempio, Stark et al., 2020) hanno evidenziato come la maggiore frequenza di precipitazioni concentrate in episodi brevi ma intensi stia contribuendo a una rapida degradazione del suolo in molti di questi bacini.

Per comprendere l'interconnessione tra le dinamiche del paesaggio, il cambiamento climatico e i fattori umani, diventa dunque rilevante un’accurata analisi dei dati storici di precipitazione e temperatura, il monitoraggio degli eventi alluvionali, le variazioni di uso del suolo e gli interventi antropici. La maggiore frequenza di eventi estremi intensi rappresenta un elemento trainante dei processi di erosione fluviale e di instabilità dei versanti, con effetti rilevanti soprattutto nelle aree calanchive del Mediterraneo. I trend pluviometrici e la ricorrenza di eventi siccitosi e piovosi intensi forniscono elementi utili per comprendere i processi di desertificazione, di instabilità dei versanti e le trasformazioni fluviali associate ad eventi alluvionali (Stark et al., 2020).

I processi di instabilità dei versanti rappresentano dei validi proxy dell'evoluzione ambientale, e *mass movements*, erosione fluviale e deposizione costituiscono processi geomorfici chiave in molti contesti erosionali (Soldati & Borgatti, 2009). In particolare, i tassi di erosione di forme caratterizzate da complesse dinamiche idro-geomorfologiche, processi erosivi molto intensi e un'estrema produzione di sedimenti, costituiscono indicatori geomorfologici chiave nella comprensione dei processi di *soil erosion* e dei cambiamenti geomorfici dovuti a eventi estremi. Un fattore spesso trascurato ma cruciale nella dinamica dei processi erosivi è il ruolo della vegetazione. La copertura vegetale infatti agisce da stabilizzatore naturale del suolo, riducendo l'impatto dei processi erosivi attraverso l'assorbimento delle precipitazioni e il rafforzamento del suolo mediante l’apparato radicale. Tuttavia, nelle aree mediterranee, il degrado della vegetazione dovuto a siccità prolungate, incendi o attività antropiche amplifica i processi erosivi, accelerando fenomeni come la desertificazione e l'instabilità dei versanti.

I sistemi fluviali, allo stesso modo, offrono una chiara evidenza dell'evoluzione del paesaggio in relazione al contesto climatico. Variabili come dimensioni dei

canali, pattern morfologici, tassi di sedimentazione e processi di migrazione fluviale sono essenziali per comprendere tali dinamiche (Rinaldi et al., 2011).

L'utilizzo di indicatori geomorfologici per il monitoraggio dei cambiamenti climatici non si limita solo alla dimensione regionale, ma offre anche una chiara connessione con gli approcci a scala globale. Infatti, *marker* come i tassi di erosione, la variazione dei modelli fluviali e l'evoluzione della vegetazione sono essenziali non solo per la gestione locale, ma anche per comprendere i trend globali legati alla desertificazione e alla perdita di biodiversità, fenomeni sempre più diffusi in ambienti semi-aridi e aridi. Studi internazionali (ad esempio, cfr. Pimentel et al., 1995) evidenziano come l'erosione accelerata e la degradazione del suolo siano problemi globali che interessano vaste aree, dalla Cina alla Sahel, con impatti devastanti sulla sicurezza alimentare e sulla stabilità ecologica. Pertanto, la comprensione dei processi locali nell'ambito dei bacini idrografici del Mediterraneo può contribuire a una visione globale dei cambiamenti in atto, rafforzando l'importanza di strategie di mitigazione e adattamento che possano essere adottate su scala globale.

“To the reader who wishes to see something of the ‘wild miracle’ of the world we live in through the eyes of those who have tried to solve its ancient mysteries.”
Arthur Holmes

2 Quadro geocronologico del Quaternario

Il clima del nostro pianeta è sempre stato soggetto a continue modificazioni nel corso del passato geologico. Lo studio della variabilità climatica degli ultimi millenni è di cruciale importanza per riuscire a distinguere la forzante antropogenica dalla forzante climatica naturale e fornire informazioni per la costruzione di modelli di previsione a medio e lungo termine (Margaritelli et al., 2023). Di seguito la ricostruzione della storia geocronologica della Terra, con un *excursus* sulle tappe principali che hanno posto le basi della moderna geocronologia e hanno consentito di stabilire l'età del Pianeta. Particolare attenzione sarà dedicata alle oscillazioni climatiche che hanno interessato le più recenti epoche del Quaternario che, benché rappresenti soltanto gli ultimi 2.58 milioni di anni nella scala geocronologica della Terra, risulta di cruciale importanza poiché al suo interno si è andata delineando la linea evolutiva che ha portato allo sviluppo dell'uomo moderno. È all'interno di questo quadro che si collocano gli sforzi volti a comprendere le trasformazioni della Terra attraverso le pratiche sociali e culturali dell'uomo, e si costruisce un intricato dibattito che mette in luce i persistenti tentativi di definire e formalizzare l'Antropocene come un intervallo geocronologico ufficiale.

2.1 L'età della Terra

La necessità di conoscere l'età della Terra risale agli albori della civiltà:

> *"Ever since the dawn of civilisation, people have not been content to see events as unconnected and inexplicable. They have craved an understanding of the underlying order in the world... our goal is nothing less than a complete description of the universe we live in."* (Stephen Hawking)

Alla fine del XIX secolo geologi, biologi, fisici e astronomi erano alla ricerca di un orologio che fornisse una risposta a uno dei più grandi problemi del tempo: quanti anni ha la Terra? Furono proposti diversi metodi di misurazione, ma non era stata ancora sviluppata una scala precisa per quantificare il tempo geologico (Lewis, 2000).

Fino al Settecento si pensava che l'età della Terra potesse corrisponde ad alcune decina di migliaia di anni e, progressivamente, con Darwin, fu estesa a

milioni di anni, fino a miliardi di anni nei decenni successivi. Il 1785 fu una tappa decisiva, in quanto il fisico scozzese James Hutton (1726-1797) per primo si distaccò pienamente dalle interpretazioni delle Sacre Scritture, intuendo che la Terra fosse molto più antica di qualche decina di migliaia di anni e che il tempo geologico avesse un'estensione tale da superare ciò che di immaginabile era per l'uomo. La tesi di Hutton fu, in seguito, convalidata dal geologo scozzese Charles Lyell (1797-1875) nella sua opera classica "*Principles of Geology*", pubblicata nel 1830. Il geologo inglese riteneva che, in contrapposizione al "catastrofismo", ogni fenomeno verificatosi nel passato della storia terrestre fosse dovuto a cause identiche a quelle che agiscono nel presente, il quale altro non sarebbe che la graduale continuazione del passato, secondo una trasformazione lenta e progressiva. Nel 1854 Hermann von Helmholtz (1821-1894) stimò per la Terra una età compresa tra i 20 e i 40 milioni di anni, basando le sue stime sul tasso di produzione di energia irradiata dal Sole: ancora una tappa destinata ad essere superata. Nel 1863, il fisico inglese William Thomson (1824-1907), meglio conosciuto come Lord Kelvin, tentò, primo fra tutti, di definire un metodo quantitativo per determinare l'età della Terra. I suoi calcoli si basavano su diverse osservazioni fenomenologiche quali il calore irradiato dal Sole, l'effetto delle maree sulla rotazione terrestre e la storia termica della Terra. Egli osservò da ricerche condotte in alcune miniere che la temperatura aumentava in maniera pressoché costante con l'aumentare della profondità, con un tasso simile in diverse parti del pianeta. Da queste osservazioni, confermate da alcune trivellazioni, Kelvin immaginò che la Terra da uno stato fuso iniziale si stava raffreddando gradualmente per conduzione. Il tasso di raffreddamento misurato tra le differenze di temperatura esistenti tra il fondo delle miniere e gli strati più superficiali portarono ad una prima datazione del passaggio dallo stato fuso a quello solido di 98 milioni di anni. Conscio dei limiti di questa sua prima stima, Kelvin concludeva che la crosta terrestre si stesse formando in un periodo compreso tra i 400 e i 20 milioni di anni dal presente. Trentacinque anni dopo, ulteriori dati indussero Kelvin a modificare le sue prima stime e ad affermare un'età compresa tra i 40 e i 20 milioni di anni, influenzando notevolmente il lavoro di tutti coloro che, con altri metodi, tentarono di dare una età al Pianeta.

Nel 1896 Henry Becquerel (1852-1908), professore di fisica presso il Musée d'Histoire Naturelle di Parigi, poneva le basi della moderna geocronologia annunciando alla comunità scientifica la scoperta della proprietà di alcuni

elementi naturali di emettere spontaneamente delle radiazioni. Negli anni successivi si susseguirono scoperte e rudimentali applicazioni dei primi concetti di datazione radiometrica.

Agli inizi del ventesimo secolo non esisteva ancora una scala con cui misurare il tempo geologico. Tuttavia, fu in quegli anni che la datazione radiometrica fu delineata dagli studi di Ernest Rutherford e Frederick Soddy e perfezionata con le scoperte fatte negli ultimi anni dell'Ottocento sulla radioattività: le rocce, per loro natura, possono contenere solo alcuni elementi chimici, ma l'eventuale decadimento di certi elementi porta all'accumulazione di altri che non potrebbero esserci originariamente. Misurando la quantità di atomi di questi elementi "estranei" presenti in una determinata roccia, è possibile stabilire l'età della stessa. Nel 1905, Ernest Rutherford e il chimico americano Bertram Borden Boltwood (1870-1927), riscontravano che la radioattività fornisce anche un metodo accurato per misurare l'età delle rocce e dei minerali che le costituiscono e quindi l'età della Terra. A questo scopo era necessario calcolare il tasso di accumulo di elio generato per decadimento dell'uranio contenuto nei minerali radioattivi. Nel 1906, Lord Rayleigh scopriva che alcuni elementi radioattivi, quali Uranio-238, Uranio-235, Torio-232, Rubidio-37, Potassio-40, Carbonio-14, erano presenti in tutte le rocce e nel 1913 Arthur Holmes descrisse ampiamente l'importanza della radioattività quale strumento determinante per valutare l'età della Terra. Presentò inoltre la prima scala geologica dei tempi, "costruita" basandosi principalmente sullo spessore di serie sedimentarie e sulla produzione di Elio da rocce contenenti uranio. Nel 1923, ventisei anni dopo la scoperta di Becquerel, lo studio della radioattività delle rocce e la misura del tempo geologico vennero ufficialmente riconosciuti negli U.S.A quando il *National Research Council of the Academy of Science* costituì il Comitato della Misura del Tempo Geologico da Disintegrazione Atomica. Meno di dieci anni dopo, nel 1931, Holmes concludeva che l'età della Terra fosse compresa tra 1.6 e 3 miliardi di anni.

Dopo diversi studi e a seguito dell'evoluzione dei metodi di datazione, circa trent'anni dopo, nel 1953 Clair Patterson (1922-1995) riuscì a stabilire con esattezza l'età della Terra di circa 4.5 miliardi di anni, poi leggermente affinata nel corso della seconda metà del Novecento. Patterson sviluppò un metodo di datazione basato sulla quantità di isotopo di piombo ed uranio presenti nei

meteoriti, considerati materiali di scarto formatisi durante la nascita del sistema solare, e quindi aventi la stessa età dei pianeti.

A metà degli anni Sessanta la capacità di determinare con precisione l'età di alcune rocce trovate sul fondo dell'oceano divenne un momento "*Eureka*" nella storia della scienza che, nel giro di un paio d'anni, portò alla conferma della "Teoria della tettonica a placche". Questa teoria si colloca oggi tra le grandi teorie unificatrici di tutti i tempi, accanto alla teoria di Darwin sull'Origine delle specie e alla Teoria generale della relatività di Einstein, spiegando tutti i processi naturali che è possibile osservare sulla Terra (Lewis, 2000).

Grazie allo sviluppo tecnologico, è stato dunque possibile calcolare un'età della Terra di circa 4.54 miliardi di anni (4.54×10^9 anni) con un'incertezza di più o meno 50 milioni di anni: l'età stimata della Terra rientrerebbe in un lasso di tempo che oscilla dai 4.59 ai 4.49 miliardi di anni fa (Manhes et al., 1980; Dalrymple, 2001; Braterman, 2013).

Le moderne stime dell'età della Terra e del Sistema Solare sono basate sull'analisi degli zirconi, minerali rinvenibili in contesti geologici stabili e che, in determinate circostanze, possono conservarsi pressoché inalterati per miliardi di anni. La peculiarità di questi minerali a base di silice, ossigeno e zirconio, che si possono osservare principalmente in rocce magmatiche, è la presenza al loro interno di piccole quantità di piombo, l'elemento chiave per le datazioni di nostro interesse, derivate dal decadimento radioattivo dell'uranio (Lewis, 2000; Turner et al., 2020).

2.2 La costruzione della scala geocronologica

La scala dei tempi geologici rappresenta un modo per suddividere il tempo trascorso dalla formazione della Terra ad oggi, condiviso dalla comunità scientifica internazionale e in continua evoluzione. Il tempo geologico e la datazione delle rocce osservate sono concetti distinti ma correlati. Un'unità di tempo geologico (unità geocronologica) è un concetto astratto misurato dai dati relativi alle rocce attraverso decadimento radioattivo, dai cicli di Milankovitch o utilizzando altre tecniche. Un "*rock-time*" o unità cronostratigrafica consiste nell'insieme delle rocce formatesi a livello globale durante un determinato intervallo di tempo geologico. La scala cronostratigrafica è stata originariamente

stabilita a partire da una combinazione di unità litologiche regionali e di eventi unici e non ricorrenti forniti dall'evoluzione biologica. Le prime ricostruzioni stratigrafiche del tempo geologico si basavano su “geocronologie relative”, in cui il posizionamento relativo degli strati rocciosi veniva interpretato come sequenze cronologiche. Secondo questo metodo, gli strati inferiori sarebbero stati considerati più antichi e quelli superiori più recenti. Gli strati separati venivano quindi identificati in base alle loro proprietà fisiche (unità litostratigrafiche) o ai loro distinti biota fossili (unità biostratigrafiche), o a una combinazione di entrambi. Sebbene questo metodo non possa essere utilizzato per determinare date assolute, è possibile ricostruire notevoli intervalli di tempo geologico assemblando lunghe sequenze di queste unità (Ellis, 2018).

La scala dei tempi geologici è costituita da una successione di periodi geologici standard, suddivisi a loro volta in fasi. Nell’uso classico, ogni fase geologica veniva delimitata da uno “stratotipo”, l'affioramento di una successione litologica, scelto in un luogo tipico come caratterizzante e riferimento di una definita età geologica (Gradstein et al., 2020).

I concetti di scala geocronologica (“*Earth-time*”) e cronostratigrafica (“*rock-time*”) sono ora unificati dalla definizione formale di marcatori all'interno di intervalli continui del record stratigrafico per definire sia l'inizio di ogni unità cronostratigrafica che dell'unità geocronologica associata. Gli eventi della storia della Terra segnati nella scala dei tempi geologici sono quelli che hanno lasciato tracce stratigrafiche globali distintive (Ellis, 2018), come l'anomalia dell'iridio al confine Cretaceo-Neogene che si ritiene sia stata causata dall'impatto di un meteorite (Foley et al., 2013). Solo in seguito a tali scoperte sono state proposte e definite nuove unità stratigrafiche (Waters et al., 2014). I confini stratigrafici sono dunque utilizzati per suddividere la scala dei tempi geologici in intervalli temporali. Dal 1977, questi confini sono stati definiti utilizzando dei marcatori formalmente noti come *Global Boundary Stratotype Sections and Points* (GSSP), che definiscono il limite inferiore di una fase della scala dei tempi geologici. Il concetto di *Global Stratotype Section and Point* ha sostituito l'uso precedente di “stratotipo” (Cowie et al., 1986; Cowie, 1986; Remane et al., 1996; Ellis, 2018; Gradstein et al., 2020). Un GSSP definisce non una età geologica, ma il limite tra due età geologiche, e deve necessariamente essere correlabile a scala globale, motivo per cui va definito in prossimità di eventi utili per le correlazioni interregionali (un evento evolutivo, un’inversione magnetica, un segnale

geochimico, ecc.). Al momento della scelta di un GSSP vengono individuati diversi eventi geologici che contribuiscono alla correlabilità globale del limite. Negli ultimi anni si è infatti mostrato con sempre più urgenza il bisogno di un approccio integrato nella scelta degli strumenti di correlazione cronostratigrafica (Vai, 2001). Gli stratotipi dei limiti rappresentano dei momenti geologici unici, a cui tutte le successioni affioranti in altre parti del mondo si devono correlare. Le regole per la loro definizione sono curate dalla ICS (*International Commission on Stratigraphy*) della IUGS (*International Union of Geological Sciences*), l'organo preposto alla scelta ed approvazione dei GSSP, e sono molto dettagliate, dal momento che le unità cronostratigrafiche debbono essere riconosciute, accettate ed usate in tutto il mondo, costituendo le basi della comunicazione e comprensione scientifica internazionale. I GSSPs definiti dalla ICS e ratificati dalla IUGS, confluiscono nella costruzione di una Scala Cronostratigrafica Standard, che serve da riferimento per la datazione di rocce ed eventi geologici in ogni parte del mondo (Fig. 2).

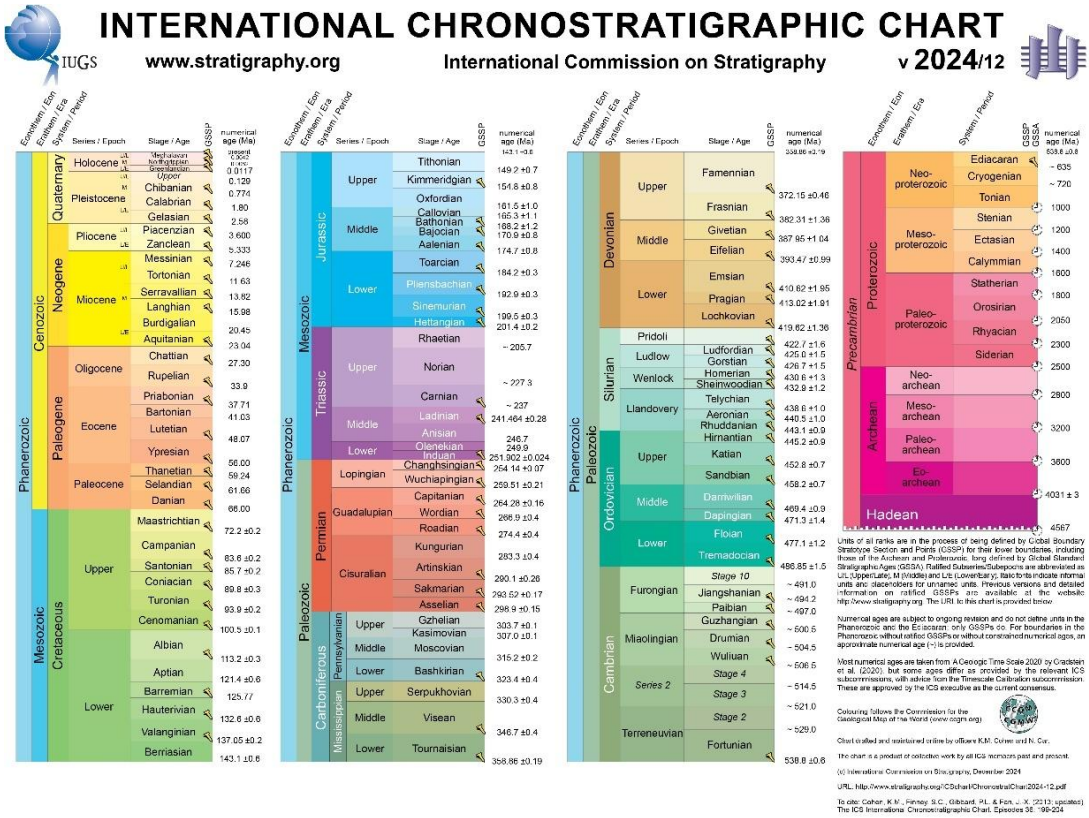


Figura 2 – Scala cronostratigrafica (IUGS, 2024).

2.2.1 Metodi cronostratigrafici assoluti

Diversi sono i metodi utilizzabili per estendere un limite cronostratigrafico al di fuori della sua area di definizione. In geologia, le rocce, i depositi superficiali, i fossili e la litologia, possono essere utilizzati per correlare tra loro gli strati di colonne stratigrafiche diverse. Prima della scoperta della datazione radiometrica avvenuta agli inizi del XX secolo, che permette una datazione assoluta sfruttando il decadimento radioattivo di alcuni isotopi, gli archeologi e i geologi ricorrevano a tecniche di datazione relativa, che tende a riconoscere se e in quale misura una data formazione o evento geologico è anteriore o posteriore rispetto ad altre o altri. Questa consente di suddividere i tempi geologici in ere, periodi, epoche ed età utilizzando due criteri: il criterio paleontologico, e il criterio stratigrafico. La datazione relativa per mezzo della biostratigrafia è il metodo più utilizzato in paleontologia.

Le prime determinazioni di età basate sulla radioattività furono effettuate tra il 1900 e il 1938; durante questo periodo il lavoro fu ristretto essenzialmente alla misurazione di rapporti U/Pb nei minerali di uranio. Il metodo di datazione uranio-piombo, ideato da B.B. Boltwood nel 1907, è uno dei metodi di datazione più antichi e più utilizzati (Lewis, 2000). I risultati permisero di stabilire soltanto l'ordine di grandezza della scala geologica. La moderna geocronologia isotopica iniziò con le prime misurazioni più precise degli isotopi del piombo, effettuate su minerali di uranio e di piombo da A.O. Nier e collaboratori nel 1939. Lo sviluppo delle tecniche e dei procedimenti analitici, nonché la possibilità di ottenere precise misure delle composizioni isotopiche, resero possibili la scoperta e l'applicazione di un gran numero di metodi radioattivi: tra questi, quelli basati sui rapporti U/Pb, Rb/Sr, K/Ar e sul contenuto di ^{14}C forniscono i risultati migliori e hanno permesso la costruzione di una storia geologica assoluta per molte zone del mondo. Il metodo del carbonio-14 è quello più efficace in nostro possesso per datazioni di dettaglio riferite a eventi del Quaternario recente, spesso utilizzato in combinazione con le tecniche di dendroconologia.

A partire dagli anni Sessanta lo studio della successione delle polarità magnetiche nelle successioni rocciose (magnetostratigrafia) ha portato alla costruzione di una prima "Scala delle Polarità Geomagnetiche" (GPTS). Questa fu definita e poi raffinata e ampliata nel tempo con il contributo di numerosi studi

condotti in diverse parti del globo su rocce ignee datate su base isotopica, su sequenze stratigrafiche sedimentarie datate tramite gli isotopi o la biostratigrafia, e tramite l'interpretazione delle anomalie magnetiche misurate sui fondali marini (cfr. Gradstein et al., 2020). Le registrazioni paleomagnetiche mostrano come nel tempo geologico i due stati di polarità del campo si siano alternati senza prevalenza di uno rispetto all'altro. C'è stato un lunghissimo intervallo di tempo (nel Cretacico superiore, tra gli 83 e i 118 milioni di anni fa) in cui il campo non si è affatto invertito e ha mantenuto la stessa polarità per circa 30 milioni di anni. In altri periodi invece la polarità si è invertita frequentemente. Sono documentate centinaia di inversioni del campo magnetico negli ultimi 83 milioni di anni e 21 sono riconosciute per gli ultimi 5.3 milioni di anni. Questo implica che in media, durante questo ultimo periodo, ci sia stata un'inversione del campo ogni circa 250 mila anni. Con l'ultima inversione completa del campo magnetico – transizione o inversione di polarità di Matuyama-Brunhes – la datazione radiometrica la colloca a circa 730 ±11 mila anni fa, si è passati da una epoca a "polarità inversa" detta Matuyama, ad una a "polarità normale" detta Brunhes, che è quella in cui viviamo (Imbrie et al., 1984; Pillans, 2003). L'inversione di Matuyama-Brunhes è stata a lungo utilizzata come *marker* cronostratigrafico negli studi sul Quaternario e definisce il limite Pleistocene Inferiore-Pleistocene Medio (Fig. 3).

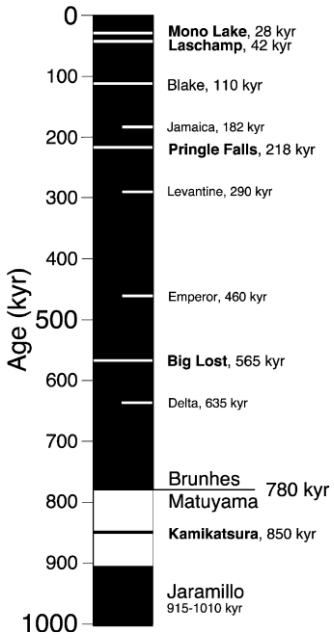


Figura 3 – Escursione geomagnetica nel Matuyama Superiore-Brunhes (Evans & Heller, 2001).

2.2.2 Le curve paleoclimatiche

Nel “cambiamento globale” del nostro pianeta vi sono due prospettive legate a due scale temporali distinte. La prima è quella dell’ordine delle migliaia e dei milioni di anni, ovvero quella dei tempi e dei processi geologici. Basti pensare che nell’ultimo milione e mezzo di anni circa si sono verificati diciassette avanzate e diciassette ritiri dei ghiacciai. La seconda è quella dei decenni e dei secoli che interessa più da vicino l’umanità, ed è legata alla meteorologia, al clima, agli agenti esterni. Il legame tra queste due scale è dato dalla registrazione dei climi del passato (paleoclima), testimone delle variazioni avvenute nei parametri orbitali della Terra nel corso del tempo (AA.VV., 1992). Studi multidisciplinari permettono di ricostruire l’evoluzione del clima della Terra, che secondo dati stratigrafici e geologici non è stabile. Nei circa 4,5 miliardi di anni di storia del nostro pianeta le condizioni climatiche hanno oscillato enormemente. La gran parte degli studi sul clima del nostro pianeta nel passato geologico riguarda intervalli temporali che spaziano dalle recenti epoche glaciali del Quaternario (gli ultimi 2,5 milioni di anni, durante i quali è possibile collocare l’evoluzione del genere *Homo*) al Fanerozoico (gli ultimi 542 milioni di anni

circa). L'alternanza ciclica di periodi glaciali e interglaciali è il risultato di una interconnessione di diversi fattori, alcuni dei quali influiscono in modo preponderante rispetto ad altri. Nell'ultimo secolo, la ricerca paleoclimatologica ha portato a un'ampia accettazione del fatto che le oscillazioni semi-periodiche della posizione Sole-Terra hanno indotto variazioni significative nel clima del passato della Terra. I movimenti dell'asse terrestre e dell'orbita terrestre (noti come *cicli di Milankovitch*) modificano la distribuzione dell'energia solare sulla superficie del pianeta, determinando l'alternanza dei cicli caldo-freddo. L'eccentricità orbitale, l'inclinazione assiale e la precessione dell'orbita terrestre variano periodicamente e danno luogo, quando i loro effetti sono in fase, a glaciazioni ogni circa 100.000 anni durante l'era glaciale del Quaternario. La risposta climatica più importante è relativa a una scala temporale di 400.000 anni, ma gli effetti su questi periodi, per quanto riguarda le glaciazioni, sono apparentemente lievi e non concordano con le previsioni. Per giustificare questa discrepanza, sono chiamati in causa vari fenomeni, correlati all'anidride carbonica presente nell'aria o alla dinamica degli *inlandsis*. Alcune osservazioni hanno mostrato un cambiamento nel ritmo delle ere glaciali nel corso della storia della Terra. In passato i periodi glaciali si alternavano con una periodicità di circa 41.000 anni ed erano caratterizzati da una escursione termica piuttosto contenuta, uno spessore abbastanza sottile dello strato di ghiaccio, e una relazione lineare con i cicli di Milankovitch collegati all'inclinazione assiale. A seguito della transazione medio-pleistocenica (*Mid-Pleistocene Transition*) i cicli sono diventati fortemente asimmetrici, caratterizzati da periodi di raffreddamento del clima molto prolungati e una formazione di strati di ghiaccio molto più spessi, seguiti da rapidi cambiamenti della temperatura, da condizioni glaciali estreme e interglaciali relativamente caldi. La lunghezza dei cicli si attestò su una media attorno a 100.000 anni (Clark et al., 2006; Willeit et al., 2019).

Altri fattori come l'attività solare, l'attività vulcanica, le correnti oceaniche, l'albedo ma anche le emissioni di gas serra (naturali) tendono a modificare il clima, determinando minime oscillazioni tra un picco massimo e l'altro e rendendo irregolare il generale avanzamento o ritiro dei ghiacciai.

Discipline e competenze tradizionali (ad esempio, la Paleontologia) in combinazione con metodologie nuove e tecnologicamente sofisticate (come quelle geochimico-isotopiche) possono essere utilizzate per la ricostruzione del paleoclima, nonché per la comprensione delle variazioni climatiche nel corso

della storia della Terra. Le ricostruzioni paleoclimatiche possono essere effettuate attraverso *proxies* (Bradley, 2014; Charenko, 2022). Di grande interesse le prospettive fornite dai resti di microrganismi, come pollini e spore in ambiente continentale, o foraminiferi in ambiente marino. Fonti di dati per lo studio della paleoclimatologia sono anche i sedimenti geologici, le osservazioni fornite dalla dendroclimatologia, e la stratigrafia isotopica.

Tra i *proxies* più comunemente usati, i foraminiferi planctonici, il cui studio associato ad analisi geochimiche consente la documentazione delle oscillazioni climatiche nel corso del tempo geologico. Le variazioni del rapporto tra gli isotopi ^{18}O e ^{16}O forniscono le informazioni più accurate finora conosciute sui climi del Pleistocene, uniche per continuità ed estensione globale. Le tecniche isotopiche da un lato si basano su isotopi stabili (del carbonio, dell'ossigeno, dello zolfo) per la ricostruzione del paleoambiente (temperatura, salinità, contenuto di CO_2 in atmosfera), dall'altro su isotopi radioattivi per risalire all'età assoluta del sedimento o della spoglia fossile (Shackleton, 1967; AA.VV., 1992).

Il paleontologo e micropaleontologo Cesare Emiliani descrisse la composizione chimica di alcuni fossili di foraminiferi planctonici (tipici di acque superficiali) campionati usando la tecnica del carotaggio sul fondale marino. L'avvento dei carotaggi in acque profonde nel 1947 ha aperto la strada a un nuovo approccio per lo studio delle oscillazioni climatiche nel passato geologico. I campioni ottenuti a diverse profondità hanno mostrato come il rapporto isotopico dell'ossigeno sia oscillatorio e ciclico (Emiliani, 1955). Le curve ottenute dagli studi degli isotopi dell'ossigeno aiutano a monitorare i principali cambiamenti del clima globale nel momento in cui la Terra si avvicina o si allontana da una fase glaciale (Imbrie et al., 1984; cfr. Fig. 4; Gradstein et al. 2004; Bintanja et al. 2005; Di Leo et al., 2011).

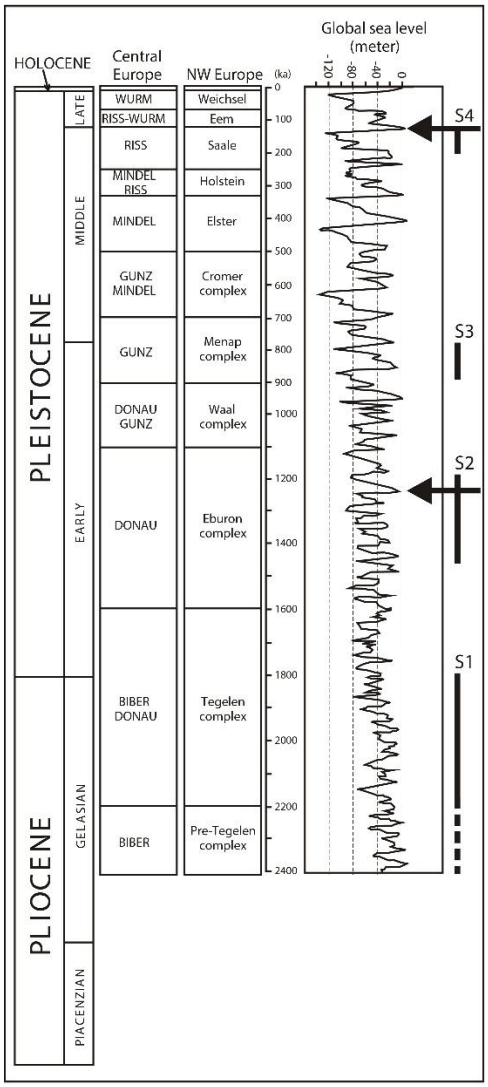


Figura 4 – Variazioni del livello globale del mare in relazione all'alternanza delle fasi glaciali (da Di Leo et al., 2011, modificata da Bintanja et al., 2005 e Gradstein et al., 2004).

Un aumento del tasso di ^{18}O indica una diminuzione della temperatura, con conseguente passaggio allo stato solido delle molecole di acqua contenenti ^{16}O. Al contrario, un relativo aumento del tasso di ^{16}O fornisce un chiaro indizio dell'aumento della temperatura media delle acque oceaniche, dovuta ad una minore produzione di ghiaccio. Il rapporto isotopico $^{18}O/^{16}O$ presente nei gusci di organismi marini (es., foraminiferi) consente di ottenere utili informazioni circa l'andamento climatico e la temperatura delle acque oceaniche. Teoricamente, l'isotopo ^{18}O presente nei foraminiferi dovrebbe fornire una misura accurata del volume del ghiaccio del passato. Tuttavia, la risoluzione del metodo è limitata da una serie di fattori quali ad esempio il ritardo nel rimescolamento dell'oceano, la variabilità dei tassi di sedimentazione, i diversi intervalli di campionamento. Le

oscillazioni del volume dei ghiacci registrate dall'isotopo ^{18}O all'interno di ciascun ciclo glaciale sembrano seguire generalmente un andamento a dente di sega, procedendo da un minimo iniziale a un massimo tardivo. Le oscillazioni del record isotopico non sono comunque in grado di fornire indicazioni su dove si sia depositato il ghiaccio e dove siano avvenuti i ritiri (Kukla, 1977).

Gran parte delle conoscenze relative alle dinamiche del sistema climatico terrestre derivano dunque dallo studio del paleoclima. All'inizio degli anni Sessanta, Nick Shackleton ideò uno spettrometro di massa in grado di analizzare i rapporti isotopici dell'ossigeno ($^{18}O/^{16}O$) in un limitato numero di foraminiferi presenti nei sedimenti di acque profonde. In questo modo fu in grado di misurare sistematicamente i rapporti isotopici dell'ossigeno sia dei foraminiferi planctonici che di quelli bentonici, molto più rari. Data la co-variazione isotopica di questi organismi nella superficie dell'oceano e negli abissi, Shackleton si rese conto che il controllo dominante sulle variazioni dell'isotopo dell'ossigeno non era la temperatura, come suggerito da Cesare Emiliani negli anni Cinquanta, bensì i cambiamenti nella composizione isotopica degli oceani causati dalla rimozione preferenziale del ^{16}O più leggero nell'acqua che costituisce le calotte di ghiaccio continentali. Emiliani aveva così scoperto un metodo per ricostruire la storia del volume globale dei ghiacci (soprattutto dell'emisfero settentrionale) attraverso la successione delle ere glaciali.

Tale innovazione ha avviato una rivoluzione nella comprensione dei cicli delle ere glaciali ponendo le basi della paleoclimatologia (Haug & Peterson, 2006).

Se integrati e confrontati con dati di tipo geologico, climatologico, geografico e archeologico, anche i dati palinologici rappresentano un utile strumento per lo studio del paleoclima tardo-pleistocenico e olocenico. Nel 1916 il geologo svedese Lennart von Post presentò un metodo per ricostruire la vegetazione e i climi del passato. Classificando e contando i pollini fossili estratti dagli strati delle carote di sedimento, gli scienziati potevano ricostruire le comunità di vegetazione nel tempo. Von Post riteneva che si potessero ricostruire i climi del passato sulla base dei dati di vegetazione raccolti, utilizzando dunque il polline come *proxy* climatico (Charenko, 2022).

2.2.3 Il limite Pliocene-Pleistocene

Nel corso degli anni, numerosi stadi sono stati proposti per suddividere la Serie del Pliocene, che si estende per circa 3.5 milioni di anni, in più unità cronostratigrafiche. A partire dagli anni Ottanta, una suddivisione in due principali stadi – lo Zancleano (Pliocene inferiore) e il Piacenziano (Pliocene superiore) – ha trovato ampio consenso (Berggren et al., 1985; Haq & Van Eysinga, 1987).

Negli anni successivi, un notevole impegno è stato rivolto a collocare con precisione le unità cronostratigrafiche del Pliocene attraverso l'applicazione integrata di biostratigrafia e magnetostratigrafia, sviluppata specialmente nell'area mediterranea. Questo metodo ha permesso a studiosi come Rio et al. (1990), Sprovieri (1992, 1993) e Hilgen (1991a, b) di stabilire una cronologia molto più precisa per questo intervallo temporale.

Secondo Rio et al. (1998), il limite superiore dello stratotipo del Piacenziano coincide con un periodo cruciale dell'evoluzione climatica terrestre, situandosi in prossimità della fase conclusiva dell'intensificazione glaciale nell'emisfero settentrionale. Questo momento è contraddistinto dalla presenza di numerose evidenze di rilevanza globale – magnetostratigrafiche e biostratigrafiche – che offrono un elevato potenziale di correlazione a scala mondiale (Rio et al., 1991, 1994). Per queste ragioni, Rio e altri studiosi (1991, 1994) si sono opposti alla consuetudine di estendere il Piacenziano fino al limite tra Pliocene e Pleistocene, proponendo invece l'introduzione di un nuovo stadio nel Quaternario: il Gelasiano.

Questo stadio, in origine senza nome nella proposta iniziale di Rio et al. (1991), fu successivamente formalizzato come Gelasiano nella Scala Cronostratigrafica Globale, diventando un riferimento cronostratigrafico riconosciuto per rappresentare la fase finale del Pliocene. Tale suddivisione consentiva una correlazione più precisa dei cambiamenti climatici globali e delle transizioni biostratigrafiche e magnetostratigrafiche. Da quel momento in poi, dunque, secondo le teorie classiche di Lyell, il Pliocene era suddiviso in tre stadi: lo stadio Zancleano, il più antico, faceva parte del Pliocene Inferiore; il Piacenziano, veniva assegnato al Pliocene Medio; mentre il Gelasiano era collocato nel Pliocene Superiore.

Il *Global Standard Stratotype-section and Point* (GSSP) per il limite Pliocene-Pleistocene, fissato a 1.8 milioni di anni fa (Ma) e ubicato a Vrica, nei pressi di

Crotone in Calabria (39°32'18.61''N, 17°08'05.79''E), è stato stabilito da un gruppo di lavoro congiunto dell'INQUA e ICS (Progetto IGCP 41) nel 1983 e confermato nel 1998 dalle sottocommissioni della Stratigrafia del Quaternario (SQS) e del Neogene (SNS) (Rio et al., 1998).

Tuttavia, numerosi studiosi del Quaternario hanno in seguito proposto una datazione per il limite tra Pliocene e Pleistocene ancora più antica, collocando l'inizio del Quaternario intorno a 2.6 Ma, in corrispondenza dell'inizio dei cicli glaciali e interglaciali e dell'inversione di polarità magnetica nota come Gauss-Matuyama (Suc et al., 1997). In tale accezione, il Quaternario includerebbe l'Olocene, il Pleistocene e la fase Gelasiana del tardo Pliocene (Gradstein et al., 2004). Le raccomandazioni formulate dall'IUGS a Londra nel 1948 suggerivano di posizionare il limite inferiore del Pleistocene al primo segnale di raffreddamento climatico. Tuttavia, il livello del GSSP di Vrica, definito successivamente, non coincide con la prima oscillazione climatica fredda severa del tardo Cenozoico (Pillans & Gibbard, 2012). Sebbene i primi indizi di glaciazione continentale nell'emisfero settentrionale risalgano a circa 44 milioni di anni fa, con i depositi di detriti glaciali nella Groenlandia durante il Paleogene medio (Tripati et al., 2009), è ormai ben accettato che il raffreddamento globale verificatosi tra 2.7 e 2.6 milioni di anni fa rappresenti l'evento che caratterizza meglio l'inizio delle ere glaciali del Quaternario nel Pleistocene (Suc et al., 1997; Pillans & Naish, 2004; Ogg & Pillans, 2008; Gibbard & Head, 2009; Sarnthein et al., 2009).

Questo significativo raffreddamento è collocato a una posizione stratigrafica corrispondente alla base dello stadio Gelasiano, il cui GSSP è definito nei sedimenti marini di Monte San Nicola, nei pressi di Gela (Sicilia), e correlato con il *Marine Isotope Stage* (MIS) 104 (Suc et al., 1997). Tale limite più antico coincide con l'inversione magnetica Gauss-Matuyama e con la base dello stadio Gelasiano del Pliocene (Fig. 5; Rio et al., 1998; Pillans & Gibbard, 2012). Tale datazione consente di ancorare cronostratigraficamente l'inizio delle glaciazioni quaternarie, rendendo lo stadio Gelasiano un punto di riferimento fondamentale per le ricerche sui cambiamenti climatici e sulle oscillazioni glaciali e interglaciali che caratterizzano il Quaternario.

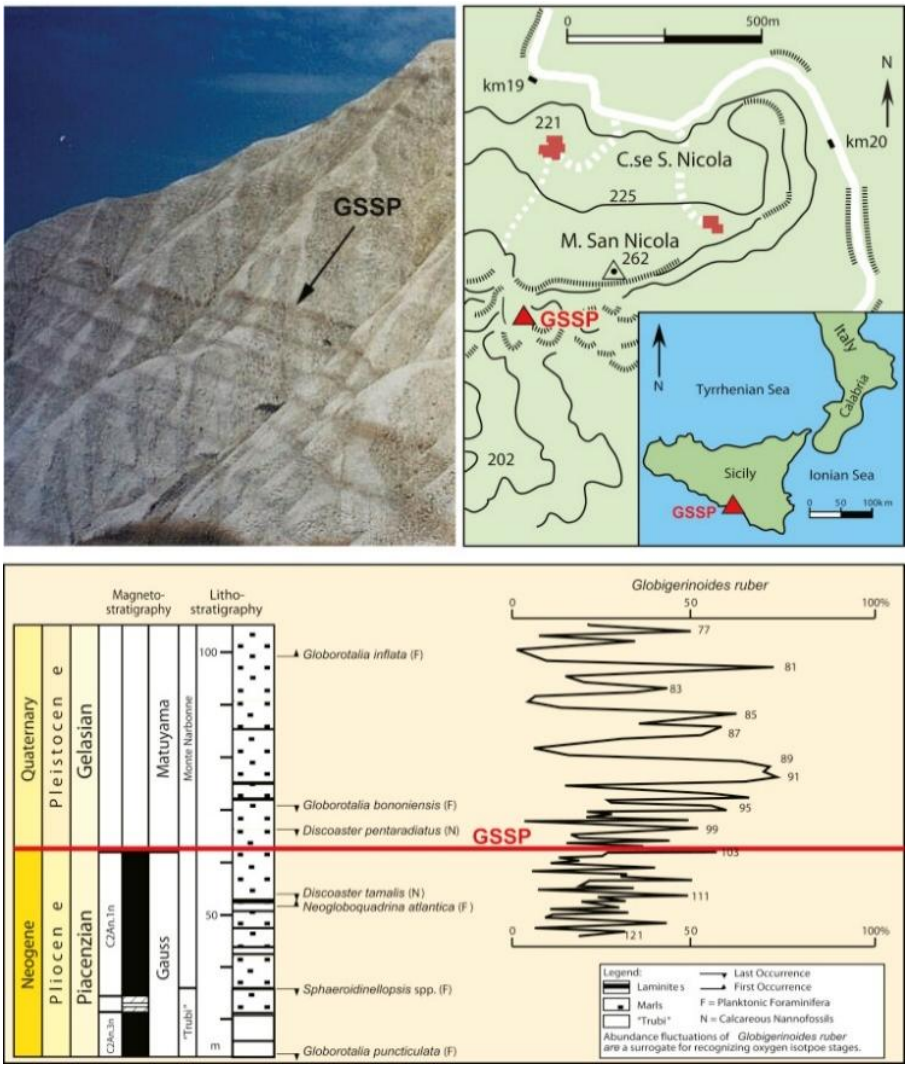


Figura 5 – Base dello stadio Gelasiano. GSSP nei sedimenti marini di Monte San Nicola, in Sicilia, Italia (da Pillans & Gibbard, 2012).

2.3 Oscillazioni climatiche tardo-pleistoceniche e oloceniche

2.3.1 Il Quaternario e i periodi glaciali

Il Quaternario, il periodo geologico più recente, ovvero il terzo e ultimo dei tre periodi che compongono l'era geologica del Cenozoico, è tradizionalmente considerato come l'ultimo periodo di estrema variabilità climatica nella storia della Terra, marcato da oscillazioni climatiche estreme (numerosi episodi glaciali e interglaciali). Il Quaternario si colloca alla fine del Pliocene (l'ultima epoca

geologica del Neogene), e ha avuto inizio circa 2,6 milioni di anni fa, comprendendo le epoche dell'Olocene e del Pleistocene e la fase gelasiana del tardo Pliocene (Gibbard & van Kolfschoten, 2004; cfr. sottoparagrafo 2.2.3 per la decisione formale relativa alla collocazione del limite Pliocene-Pleistocene).

L'analisi climatica terrestre ha permesso di individuare dei cicli climatici precisi che si ripetono nel tempo ad intervalli alquanto regolari. Tra i vari cicli si distinguono quelli che hanno durata di milioni di anni (Ere Glaciali, Ere Interglaciali), quelli che durano migliaia di anni (periodi glaciali, periodi interglaciali), quelli che hanno durata minore e seguono cicli più brevi di centinaia o decine di anni.

Negli ultimi 1,7 milioni di anni, in Europa si sono verificati almeno diciassette periodi glaciali e diciassette interglaciazioni, di cui otto rientrano nell'Epoca a polarità normale di Brunhes (iniziata circa 730 ±11 mila anni fa). Solo quattro glaciazioni e tre interglaciazioni sono di età pleistocenica (Kukla, 1977).

In passato i cicli glaciali venivano denominati sulla base delle loro caratteristiche morfologiche e geografiche. Oggi si utilizza una numerazione derivata dagli studi isotopici dei sedimenti marini e definita come MIS o stadio dell'isotopo marino (Gibbard & van Kolfschoten, 2004). Ben presto si avanzò l'ipotesi di una correlazione tra le variazioni delle temperature marine e i cicli di glaciazione che interessarono la superficie terrestre (Emiliani, 1955; Lisieski & Raymno, 2005; Hao et al., 2012; cfr. Fig. 6). Questa tecnica è stata quindi adottata per ottenere una datazione più accurata delle temperature del Pleistocene, analizzando e confrontando i rapporti isotopici dei reperti terrestri (Shackleton, 1967, 2000) e per stimare il livello (Chappell & Shackleton, 1986) e la salinità dei mari durante il Terziario e il Quaternario (Buchardt, 1978). Tali variazioni sono state confrontate con i cicli di Milankovitch, portando al riconoscimento e alla classificazione di 103 stadi di oscillazione delle temperature, numerati a partire dall'attuale stadio, noto come MIS 1. I dati dei *Marine Isotope Stages* (MIS) relativi agli ultimi 2,5 milioni di anni indicano l'esistenza di circa cinquanta cicli di oscillazione climatica (Koster, 2005).

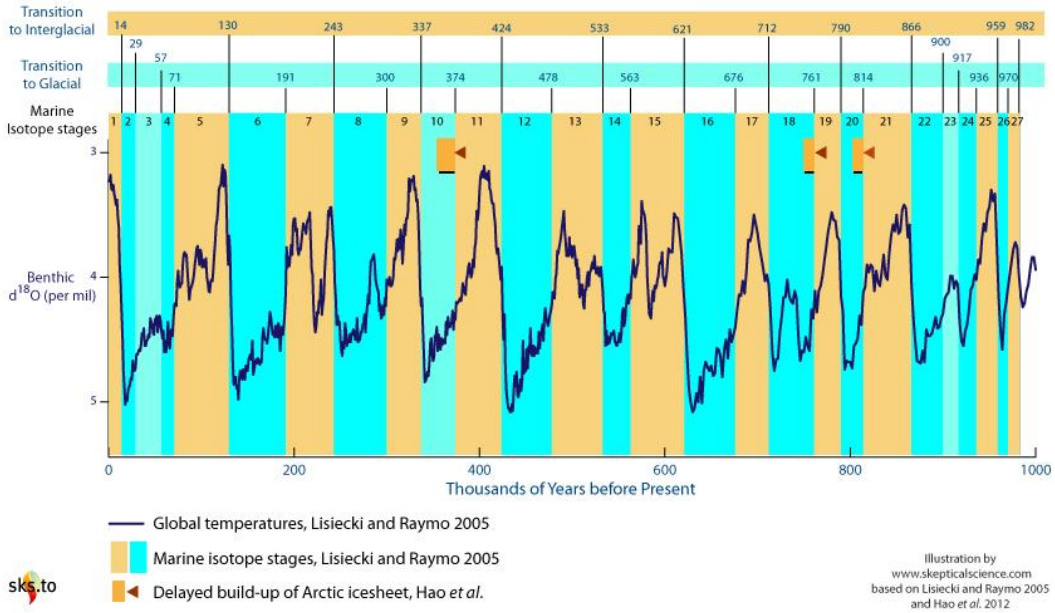
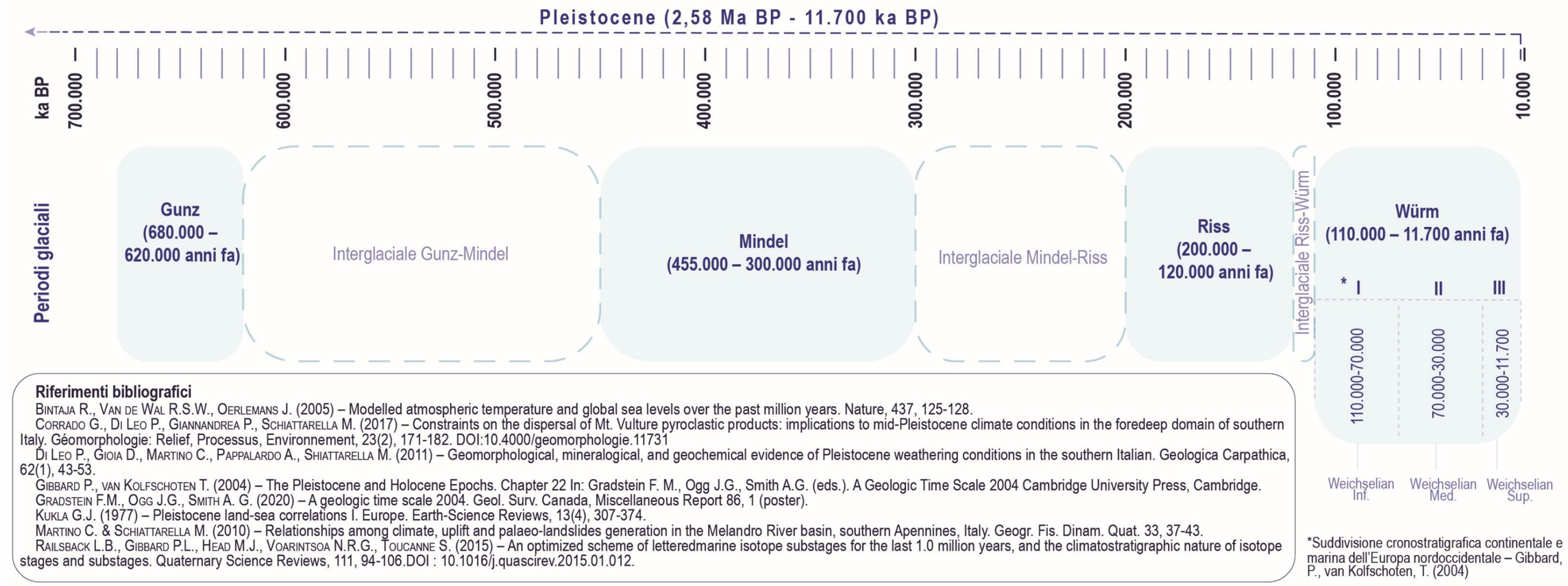


Figura 6 – Confronto delle temperature globali basato sulle variazioni del $\delta^{18}O$ nei sedimenti oceanici con le fasi isotopiche marine dedotte da questo record (Lisieski & Raymno, 2005; Hao et al., 2012).

In base alla tradizionale suddivisione alpina e nord-europea del Pleistocene, si identificano quattro principali periodi glaciali: Günz (circa 680.000-620.000 anni fa), Mindel (circa 455.000-300.000 anni fa), Riss (circa 200.000-130.000 anni fa) e Würm (circa 110.000-11.700 anni fa), ciascuno intitolato a un affluente minore del Danubio. I periodi glaciali sono intervallati da tre fasi interglaciali, rispettivamente denominate Günz-Mindel, Mindel-Riss e Riss-Würm, e seguiti dall'attuale periodo "postwurmiano" (Tav. I). Successivamente, il sistema è stato ampliato con l'inclusione di due stadi glaciali più antichi, Biber e Donau, intervallati dai corrispondenti interglaciali Biber-Donau e Donau-Günz (Kukla, 1977; Gradstein et al., 2004).



Riferimenti bibliografici

Bintaja R., Van de Wal R.S.W., Oerlemans J. (2005) – Modelled atmospheric temperature and global sea levels over the past million years. Nature, 437, 125-128.

Corrado G., Di Leo P., Giannandrea P., Schiattarella M. (2017) – Constraints on the dispersal of Mt. Vulture pyroclastic products: implications to mid-Pleistocene climate conditions in the foredeep domain of southern Italy. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, 23(2), 171-182. DOI:10.4000/geomorphologie.11731

Di Leo P., Gioia D., Martino C., Pappalardo A., Shiattarella M. (2011) – Geomorphological, mineralogical, and geochemical evidence of Pleistocene weathering conditions in the southern Italian. Geologica Carpathica, 62(1), 43-53.

Gibbard P., van Kolfschoten T. (2004) – The Pleistocene and Holocene Epochs. Chapter 22 In: Gradstein F. M., Ogg J.G., Smith A.G. (eds.). A Geologic Time Scale 2004 Cambridge University Press, Cambridge.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A. G. (2020) – A geologic time scale 2004. Geol. Surv. Canada, Miscellaneous Report 86, 1 (poster).

Kukla G.J. (1977) – Pleistocene land-sea correlations I. Europe. Earth-Science Reviews, 13(4), 307-374.

Martino C. & Schiattarella M. (2010) – Relationships among climate, uplift and palaeo-landslides generation in the Melandro River basin, southern Apennines, Italy. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 33, 37-43.

Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S. (2015) – An optimized scheme of letteredmarine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. Quaternary Science Reviews, 111, 94-106.DOI : 10.1016/j.quascirev.2015.01.012.

*Suddivisione cronostratigrafica continentale e marina dell'Europa nordoccidentale – Gibbard, P., van Kolfschoten, T. (2004)

Tav. I - Ricostruzione dei periodi glaciali e interglaciali sulla base della tradizionale suddivisione alpina e nord-europea del Pleistocene.

TAV. I

Il Pleistocene, datato tra 2.588 milioni di anni e 11.700 anni BP ("*before present*" – riferimento convenzionale fissato al 1950 e basato sulla calibrazione radiocarbonica), comprende la maggior parte del periodo più recente delle grandi glaciazioni, inclusa la fase di raffreddamento del Dryas recente, la cui conclusione è datata intorno al 9640 a.C., ovvero 11.700 anni BP (Gibbard & van Kolfschoten, 2004). Segue l'Olocene, seconda epoca del Quaternario, l'epoca geologica più recente iniziata convenzionalmente circa 11.700 anni fa e che segue il picco massimo della glaciazione Würm, ovvero l'Ultimo Massimo Glaciale. Il termine "Olocene" fu introdotto da Charles Lyell nel 1833 e formalmente adottato dal Congresso Geologico Internazionale nel 1885 (Crutzen & Stoermer, 2000; Gradstein et al., 2004).

2.3.2 L'Ultimo Massimo Glaciale

L'Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum* - LGM) rappresenta il culmine della glaciazione Würm (conosciuta anche come glaciazione del Wisconsin in Nord America), caratterizzato dalla massima espansione delle calotte glaciali, avvenuta circa 20.000 anni fa, in una fase precedente la transizione all'Olocene. Durante il LGM, le condizioni di massimo gelo perdurarono per circa 2000 anni, coinvolgendo ampie aree del pianeta.

In questo periodo, vaste porzioni dell'Europa settentrionale, gran parte del Canada, la metà settentrionale della Russia, il Tibet e parte del Kashmir erano coperti da imponenti ghiacciai. In Europa, i ghiacciai ricoprivano l'intero arcipelago britannico (tranne la punta meridionale della Gran Bretagna), l'Islanda, le Alpi, porzioni della Pianura Padana e parti dell'Appennino. Anche in Africa si svilupparono ghiacciai, come sui Monti dell'Atlante e sui Monti Bale in Etiopia.

Nell'emisfero meridionale, l'espansione glaciale includeva il ghiacciaio patagonico che copriva il sud del Cile fino al 41º parallelo sud, l'altopiano andino, e anche alcune aree montuose della Nuova Guinea. In Russia, i ghiacci bloccarono il flusso dei maggiori fiumi che sfociavano nel Mare Glaciale Artico, portando alla formazione di grandi bacini lacustri.

L'estensione del permafrost circondava i ghiacciai in Eurasia, arrivando fino alle latitudini di Seghedino e Pechino, mentre in Nord America l'estensione era più limitata.

La formazione di un ghiacciaio richiede condizioni di freddo persistente e abbondanti precipitazioni nevose. Di conseguenza, alcune aree, pur presentando temperature simili a quelle delle zone glaciali, non furono coinvolte dalla glaciazione, come nel caso di ampie porzioni dell'Alaska. In queste regioni, infatti, gli anticicloni generavano venti secchi che impedivano l'accumulo di neve necessario per la formazione del ghiaccio. Inoltre, la presenza di catene montuose che fungevano da barriere naturali contro i venti umidi provenienti dagli oceani ha impedito la glaciazione in altre zone, come nell'Asia continentale.

D'altra parte, in alcune aree, la carenza di precipitazioni contribuì ad una riduzione della copertura glaciale, ma al contempo provocò drastiche riduzioni delle precipitazioni in regioni come il Sahel e l'Australia meridionale, dove la diminuzione delle piogge raggiunse anche il 90%. Questo fenomeno causò il collasso della biodiversità vegetale e animale, con una conseguente riduzione significativa delle foreste pluviali. In Africa occidentale, ad esempio, le foreste tropicali rimasero limitate a piccole aree isolate, mentre l'Amazzonia si frammentò in due blocchi separati da vaste savane. Analoghi cambiamenti avvennero nelle foreste del Sud-est asiatico, dove le foreste decidue soppiantarono quelle tropicali (Prentice et al., 1992).

In alcuni casi, come in America centrale e nella regione colombiana del Chocó, la copertura forestale rimase più stabile grazie alle abbondanti precipitazioni. Al contrario, la maggior parte dei deserti subì un'espansione. Tuttavia, l'area dell'America occidentale, grazie all'influenza delle correnti a getto, vide un aumento delle precipitazioni, portando alla formazione di ampi laghi pluviali. Fenomeni analoghi si registrarono anche in Iran e Afghanistan, e forse in alcune regioni del Nord Africa, sebbene manchino prove concrete al riguardo (Gasse, 2000). In Australia, i deserti si estendevano su circa il 50% delle terre emerse, mentre condizioni simili si riscontravano nel Chaco e nelle pampas sudamericane.

Alla fine dell'Ultimo Massimo Glaciale, con il riscaldamento che segnalava l'inizio della transizione al periodo Olocenico, si verificarono cambiamenti rapidi nelle comunità vegetali. Questo processo di transizione Pleistocene-Olocene provocò modificazioni ambientali che la megafauna non riuscì a gestire, portando

all'estinzione di molte specie (Barnosky et al., 2004; Braje & Erlandson, 2013; Seersholm et al., 2020; Cucart-Mora et al., 2026).

2.3.3 Il Dryas antichissimo e il Dryas recente

Il Dryas antichissimo rappresenta un episodio climatico freddo datato tra i 18.000 e i 15.000 anni BP, verificatosi durante uno dei più intensi stadiali che seguirono la glaciazione Würm nel Nord Europa. La datazione precisa della fine del Dryas antichissimo è stata ottenuta tramite analisi degli isotopi di azoto e argon intrappolati nei ghiacci della Groenlandia, indicando un innalzamento delle temperature intorno ai 14.670 anni BP (Johnsen et al., 1992). Questo repentino riscaldamento coincide con l'inizio dell'interstadiale di Bølling-Allerød, un periodo caldo e umido che durò tra i 14.700 e i 12.900 anni BP, generalmente considerato un unico episodio interstadiale nelle regioni prive di evidenze del Dryas antico (Dansgaard et al., 1993).

Al Dryas antichissimo segue il Dryas recente, noto anche come "Il grande congelamento". Quest'ultimo segna un periodo di breve e drastico raffreddamento, con una durata stimata di circa 1.300 ± 70 anni. Tale evento climatico si colloca tra la fine dell'interstadiale di Bølling-Allerød e l'inizio del periodo Preboreale, all'alba dell'Olocene, ovvero tra 11.700 e 9.000 anni BP (Rasmussen et al., 2006). Durante il Dryas recente, è stato registrato un calo delle temperature di portata globale, verosimilmente innescato, secondo la teoria prevalente, da una serie di impatti meteoritici sul Nord America, che avrebbero causato un'improvvisa deglaciazione e un massiccio apporto di acqua dolce negli oceani, causando un'alterazione o interruzione della circolazione termoalina nell'Atlantico settentrionale (Broecker, 2006; Firestone et al., 2007). Tale interruzione avrebbe amplificato il raffreddamento globale, contribuendo a questo periodo di condizioni climatiche rigide.

Al termine del Dryas recente, il riavvio del disgelo delle calotte polari ha comportato un innalzamento del livello del mare stimato in circa 25 metri (Fairbanks, 1989), segnando l'inizio del riscaldamento climatico che introdusse la fase olocenica. Questo periodo di transizione fu segnato da profondi cambiamenti negli ecosistemi terrestri, compresi i rapidi mutamenti delle comunità vegetali, che influenzarono anche la fauna del tardo Pleistocene,

esacerbando le pressioni sulle popolazioni di megafauna e contribuendo alle grandi estinzioni in Nord America e nel Nuovo Mondo (Stuart, 1991; Braje & Erlandson, 2013).

2.3.4 L'Olocene

Nel corso del Pleistocene, fenomeni noti come "forzanti orbitali" hanno innescato ripetuti periodi di glaciazione su vasta scala. Tuttavia, circa 11.700 anni fa, il clima è entrato in una fase interglaciale calda e stabile, conosciuta come Olocene, che ha posto le condizioni per lo sviluppo dell'agricoltura e di complessi ordini politici. Sebbene l'Olocene sia caratterizzato da condizioni climatiche più calde e stabili rispetto a quelle del Pleistocene, esso ha comunque manifestato significative oscillazioni climatiche su scale temporali diverse, dalle variazioni millenarie a quelle di pochi decenni o secoli (Harper, 2017).

La transizione climatica alla fine del periodo glaciale ha favorito una serie di rapidi avanzamenti nell'evoluzione umana, culminando nello sviluppo definitivo dell'*Homo sapiens* moderno (Cucart-Mora et al., 2026). Tutta la civiltà umana successiva è andata delineandosi interamente entro l'Olocene. Il passaggio da un'economia di caccia e raccolta a una di sussistenza stanziale basata su coltivazione e allevamento ha segnato per l'*Homo sapiens* l'inizio di un cambiamento culturale fondamentale, dato dalla transizione dalla Preistoria alla Storia. L'inizio dell'Olocene corrisponde approssimativamente alla fine del Paleolitico e all'inizio del Mesolitico (o Età Media della Pietra) in gran parte dell'Europa, periodo che, nelle regioni del Medio Oriente e dell'Anatolia, vede invece la prevalenza di una fase Epipaleolitica legata ai processi di neolitizzazione precoce, durante il cosiddetto *Pre-Pottery Neolithic* a circa 12.000-8.200 anni BP (PPN; Bar-Yosef, 2017). A questa fase seguono il Neolitico (Nuova Età della Pietra) con la conseguente Rivoluzione Neolitica, databile intorno a 10.000 anni BP, fino all'Età dei Metalli, a sua volta ripartita in Età del Rame, Età del Bronzo ed Età del Ferro (Cavalli-Sforza, 1996; Barker, 2006).

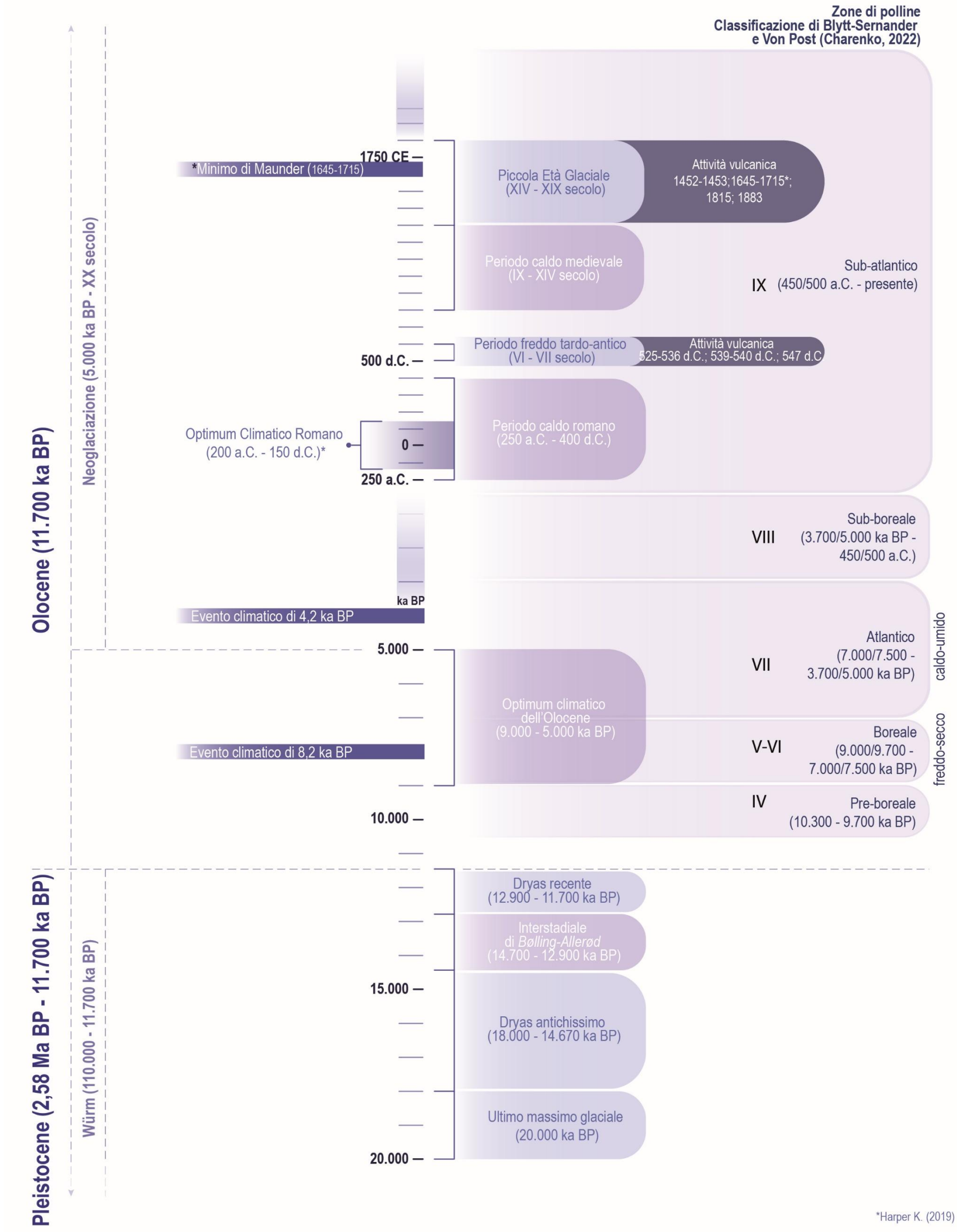
A partire da circa 10.000 anni BP, l'adozione diffusa dell'agricoltura, la domesticazione di specie vegetali e animali, e l'introduzione di pratiche di gestione delle risorse idriche hanno segnato l'inizio di un'impronta umana significativa e in costante crescita sull'ambiente (Gibling, 2018). La Rivoluzione

Neolitica ha portato con sé profondi cambiamenti economici, sociali e demografici, stabilendo le basi per la nascita dei primi insediamenti permanenti (Barker, 2006).

L'evoluzione della fauna e della flora durante l'Olocene è stata in generale limitata, ma le rapide variazioni climatiche che segnarono la transizione dal Pleistocene all'Olocene sono state associate all'estinzione di numerose specie di megafauna in Eurasia, America e Africa (Barnosky et al., 2004; Braje & Erlandson, 2013; Erlandson & Braje, 2013; Seersholm et al., 2020).

L'Olocene, che segna la transizione tra l'ultima glaciazione e l'inizio di condizioni climatiche più stabili che caratterizzano il presente, ha visto il verificarsi di numerosi eventi climatici significativi, che seppur in un contesto di generale stabilità, hanno presentato notevoli fluttuazioni, incidendo gravemente sulle società agricole, sulle prime città e sugli imperi. Ai fini di una più chiara comprensione, è stata appositamente costruita una *timeline* (Tav. II) da cui è possibile evincere chiaramente la suddivisione dell'Olocene in diverse fasi climatiche, in relazione sia agli eventi glaciali precedenti che alle variazioni termiche interne, che hanno contribuito a delineare il complesso quadro dell'evoluzione ambientale postglaciale.

Tradizionalmente, l'Olocene è stato diviso in due periodi principali: l'Ipsotermico, anche conosciuto come "*Optimum Climatico dell'Olocene*", che si estende tra i 9.000 e i 5.500 anni BP – alcuni studiosi fissano il suo inizio a 7.500 anni BP dopo l'evento di 8.200 anni – e il Neoglaciale, che ha avuto inizio attorno ai 5.000 anni BP, concludendosi all'incirca 100 anni fa (Ruddiman, 2010). Tuttavia, una visione contemporanea del Quaternario suggerisce una suddivisione più dettagliata del periodo Olocenico, articolato in tre fasi principali: l'Olocene antico (che si estende fino all'evento di 8.2 ka BP), l'Olocene medio (compreso tra gli eventi di 8.2 e 4.2 ka BP) e l'Olocene tardo (a partire dall'evento di 4.2 ka BP) (Grove, 2004).



Tav. II - Transizione tra Tardo Pleistocene e Olocene e fluttuazioni climatiche del periodo Olocenico.

TAV. II

I primi studi ritenevano in gran parte che i climi postglaciali fossero stabili. Essi sostenevano che, una volta ritiratisi i ghiacciai, il clima si fosse gradualmente stabilizzato fino alle condizioni attuali. L'idea di una stabilità temporale del clima postglaciale ha rappresentato il pensiero dominante tra i climatologi agli inizi del XX secolo. Questa idea fu riconsiderata quando il geologo e botanico norvegese Alex Blytt concentrò i suoi studi sulle analisi delle torbe norvegesi e svedesi, ipotizzando che gli strati più scuri fossero stati depositati in periodi più secchi e i più chiari nei periodi più umidi, definendoli con i termini Atlantico e Boreale. A partire da queste osservazioni, Blytt concluse che il clima postglaciale non fosse stabile. In seguito, l'ecologo svedese Rutger Sernander ampliò il lavoro di Blytt, contribuendo alla definizione del sistema climatico Blytt-Sernander, che identifica per il Nord Europa quattro periodi climatici successivi all'ultima glaciazione, correlati rispettivamente a sviluppi vegetazionali e fasi archeologiche: Boreale (inclusa una fase pre-Boreale), Atlantico, Sub-Boreale e Sub-Atlantico. Negli anni precedenti alla Prima Guerra Mondiale, il palinologo Lennart von Post confermò la sequenza climatica di Blytt-Sernander attraverso analisi polliniche, dimostrando variazioni periodiche di riscaldamento e raffreddamento che si susseguivano a intervalli di migliaia di anni (Gradstein et al., 2004; Charenko, 2022).

Tra il Tardo Pleistocene e l'Olocene, fenomeni di deglaciazione e di instabilità climatica hanno interessato i fiumi di tutto il mondo, comportando una intensa fase di aggradazione dovuta all'innalzamento del livello del mare e a un elevato apporto di sedimenti verso le aree costiere, inducendo fenomeni di destabilizzazione (Molliex et al. 2016; Gibling, 2018; Marra et al., 2025). Durante la prima parte dell'Olocene, la fusione dei ghiacci ha determinato un innalzamento del livello del mare di circa 20 metri, raggiungendo in totale 120 metri dall'ultima glaciazione. Tuttavia, il fenomeno trasgressivo non si è verificato in modo uniforme e continuo, in quanto fasi di disgelo rapido si sono alternate a periodi di scongelamento più graduale, già a partire dal Dryas antico. La trasgressione marina si è verificata principalmente prima di 6.000 anni fa, sebbene sia proseguita, seppur a un ritmo ridotto, per i millenni successivi.

Molte aree oltre il 40° parallelo di latitudine nord, che avevano subito una depressione a causa del peso dei ghiacciai del Pleistocene, entrarono in una fase di sollevamento tale da raggiungere un'altezza di 180 metri tra il tardo

Pleistocene e l'Olocene, processo tuttora in corso (Lambeck et al., 2014). Un caso emblematico è costituito dalla regione della Scandinavia, dove la fase di sollevamento – tuttora attiva e causa di sismi in tutta l'Europa settentrionale – ha portato alla formazione del Mar Baltico. Un fenomeno simile si osservò anche in Nord America nella baia di Hudson, dove il Mare di Tyrrell, molto più esteso durante la fase post-glaciale, si è progressivamente ridotto, riportandosi ai confini attuali.

Dal punto di vista climatico, l'Olocene ha mostrato una relativa stabilità, benché i cambiamenti climatici ed eventi improvvisi si siano manifestati in modo più regionale, specialmente a partire dal Dryas recente (Morrill et al., 2003; Dykoski et al., 2005; Stríkis et al., 2011; Parker & Harrison, 2022). L'Optimum Climatico dell'Olocene, che rappresenta un periodo di riscaldamento globale, si estese tra i 9.000 e i 5.000 anni BP, raggiungendo il suo picco massimo intorno agli 8.000 anni BP. Sebbene durante questo periodo si sia registrato un riscaldamento significativo in molte regioni, come quelle dell'Europa nord-occidentale, un raffreddamento è stato invece osservato in altre aree dell'Europa meridionale. Inoltre, i Tropici e l'emisfero australe sembrerebbero aver sperimentato temperature inferiori alla media. Le cause di tali fluttuazioni termiche non sono ancora chiara, ma le oscillazioni nei cicli orbitali di Milankovitch, che già avevano contribuito alla fine dell'ultima era glaciale, potrebbero aver contribuito (Berger, 1984).

L'evento climatico di 8.2 ka BP (6250 a.C. circa), rappresenta uno dei momenti più significativi e drammatici dell'Olocene (Parker & Harrison, 2022). L'evento definisce l'inizio del Nordgrippano, ovvero la penultima età geocronologica, nonché il piano cronostratigrafico intermedio del periodo olocenico, preceduto dal Groenlandiano (11.700 ka BP) e seguito dal Meghalayano (4.200 ka BP). Più mite rispetto al precedente Dryas recente, ma più grave della Piccola Età Glaciale successiva, esso costituisce un'eccezione significativa alle tendenze generali dell'Optimum Climatico dell'Olocene. Esso segnò una brusca diminuzione delle temperature globali, fenomeno che ebbe effetti più marcati nell'Atlantico settentrionale ma che si estese anche ad altre regioni, come confermato da evidenze paleoclimatiche (Alley et al., 1997). Sebbene l'evento sia stato più rilevante nell'Atlantico settentrionale, sono stati riscontrati segnali di raffreddamento e aumenti delle precipitazioni anche in altre zone del mondo. Si ritiene che il raffreddamento sia stato causato dal rilascio

massiccio di acqua dolce proveniente dal collasso della calotta glaciale Laurentide, con lo svuotamento improvviso dei laghi glaciali che si riversarono nell'Oceano Atlantico settentrionale (Alley et al., 1997; Barber et al., 1999). Sebbene questo periodo di freddo sia stato di breve durata, i suoi effetti si sono estesi nel lungo periodo, in particolare con l'innalzamento del livello del mare, causato dal disgelo dei laghi glaciali. In Mesopotamia, ad esempio, l'evento climatico di 8.2 ka BP sembrerebbe aver coinciso con un periodo di aridificazione della durata di circa 300 anni, fenomeno che ha stimolato lo sviluppo dell'agricoltura irrigua, contribuendo così alla nascita delle prime classi sociali e delle prime forme di urbanizzazione. Durante questi secoli il clima del Mediterraneo orientale ha oscillato con una tendenza ad anni più secchi. La siccità – probabilmente un fenomeno ricorrente – costrinse gli abitanti dei villaggi ad abbandonare i propri insediamenti e a spostarsi in altri luoghi forzando la strada o creando accordi con gli abitanti dei territori adiacenti. Prove archeologiche di atti di violenza sembrerebbero aumentare e diventare visibili negli scavi in coincidenza di tale periodo. Nelle regioni del Levante e in Anatolia, l'abbandono dei siti si registra proprio verso la fine della seconda fase (B) del Neolitico preceramico (*Pre-Pottery Neolithic, PPNB*) a circa 8600/400-8200 anni BP (Bar-Yosef, 2017).

Il Neoglaciale, che segue l'Optimum Climatico dell'Olocene e culmina nella Piccola Età Glaciale, è caratterizzato da un progressivo abbassamento delle temperature e dall'avanzamento dei ghiacciai. Sebbene non si possa definire un inizio preciso di questa fase su scala globale, si osserva un marcato raffreddamento nelle regioni ad alte latitudini, come nell'America nord-occidentale, dove i ghiacciai un tempo completamente sciolti si sono parzialmente ricostituiti intorno ai 5.000 anni BP. Questo processo di raffreddamento, pur mitigato dalla persistente presenza dei ghiacciai, sembrerebbe essersi temporaneamente arrestato nel tardo XX secolo, presumibilmente a causa del riscaldamento globale indotto dall'attività umana.

Un secondo evento climatico rilevante si verificò intorno ai 4.2 ka BP, quando un'intensa fase di raffreddamento e di siccità ("*megadrought*") si verificò su vasta scala provocando impatti significativi su numerose civiltà (Weiss et al., 1993; Cullen et al., 2000; Weiss, 2015, 2016; Drysdale et al., 2006; Dixit et al., 2014; Bini et al., 2019; Marra et al., 2025). Alcuni autori lo descrivono più come una sequenza complessa di fasi secche/umide che come un singolo episodio

prolungato. A questo proposito, Bini et al. (2019) hanno indicato un periodo di tempo compreso tra circa 4.3 e 3.8 ka BP che non corrisponde necessariamente alla durata effettiva dell'evento climatico, ma riflette l'intervallo cronologico in cui tale evento è più comunemente riconosciuto. Prove geologiche di questo evento sono state rinvenute in diverse località, tra cui il Kilimangiaro, l'Italia e nei depositi andini, tali da confermare il cambiamento climatico verificatosi a livello globale. Nel Mediterraneo le evidenze sono tra le più coerenti – per lo più un intervallo secco rilevato in pollini, speleotemi, laghi e sedimenti marini – ma con cronologie imprecise e assenze in diversi archivi (Railsback et al., 2018; Bini et al., 2019).

L'evento segnato da un abbassamento delle temperature ha avuto implicazioni notevoli in diverse parti del mondo: in Egitto, dove ha contribuito al crollo dell'Antico Regno, in Mesopotamia con il declino dell'Impero Accadico, e in Cina con la caduta della cultura Liangzhu. Le alterazioni climatiche, che durarono circa un secolo, hanno portato a spostamenti di popolazione alquanto significativi, come le migrazioni delle popolazioni della Valle dell'Indo verso sud-est, in cerca di condizioni climatiche più favorevoli, e le migrazioni di popolazioni indoeuropee nel subcontinente indiano.

Il cosiddetto Periodo Caldo Romano (PCR), o Optimum climatico romano, fu un'epoca caratterizzata da temperature insolitamente elevate, manifestatasi in Europa e nella regione dell'Atlantico settentrionale tra circa il 250 a.C. e il 400 d.C. (Harper, 2017). Studi recenti suggeriscono che questo episodio e altre fluttuazioni climatiche preindustriali, come la Piccola era glaciale e il Periodo caldo medievale, abbiano avuto impatti principalmente regionali, piuttosto che rappresentare variazioni su scala globale. Le ricostruzioni paleoclimatiche basate su proxy multipli indicano che il Periodo Caldo Romano fu caratterizzato da condizioni climatiche relativamente calde, ma con una forte eterogeneità spaziale e una variabilità interna significativa. Le ricostruzioni a scala emisferica e globale mostrano che il riscaldamento romano rientra nella variabilità naturale del tardo Olocene e non costituisce un optimum termico globale sincrono, risultando principalmente espresso a scala regionale, in particolare nel settore nord-atlantico ed europeo (Mann et al., 2008). Tuttavia, numerosi record indipendenti evidenziano che nel bacino del Mediterraneo il PCR coincise con un marcato optimum termico regionale: ricostruzioni delle temperature superficiali marine indicano che tra il I secolo a.C. e il V secolo d.C. il Mediterraneo centrale e occidentale sperimentò le temperature più elevate degli ultimi due millenni, con

anomalie positive persistenti rispetto ai periodi successivi (Margaritelli et al., 2020; Cisneros et al., 2021). Parallelamente, archivi continentali ad alta risoluzione mostrano che alle elevate temperature si associarono condizioni idroclimatiche variabili: record speleotemici del Mediterraneo occidentale documentano una fase iniziale relativamente calda e umida durante il Periodo Caldo Romano precoce, seguita da una progressiva tendenza verso condizioni più secche tra il III e il V secolo d.C., suggerendo una crescente instabilità climatica nella tarda età imperiale (Cisneros et al., 2021; Hu et al., 2022). Evidenze glaciologiche dai Pirenei indicano inoltre che piccoli ghiacciai di alta quota riuscirono a sopravvivere sia al Periodo Caldo Romano sia all'Optimum Medievale, sottolineando come l'intensità del riscaldamento preindustriale, pur significativa a scala regionale, non raggiunse i livelli del riscaldamento recente, che risulta eccezionale nel contesto degli ultimi due millenni (Moreno et al., 2021). Nel complesso, questi risultati delineano il Periodo Caldo Romano come una fase climatica complessa, caratterizzata da un chiaro segnale caldo nel Mediterraneo, ma da una risposta climatica non uniforme in termini idrologici e spaziali, e non comparabile per ampiezza e sincronicità al riscaldamento globale contemporaneo.

Durante la tarda antichità, tra il VI e il VII secolo, si registrò un raffreddamento di lungo periodo noto come Piccola Età Glaciale tardoantica (PEGTA), che ha comportato una riduzione della temperatura di circa 2°C nell'emisfero settentrionale. Tale raffreddamento coincise con una serie di eruzioni vulcaniche di grande intensità, verificatesi intorno al 525-536 d.C., al 539-540 d.C., e al 547 d.C. L'eruzione del 536 d.C. è stata attribuita a un vulcano ad alta latitudine, probabilmente situato in Alaska o in Islanda, mentre l'eruzione del 539/540 d.C. sarebbe associata al vulcano Ilopango, situato nell'attuale El Salvador (McCormick et al., 2007; Dull et al., 2019). Tuttavia, alcuni studi suggeriscono come anche l'eruzione del Krakatoa, avvenuta attorno al 535 d.C., potrebbe aver contribuito all'anomalia climatica registrata, così come l'esplosione della caldera di Rabaul nel 540 d.C., nel Pacifico occidentale (Stothers, 1984a).

Molte evidenze del raffreddamento di questo periodo derivano dalle ricostruzioni delle temperature effettuate dal gruppo Euro-Med2k, parte del progetto internazionale PAGES (Past Global Changes), che ha utilizzato nuovi dati dendroclimatici ottenuti dagli anelli degli alberi dei monti Altaj. Le ricostruzioni mostrano una stretta corrispondenza con le temperature misurate sulle Alpi negli

ultimi due secoli. Altre evidenze derivano invece da carote di ghiaccio prelevate in Groenlandia e Antartide, che rivelano elevate concentrazioni di solfati – sottoprodotti delle eruzioni vulcaniche – negli strati corrispondenti agli anni 536 d.C. e 539/540 d.C., confermando l'impatto globale delle eruzioni e il conseguente raffreddamento climatico.

Le anomalie climatiche del 535-536 d.C., spesso considerate l'inizio di un periodo di declino delle temperature globali durato un secolo, rappresentano un evento cardine nel cambiamento climatico dell'epoca tardo-antica (Büntgen et al., 2016). Questo raffreddamento, noto anche come "Piccola Glaciazione Tardo-Antica" (536-660 d.C. circa), ebbe un impatto considerevole nelle regioni mediterranee, contribuendo, secondo alcuni studiosi, all'insorgenza di crisi demografiche ed economiche (Harper, 2017). Inoltre, è plausibile che tale raffreddamento abbia reso la popolazione più vulnerabile alla peste giustinianea, iniziata nel 541 d.C., anche se una correlazione causale definitiva tra il cambiamento climatico e la pandemia non è ancora dimostrata (Little, 2006; Büntgen et al., 2016; Harper, 2017).

Il successivo Periodo Caldo Medievale (PCM), datato approssimativamente tra il IX e il XIV secolo, fu un periodo di innalzamento delle temperature che interessò in particolare le regioni del Nord Atlantico. Durante il PCM, le condizioni climatiche relativamente stabili sostennero la crescita demografica e agricola in molte aree, ma determinarono anche periodi di siccità nelle regioni dell'ovest degli Stati Uniti, come la California e il Gran Bacino (Mann et al., 2009). Recenti studi paleoclimatici effettuati nella baia di Chesapeake indicano che durante il PCM e la successiva Piccola Età Glaciale (PEG) si verificarono notevoli oscillazioni termiche, probabilmente correlate alla variazione nella circolazione delle maree nel Nord Atlantico (Cronin et al., 2003).

Alla conclusione del PCM, intorno al 1250, iniziò una lunga fase di raffreddamento conosciuta come Piccola Età Glaciale (PEG, 1250–1850 d.C.), che determinò un abbassamento globale delle temperature medie di circa 0,5-1 °C e un avanzamento significativo dei ghiacciai, con un abbassamento della linea di equilibrio dei ghiacciai montani di circa 100 metri (Matthews & Briffa, 2005). Sebbene la PEG non rappresenti una vera e propria era glaciale geologica, è considerata una fase stadiale dell'attuale periodo interglaciale. Nel bacino del Mediterraneo, studi su sedimenti marini e analisi isotopiche dei gusci di foraminiferi evidenziano quattro principali oscillazioni climatiche durante la PEG,

correlate a minimi di attività solare, noti come Wolf, Spörer, Maunder e Dalton (Margaritelli et al., 2023).

Un fattore determinante nella PEG è stato il vulcanismo. Le eruzioni vulcaniche immettono nell'atmosfera grandi quantità di particelle e gas che bloccano la radiazione solare, contribuendo al raffreddamento. Le eruzioni del Krakatoa (1883) e del Tambora (1815) hanno fornito esempi recenti di questo fenomeno. L'eruzione del Tambora, in particolare, generò il celebre "anno senza estate" nel 1816, con neve e gelate estive in Nord America e Nord Europa (Stothers, 1984b). Analogamente, l'eruzione del Samalas nel 1257 è ritenuta responsabile dell'inizio della PEG, insieme ad altre eruzioni meno note, avvenute intorno al 1268, 1275 e 1284 d.C. (Lavigne et al., 2013). Altre eruzioni rilevanti durante la PEG comprendono quelle del Kuwae (1452-53), del Billy Mitchell (1580), del Mount Parker (1641) e del Long Island (1660), che contribuirono al mantenimento di basse temperature.

Un altro meccanismo ipotizzato per il raffreddamento della PEG è il rallentamento della circolazione termoalina, un sistema di correnti oceaniche che include la Corrente del Golfo. Tale rallentamento potrebbe essere stato provocato dall'immissione di grandi volumi di acqua fredda nell'Atlantico settentrionale, dovuti allo scioglimento dei ghiacci nel PCM. Questo fenomeno, secondo Broecker (1997), avrebbe potuto mantenere basse le temperature per secoli, contribuendo alla stabilizzazione del clima freddo nel Nord Atlantico.

La transizione dal PCM alla PEG è descritta come l'ultimo grande evento di cambiamento climatico a livello globale (Margaritelli et al., 2023). A partire dal XIV secolo, si osserva infatti un avanzamento dei ghiacciai e la formazione di nuovi apparati glaciali, indicativi del peggioramento climatico. Le analisi di foraminiferi e pollini nei sedimenti del Golfo di Gaeta hanno evidenziato cambiamenti significativi nell'ecosistema marino e continentale durante questa fase, con una riduzione dei nutrienti nella colonna d'acqua e un aumento delle precipitazioni attribuibile a una maggiore estensione dei venti occidentali verso sud.

La PEG, inizialmente ritenuta un fenomeno globale, è oggi considerata prevalentemente europea, poiché le riduzioni di temperatura globale furono modeste rispetto agli impatti locali. Le ricostruzioni paleoclimatiche dell'emisfero nord, infatti, indicano che l'estensione glaciale massima fu raggiunta intorno al 1850, seguito da un rapido riscaldamento ancora in atto, favorito dalle attività

antropiche (Mann et al., 2009; Neukom et al., 2019). Questo riscaldamento ha portato alla riduzione della massa glaciale globale, contribuendo significativamente all'innalzamento del livello del mare e a mutamenti ecologici regionali.

Le ripercussioni della PEG si estesero alla sfera socioeconomica. Tra la fine del XIII e il XIV secolo, l'Europa conobbe un periodo di profonda instabilità, caratterizzato da carestie, guerre, e dalla devastante epidemia di peste nera (Campbell, 2016). Gli effetti combinati del raffreddamento climatico e della crisi socio-politica portarono a trasformazioni radicali, tra cui la Guerra dei Trent'anni (1618-1648), evidenziando il ruolo del clima nella storia europea preindustriale (Margaritelli et al., 2023).

2.3.5 Crisi climatiche e sanitarie

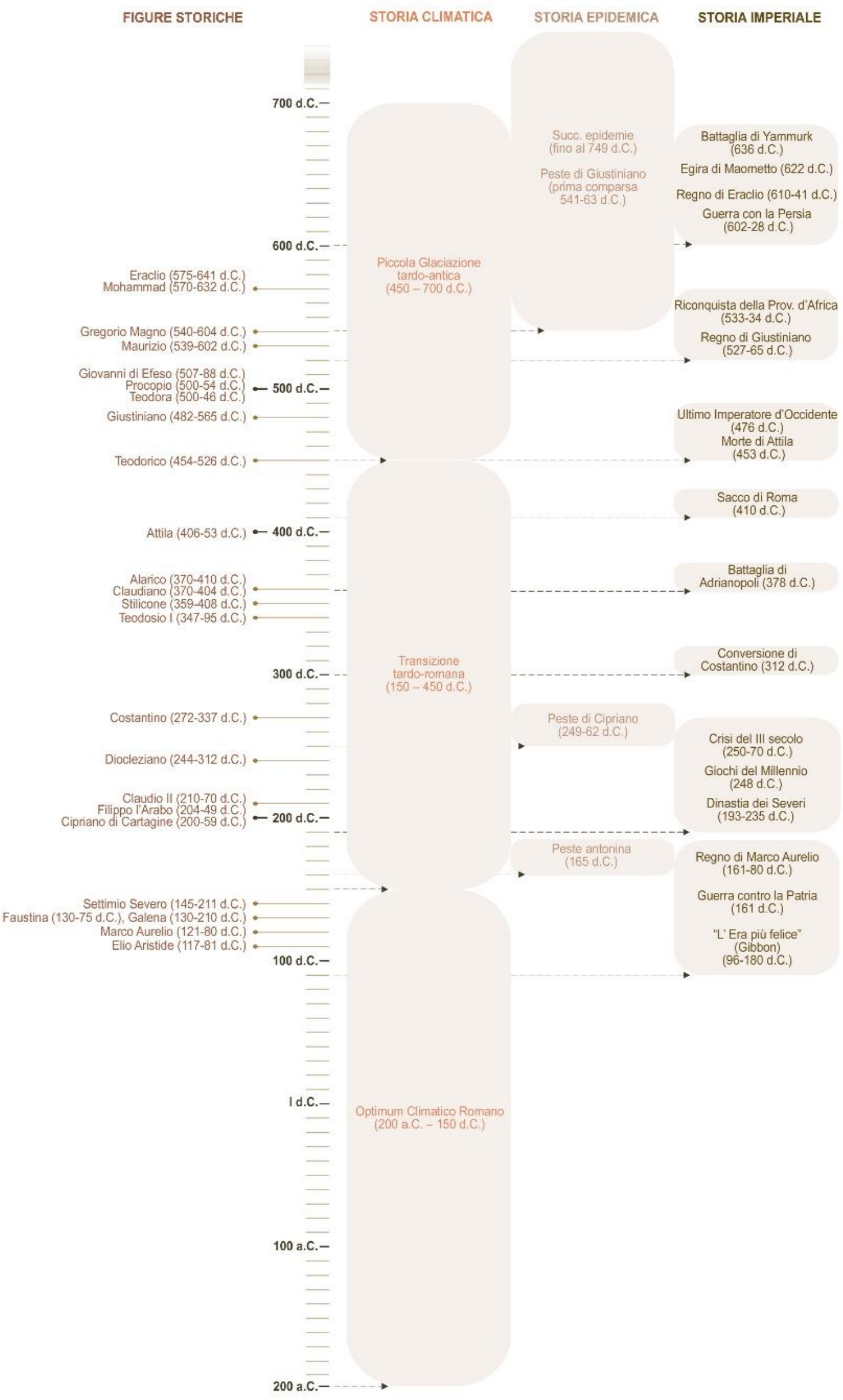
A differenza del Pleistocene, l'Olocene ha rappresentato un generale periodo caldo e stabile, nonostante le forzature orbitali, solari e vulcaniche siano state in grado di rendere il clima più instabile di quanto l'Uomo potesse immaginare. Accanto a modelli di variazione climatica osservabili su scala millenaria, ci sono stati periodi di oscillazioni climatiche che hanno interessato scale temporali più brevi, dai decenni ai secoli, come è

Durante l'era climatica del tardo Olocene, nota come "Optimum Climatico Romano" (200 a.C. - 150 d.C.), l'Impero Romano fiorì al massimo delle sue potenzialità. Le condizioni climatiche, analogamente al commercio e ai progressi tecnologici, giocarono un ruolo significativo nel favorire l'espansione e l'accumulo di ricchezza dell'impero. L'Optimum Climatico Romano è stato un periodo di attività solare elevata e stabile. Dopo una significativa avanzata dei ghiacciai, terminata intorno al 500 a.C., i ghiacciai si sono ritirati per diversi secoli, raggiungendo l'estensione minima durante i primi secoli d.C. Il cosiddetto Optimum Climatico Romano garantì condizioni climatiche calde, umide e stabili che favorirono la produttività agricola e resero possibile lo sviluppo di strutture politiche complesse. Questo periodo di stabilità climatica, come evidenziato da Harper (2017) fu accompagnato da significativi cambiamenti ecologici, che trasformarono sia il paesaggio che la società (Tav. III).

Nelle città densamente popolate si manifestarono nuovi rischi sanitari culminati nella cosiddetta Peste Antonina che colpì l'Impero Romano con una prima ondata nel 165 d.C. La popolazione dell'impero, nonostante i benefici della pace e della prosperità, soffriva di cattive condizioni di salute. Sebbene le infrastrutture della città romana, tra cui servizi igienici, fognature e sistemi di acqua corrente, abbiano migliorato notevolmente lo smaltimento dei rifiuti, la mancata conoscenza delle norme igieniche e la difficoltà di prevenire la contaminazione degli alimenti, rendevano la città antica un luogo insalubre, infestato da ratti e mosche. Le malattie diarroiche acute, come la dissenteria bacillare e la febbre tifoidea, trovavano terreno fertile nella contaminazione di cibo e acqua, causando focolai frequenti. La malaria, inoltre, si diffuse rapidamente nelle aree in cui le paludi erano state prosciugate e dove erano state costruite le infrastrutture, modificando così l'habitat e facilitando la propagazione dell'agente patogeno. L'introduzione di nuovi agenti patogeni potenzialmente in grado di causare pandemie e la fine di un regime climatico favorevole segnarono un punto di svolta nella storia biologica di Roma.

Durante la seconda metà del secondo secolo, la transizione tardo-romana, durata quasi tre secoli e caratterizzata da disorganizzazione e indecisione, sostituì gradualmente il precedente Optimum Climatico Romano. Le turbolenze climatiche globali osservate in questo periodo, che hanno influenzato i sistemi monsonici, e dunque il generale raffreddamento, possono aver causato cambiamenti ecologici che potrebbero aver contribuito all'epidemia di peste di Cipriano. L'identificazione più probabile della peste di Cipriano è una febbre emorragica virale. La peste si presentava come una malattia ad esordio acuto con febbre alta e gravi disturbi gastrointestinali.

La peste di Cipriano, apparsa nel 249 d.C., ebbe uno sviluppo diverso rispetto alla peste Antonina. Si diffuse rapidamente ma persistette per oltre



Tav. III - Interazione tra eventi storici, trasformazioni sociali, crisi pandemiche e oscillazioni climatiche (dati da Harper, 2017).

TAV. III

un decennio, consumando gradualmente l'impero. Sebbene la Peste Antonina abbia messo a dura prova la struttura imperiale, non ne ha causato il crollo. Tuttavia, quando apparve la peste di Cipriano, l'impero aveva già esaurito gran parte delle sue risorse energetiche.

Nel IV secolo, l'Impero Romano visse un periodo di relativa stabilità, con poche grandi epidemie. Una significativa eccezione fu probabilmente il vaiolo, che colpì l'area orientale dell'impero tra il 312 e il 313 d.C., causando carestie e cecità in molte vittime. Tuttavia, la maggior parte delle epidemie rimasero localizzate, spesso legate a guerre o carestie.

Le fluttuazioni climatiche influenzarono notevolmente la mortalità, poiché carestie e condizioni meteorologiche anomale favorirono la diffusione di malattie. Durante questo periodo, il clima si mostrava più caldo rispetto alle fasi precedenti, ma meno favorevole rispetto all'Optimum Climatico Romano. Le dinamiche atmosferiche dell'Atlantico settentrionale, come l'Oscillazione Nord Atlantica, causarono variazioni climatiche significative, con periodi di siccità o piogge intense a seconda della pressione atmosferica. L'effetto climatico più marcato si osservò nella steppa eurasiatica, dove la siccità spinse le popolazioni nomadi a migrare verso l'Europa (es., gli Unni e i Goti), segnando l’inizio della frammentazione dell’impero.

I cambiamenti climatici registrati nel VI secolo furono ritenuti promotori della diffusione della *Yersinia pestis*, un batterio principalmente associato ai roditori e responsabile della Peste di Giustiniano, della Peste Nera e di una terza pandemia scoppiata nel 1894 in Cina. I modelli climatici dell'inizio del VI secolo, influenzati dal regime negativo dell'Oscillazione Atlantica Settentrionale, sembrerebbero aver determinato un aumento delle precipitazioni nelle regioni semiaride. Gli anni piovosi avrebbero favorito la crescita della vegetazione, con un conseguente aumento delle popolazioni di roditori. Durante la pandemia giustinianea (541-542 d.C.), la peste fu facilitata da cambiamenti climatici attribuibili ad eruzioni vulcaniche (536-540 d.C.), che aumentarono le piogge, favorendo la proliferazione di roditori e di pulci, causando migliaia di vittime.

Secondo Harper (2017):

“[…] the Roman encounter with nature may represent the opening act of a new drama, one that is still unfolding around us. A precociously global world, where the

revenge of nature begins to make itself felt, despite persistent illusions of control... this might feel not so unfamiliar. The primacy of the natural environment in the fate of this civilization draws us closer to the Romans, huddled together to cheer the ancient spectacles and unsuspecting of the next chapter, in ways we might not have imagined.”.

3 *Climate change* e Antropocene

Secondo quanto affermato da Telmo Pievani (2019), i cambiamenti climatici e i loro effetti hanno una dimensione globale, sia nel tempo che nello spazio. In quanto tali, sfidano ciò che T. Pievani definisce la "*ethic of proximity*" degli esseri umani, i quali tendono a concentrarsi esclusivamente sugli effetti recenti e locali delle loro azioni, per i quali si sentono responsabili. Tuttavia, le conseguenze dei comportamenti che cambiano il clima spesso si estendono a persone lontane nello spazio, soprattutto nei Paesi in via di sviluppo delle aree tropicali ed equatoriali, e nel tempo, ad esempio alle generazioni future. Il *global change*, l'acidificazione degli oceani, l'alterazione dei cicli del carbonio, dell'azoto e di altri elementi, la trasformazione delle foreste e di altri habitat naturali, l'inquinamento estensivo, l'accumulo di plastica, la modificazione dei corsi d'acqua, l'estinzione di massa, il trasporto umano globale e l'introduzione di specie, sono solo alcuni dei diversi cambiamenti ambientali globali causati dall'uomo che quasi certamente lasceranno una traccia duratura nella geologia del nostro pianeta (Ellis, 2018). Ciò ha portato molti studiosi nel corso del tempo ad interrogarsi sul ruolo delle attività umane nell'alterazione delle condizioni climatiche (Autin & Holbrook, 2012).

Una serie di eventi storici e climatici ha contribuito al popolamento della Terra e ai significativi effetti antropici connessi a tali processi. Ognuno di questi eventi potrebbe costituire un marcatore utile a definire l'inizio dell'Antropocene. Sembra, tuttavia, improbabile che si possa parlare di Antropocene a livello globale prima di 10.000 anni BP, ovvero prima che si raggiungessero livelli di popolazione capaci di impronte ecologiche più pervasive. Le società preindustriali avevano la capacità di modificare gli ecosistemi costieri e terrestri, e lo hanno fatto se si considera l'ampia serie di "eventi pre-antropocenici" associata alla colonizzazione umana di nuovi paesaggi (es., l'influenza dell'uomo sull'estinzione di piante e animali (Seersholm et al., 2020), le prime modificazioni dei sistemi fluviali e alterazione dei tassi di sedimentazione – Smith & Zeder, 2013; Waters et al., 2014; Gibling, 2018). Tuttavia, non si godeva del numero, dell'organizzazione sociale ed economica o delle tecnologie necessarie per eguagliare o dominare le grandi forze della natura in termini di entità o velocità. I primordiali impatti antropici rimanevano in gran parte locali e transitori, ben all'interno dei limiti della naturale variabilità dell'ambiente (Waters et al., 2014). L'espansione dell'umanità nel corso della storia è stata sorprendente, sia per numero di individui che dal punto di vista dello sfruttamento pro-capite delle

risorse della Terra. Il rapido incremento della popolazione, la crescita urbana e i processi di industrializzazione rappresentano una chiave di lettura fondamentale nella comprensione dell'intensificazione degli impatti antropici sull'intero globo terrestre, negli ultimi due secoli. Non ci sono dubbi in merito al fatto che l'entità dell'influenza antropica sui sistemi ambientali terrestri si sia intensificata considerevolmente a partire dalla Rivoluzione Industriale e, in particolare dal 1950 CE, in coincidenza di un brusco incremento in atmosfera di CO_2 e di CH_4 (Crutzen & Stoermer, 2000; Smith & Zeder, 2013; Waters et al., 2014; Zalasiewicz et al., 2019).

3.1 Il dibattito sull'Antropocene

Il crescente impatto dell'attività antropica sulla Terra e sull'atmosfera, e dunque il ruolo centrale dell'essere umano nell'alterazione dei processi geologici ed ecologici hanno portato a considerare l'ipotesi di adottare il termine "Antropocene" per designare l'attuale epoca geologica. La crescente presa di consapevolezza del ruolo attivo e significativo che l'essere umano ha ricoperto nel plasmare, attraverso processi diacronici ed eterogenei, gli ecosistemi ha incoraggiato la ricerca interdisciplinare e collaborativa tra diverse figure professionali: archeologi, biologi, ecologi, geografi, storici, paleontologi e altri studiosi. L'Antropocene è diventata una lente differenziale attraverso la quale le discipline accademiche stanno riesaminando, discutendo e reinventando le loro concezioni dell'umanità e della natura (Erlandson & Braje, 2013; Bauer & Ellis, 2018; Gibbard et al., 2022). Alcuni studiosi sostengono dunque che l'Antropocene rappresenti un'epoca geologica riconoscibile, poiché le attività umane hanno alterato profondamente il pianeta con una intensità senza precedenti. Secondo Gibbard et al. (2022) gli sforzi volti a comprendere le trasformazioni della Terra attraverso le pratiche sociali e culturali dell'uomo sono fondamentalmente messi a rischio dai persistenti tentativi di definire e formalizzare l'Antropocene come un intervallo cronostratigrafico/geocronologico ufficiale e rigidamente vincolato all'interno dell'*International Geologic Time Scale* (GTS). Pertanto, definire l'Antropocene come un evento piuttosto che come un

intervallo di tempo geologico potrebbe risolvere efficacemente molte delle tensioni tra questi diversi approcci, consentendo di indagare le relazioni uomo-ambiente su scale più piccole e di durata diversa, potenzialmente connesse ai cambiamenti ambientali globali passati e in corso.

Il termine Antropocene deriva dal greco e significa “età recente dell'uomo” (Rafferty, 2024). Sebbene il biologo Eugene Stoermer abbia introdotto il termine alla fine degli anni '80, il chimico e Nobel olandese Paul Crutzen è stato accreditato per averlo portato all'attenzione del pubblico durante una conferenza nel 2000 e in una newsletter pubblicata nello stesso anno. I dibattiti sull'“era antropozoica” sono iniziati in Inghilterra nel XIX secolo, in concomitanza con la rivoluzione industriale. Il geologo italiano Antonio Stoppani introdusse un tono più sofisticato nella conversazione quando si riferì agli esseri umani come “una nuova forza tellurica”. In Francia, Buffon scrisse che la settima e ultima età del mondo sarebbe stata l'“Età dell'Uomo”, durante la quale l'umanità avrebbe lasciato il suo segno sulla Terra. Negli anni Venti gli scienziati russi discutevano il concetto di “Antropocene” o “Antropogene”, poiché ritenevano che l'“Uomo Nuovo” della Rivoluzione d'Ottobre avrebbe potuto cambiare il corso della storia. Il geochimico Vladimir Vernadsky coniò i termini “biosfera” e “noosfera” tra il 1925 e il 1945 (Pievani, 2019).

Il termine Antropocene fu utilizzato dunque per la prima volta negli anni Ottanta dal biologo Eugene Stoermer, entrando nel dibattito scientifico ed intellettuale soprattutto dall’inizio del nuovo millennio. Fu il Nobel per la chimica Paul Crutzen a considerare l’Olocene concluso e ad escludere la possibilità di considerare l’Antropocene uno stadio tardo-olocenico (Waters et al., 2014).

Il dibattito all'interno della comunità scientifica sull'adozione del termine "Antropocene" come una vera e propria era geologica si presenta piuttosto intricato e controverso.

Pur essendoci ampio consenso nella comunità scientifica in merito ad una attuale era caratterizzata da impatti antropici così significativi da lasciare un'impronta distintiva nel registro geologico del pianeta, da oltre un decennio sono al vaglio diverse proposte per stabilire una data di inizio di questa nuova epoca: i) preindustriale; ii) industriale; iii) metà del XX secolo (“Grande Accelerazione Tecnologica”); iv) futuro. L’”*Anthropocene Working Group*” (AWG), parte della “*Subcommission on Quaternary Stratigraphy*” (SQS), è stato istituito nel 2009 con l’obiettivo di valutare l’esistenza di marcatori stratigrafici e

individuare, dunque, possibili "*golden spikes*" utili a considerare l'Antropocene come nuova attuale epoca geologica, e a definire il limite geologico tra l'Olocene e quest'ultima (Crutzen & Stoermer, 2000; Smith & Zeder, 2013; Waters et al., 2014; Zalasiewicz et al., 2019). È nel marzo 2024 che un gruppo consistente di geologi, membri della SQS, ha bocciato la proposta di porre fine all'Olocene e di inaugurare una nuova epoca, l'Antropocene. I sostenitori di quest'ultima dovranno attendere un decennio prima che la loro proposta possa essere nuovamente presa in considerazione. Tuttavia, anche se non formalmente riconosciuta dai geologi come una vera e propria epoca, Gibbard, Ellis e altri hanno avanzato l'idea che possa rimanere in uso come termine geologico informale, ovvero "evento Antropocene" (Bourzac, 2025; Witze, 2024a).

3.1.1 Tra Rivoluzione Industriale (1750) e Grande Accelerazione (1945)

Da oltre un decennio e fino alla decisione definitiva presa dalla SQS, alcuni studiosi, come suggerito dalle teorie di Crutzen, ritengono che l'ipotesi più accreditata sia quella di far coincidere la data di inizio con la fine del XVIII secolo, ovvero con l'inizio della Rivoluzione Industriale e dell'incremento considerevole di gas serra in atmosfera (in particolare, CO_2 e CH_4). Altri, data la rilevanza di precisi indicatori stratigrafici, tendono a collocare la nuova epoca geologica a partire dal 1945 CE (Crutzen & Stoermer, 2000; Foley et al., 2013).

Non ci sono dubbi in merito al fatto che l'intensificazione dell'influenza antropica sui sistemi ambientali della Terra sia avvenuta a partire dalla Rivoluzione industriale e, in particolare, intorno alla metà del 1900 CE. Infatti, le attribuzioni dell'inizio dell'Antropocene alla fine del XVIII secolo e alla metà del 1900 CE, sembrerebbero essere tra le ipotesi maggiormente supportate.

Waters et al. (2014) si pongono l'obiettivo di individuare i grandi "eventi" degli ultimi decenni o millenni che abbiano le migliori possibilità di lasciare una traccia riconoscibile nei sedimenti o nel ghiaccio che possa essere utilizzata per definire l'inizio dell'Antropocene. Le possibilità non si limitano agli strumenti biostratigrafici comunemente impiegati nella maggior parte della scala geologica per identificare le unità cronostratigrafiche, ma coprono piuttosto un'ampia gamma di campi geoscientifici. I livelli atmosferici di CO_2, CH_4 e N_2O rilevati nelle carote di

ghiaccio sembrerebbero superiori a quelli registrati nei precedenti 800.000 anni e, nel caso della CO_2, si tratterebbe di livelli mai raggiunti dall'epoca più calda del Pliocene. Queste le principali caratteristiche che distinguono l'Antropocene dall'Olocene e da gran parte del Pleistocene (Waters et al., 2014).

L'inizio della Rivoluzione Industriale ha portato inoltre a un netto cambiamento delle caratteristiche dei depositi antropici (es., aumento dell'uso di materiali da costruzione; aumento delle attività umane in profondità e sfruttamento dei minerali). L'uomo ha acquisito la capacità di separare tra loro metalli che sembrerebbero non essere mai esistiti nella loro forma originaria in nessun momento della storia della Terra, come il magnesio, il calcio, il sodio, il potassio, il vanadio e il molibdeno, o altri rinvenibili molto raramente e in quantità molto ridotte nella loro forma originaria, come il titanio, lo zinco e l'alluminio. Ha inoltre iniziato a produrre numerose leghe metalliche, tra cui il bronzo, l'ottone e il peltro (Zalasiewicz et al., 2013). La presenza di sferule magnetiche nere nei sedimenti è associata all'inquinamento atmosferico da combustione di combustibili fossili, sempre più diffuso durante la rivoluzione industriale. Questi inquinanti, spesso associati a concentrazioni più elevate di metalli pesanti, si trovano tipicamente in torbiere, suoli, laghi, sedimenti costieri e marini (Waters et al., 2014).

Tra il 1800 e il 1850, gli ecosistemi di diatomee nei laghi europei sono cambiati in modo significativo a causa dell'acidificazione indotta dall'uomo. L'eutrofizzazione è stata osservata per la prima volta tra il 1850 e il 1900. I cambiamenti di questi ambienti nei laghi artici, nordeuropei e nordamericani dal 1850 sono stati attribuiti al riscaldamento globale e all'inquinamento atmosferico. Dal 1870, la deposizione di polvere del deserto ricca di ferro ha portato a una maggiore fissazione dell'azoto e a concentrazioni di ferro solubile nell'acqua, con conseguente aumento della crescita del fitoplancton (Gałuszka et al. 2013).

Gibbard & Walker (2013), tuttavia, suggeriscono che l'Antropocene non dovrebbe basarsi sull'inizio diacronico della Rivoluzione industriale, che non ha raggiunto molti Paesi in via di sviluppo fino alla metà del XX secolo. Williams et al. (2013) propongono invece che l'inizio dell'Antropocene debba coincidere con l'evoluzione radicale dell'ambiente urbano avvenuto attorno alla metà del XVIII secolo.

La straordinaria crescita delle città e delle megalopoli, e dei grandi progetti infrastrutturali, la canalizzazione di molti grandi fiumi del mondo, la perdita di biodiversità a livello globale (>60%) possono essere considerate tra le

caratteristiche distintive dell'Antropocene durante la metà del XX secolo (Waters et al., 2014; Zalasiewicz et al., 2019). La fine della Seconda Guerra Mondiale ha segnato un'accelerazione delle attività umane. Alla fine del XX secolo, la popolazione mondiale risultava raddoppiata in soli 50 anni, superando i 6 miliardi, mentre l'economia mondiale era cresciuta di oltre 15 volte. Il numero di veicoli a motore è aumentato in modo significativo, passando da 40 milioni alla fine della guerra a quasi 700 milioni nel 1996, e l'uso del petrolio è aumentato di 3,5 volte dal 1960 (Steffen et al., 2008). Il numero di persone residenti nelle aree urbane è aumentato dal 30% al 50% tra il 1950 e il 2000 e ha continuato a crescere. Con il progresso delle comunicazioni tecnologiche, dei viaggi internazionali e della globalizzazione dell'economia, è aumentata notevolmente l'interconnessione tra le culture (Steffen et al., 2008). Dalla metà del XX secolo, minerali usati sin dall'antichità – come quelli presenti nei mattoni cotti e nelle ceramiche, o nel cemento e nel calcestruzzo – sono diventati più comuni dalla metà del XX secolo. Anche le nuove leghe metalliche, i vetri mineraloidi, i semiconduttori, i minerali sintetici e i nanomateriali emergenti possono essere considerati elementi distintivi dell'Antropocene (Zalasiewicz et al., 2013). La plastica ha iniziato a comparire nell'ambiente a partire dalla metà degli anni Quaranta. Volumi di platica e microplastica sono aumentati notevolmente a partire dal 1950.

Inoltre, dagli anni '40 la sempre più massiccia gestione diretta dei fiumi attraverso la costruzione di dighe, la manutenzione dei canali e lo sviluppo urbano nelle pianure alluvionali ha comportato circa il 20% della riduzione del carico di sedimenti, con conseguente destabilizzazione delle aree costiere (Syvitski & Kettner, 2011). Rispetto agli ultimi 5000 anni, si registrano aumenti dei tassi di deforestazione del 40%, con conseguente aumento di erosione dei suoli e di apporto di sedimenti.

A metà del 1900, la produzione di carbonio, azoto e fosforo è aumentata a causa della combustione di combustibili fossili, di attività agricole e di produzione di fertilizzanti (Gałuszka at al., 2013). Nell'ultimo secolo, uno degli indicatori più significativi è stato il raddoppio del livello di azoto reattivo sulla superficie terrestre, in particolare in risposta all'invenzione e all'uso del processo Haber-Bosh a partire dal 1913 (Zalasiewicz et al., 2011).

Gli elementi delle terre rare, essenzialmente utilizzati nel campo delle moderne industrie high-tech e nel settore medico, vengono ora rilevati nell'ambiente e sono noti per le loro proprietà non biodegradabili. Anche gli

inquinanti organici persistenti (*Persistent Organic Pollutants*, *POP*) costituiscono potenziali marcatori, grazie alla loro presenza prolungata in vari ambienti e alla resistenza alla degradazione. Tuttavia, la loro efficacia in qualità di *marker* a lungo termine rimane incerta (Gałuszka et al., 2013).

Il principale *marker* di contaminazione sincrona della metà del XX secolo corrisponde, tuttavia, all'inizio dell'era nucleare e alla dispersione globale di radionuclidi artificiali. I test atmosferici delle armi nucleari, dal 1945 al 1980, e gli scarichi localizzati ma diffusi dei reattori nucleari hanno portato a un aumento globale dei radioisotopi artificiali (Gałuszka et al., 2013). La prima detonazione risale al 1945 e i test atmosferici hanno raggiunto il loro apice tra la fine degli anni '50 e gli inizi degli anni '60. Dopo la firma del Trattato per la proibizione parziale degli esperimenti nel 1963, è stata registrata una sensibile riduzione dei test sperimentali. (Lewis & Maslin, 2015).

Un numero crescente di dati ha dimostrato come secondo alcuni studiosi l'Antropocene differisca in modo significativo dall'Olocene (Fig. 7). La “rivoluzione termoindustriale” verificatasi alla metà del XIX secolo ha portato a un drammatico e continuo aumento della CO_2 atmosferica, che è ancora presente oggi, oltre 410 ppm e in aumento di ~0,25%/anno. L'aumento del metano atmosferico nell'ultimo secolo è stato molto più rapido, raggiungendo oltre 1700 ppb e aumentando a un tasso dello 0,5%/anno. Contemporaneamente si sono verificati diversi altri cambiamenti, alcuni dei quali inediti per il Sistema Terra, tra cui un marcato aumento delle estinzioni di specie e delle bioinvasioni, un maggiore incremento dell'erosione e del trasporto di sedimenti. Questo induce diversi studiosi a sostenere l’idea che una unità cronostratigrafica successiva alla metà del XX secolo possa essere identificata quasi globalmente attraverso diverse tracce stratigrafiche. Tra queste, un'anomalia isotopica del carbonio ora superiore al 2‰, la presenza di particelle di cenere volante, nuovi “minerali” e “mineraloidi” come la plastica e l'alluminio, nuovi tipi di roccia come il cemento, una varietà di indicatori chemostratigrafici globali tra cui metalli, inquinanti organici persistenti, radionuclidi artificiali come il plutonio e il radiocarbonio “*bomb spike*” (Zalasiewicz et al. 2019).

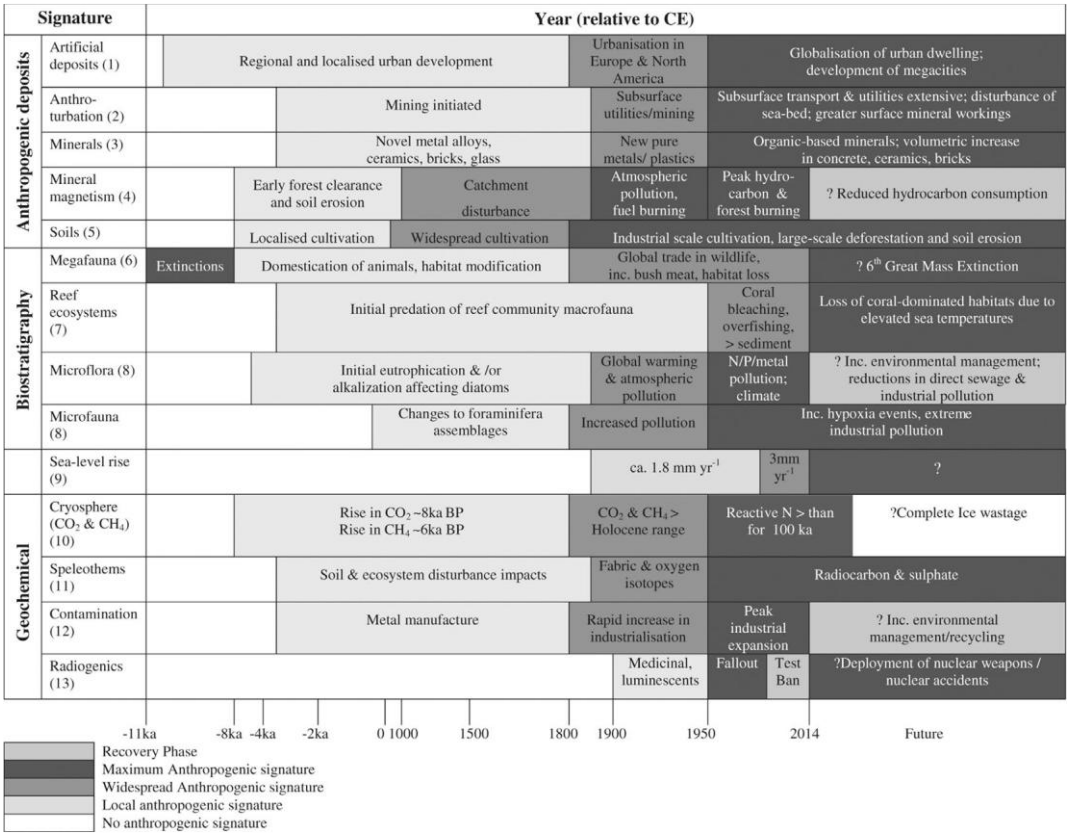


Figura 7 – Tracce antropogeniche nel corso del tempo. (1) Edgeworth (2013) e Ford et al. (2014); (2), Williams et al. (2013) e Ford et al. (2014); (3) Zalasiewicz et al. (2013); (4) Snowball et al. (2013); (5) Certini & Scalenghe (2011) e Edgeworth (2013); (6) Barnosky (2013); (7) Hoegh-Guldberg (2014); (8) Wilkinson et al. (2014); (9) Church & White (2011); (10) Wolff (2013); (11) Fairchild & Frisia 2013; (12) Gałuszka et al. (2013); e (13) Hancock et al. (2014). Fonte: (Waters et al., 2014).

3.1.2 L'Antropocene nella fase preindustriale

Alcuni studiosi tendono a considerare che una collocazione dell'Antropocene alla fine del XVIII secolo e alla metà del 1900 CE potrebbe offuscare gli eventi storici e le dinamiche uomo-ambiente che hanno caratterizzato i periodi precedenti (Bauer & Ellis, 2018). Per tale ragione, si ritiene più adeguata l'ipotesi di collocare l'inizio dell'Antropocene in una fase preindustriale ("*early anthropogenic hypotesis*", Ruddiman et al., 2020).

La "*early anthropogenic hypotesis*" rappresenta una delle teorie più interessanti sull'inizio dell'Antropocene. La data di inizio proposta da Ruddiman è stata tuttavia criticata da ricercatori di diversi settori. Un gruppo guidato da Jan Zalasiewicz (2019) ha dichiarato che, nonostante l'ampia documentazione

relativa alle influenze umane preindustriali, le prime attività antropiche si sono intensificate gradualmente nel corso del tempo (Cucart-Mora et al., 2026), in contrasto con i cambiamenti sincronizzati molto rapidi e quasi globali dell'epoca postindustriale. I primordiali impatti antropici rimanevano in gran parte locali e transitori, ben all'interno dei limiti della naturale variabilità dell'ambiente (Braje & Erlandson, 2013; Waters et al., 2014). Zalasiewicz et al. (2019) ritengono che Ruddiman non debba confondere l'Antropocene con l'attività antropica. Essi suggeriscono che l'idea di Ruddiman possa essere correlata alle unità temporali diacroniche consolidate in archeologia, come il Neolitico, l'Età del Bronzo e l'Età del Ferro, nonché all'idea più recente di archeosfera (Edgeworth, 2023).

Secondo la "*early anthropogenic hypotesis*" di Ruddiman et al. (2020) già a partire da 7.000 anni BP si registrava un aumento di CO_2 dovuto a processi di parziale deforestazione (in aree a moderata densità demografica come il Sud-Est asiatico, l'Africa e i tropici americani), quasi totale deforestazione preindustriale (in Europa, Cina e India, dove le testimonianze storiche mostrano che la popolazione aveva già raggiunto decine di milioni di individui 2000 anni fa), e a pratiche agricole e di allevamento che, 5000 anni BP, provocavano immissione di CH_4 in atmosfera. Secondo il "modello di crescita geometrica", 7000 anni fa BP la popolazione mondiale era esigua e non aveva ancora conosciuto un'espansione significativa. Ciò implica che le popolazioni primitive non siano state responsabili dell'improvviso aumento dei livelli di CO_2 7000 anni fa circa. Tuttavia, i reperti archeologici provenienti dalla Cina e dall'Europa hanno dimostrato come i significativi aumenti del numero di siti durante il primo Olocene, e lo sviluppo dell'agricoltura, abbiano comportato un aumento delle emissioni di CO_2, conseguente alle prime attività di disboscamento (Stephens et al., 2019; Ruddiman et al., 2020).

Esistono numerose teorie plausibili relative ai cambiamenti antropogenici causati dall'agricoltura primitiva in Eurasia – tra cui l'inizio dell'irrigazione del riso 5000 anni BP e l'abbattimento delle foreste circa 8000 anni BP – basate su un'ampia gamma di dati geologici, archeologici, culturali e storici. I modelli climatici suggeriscono che il riscaldamento stimato causato da queste prime emissioni di gas ha raggiunto gli 0,8°C a livello globale e i 2°C alle alte latitudini, abbastanza da impedire una fase glaciale nella regione nord-orientale del Canada. Le fluttuazioni di CO_2 di circa 10 ppm negli ultimi 1000 anni risultano abbastanza significative per essere attribuite all'attività solare o alle eruzioni

vulcaniche. Si potrebbero piuttosto spiegare con le epidemie di peste bubbonica, che in passato hanno causato l'abbandono delle attività agricole nell'Eurasia occidentale. La successiva ricrescita delle foreste sui terreni abbandonati ha comportato un immagazzinamento di una quantità di carbonio sufficiente a spiegare le diminuzioni dei livelli di CO_2 osservate (Ruddiman, 2003).

Foley et al. (2013) introducono il termine "Paleoantropocene" per indicare un intervallo di tempo precedente alla rivoluzione industriale, durante il quale è possibile riconoscere i primi effetti antropogenici sul paesaggio e sull'ambiente. Sebbene l'inizio del Paleoantropocene sia di difficile collocazione, è possibile ipotizzare che questo ricada all'interno dell'Olocene e probabilmente in buona parte del Pleistocene, e dunque che si estenda dalla prima comparsa del genere *Homo* fino agli albori della Rivoluzione Industriale (cfr. Fig. 8, Foley et al., 2013). Una tra le differenze principali tra il Paleoantropocene e l'Antropocene risiederebbe nella graduale diffusione degli impatti antropici dalla scala regionale a quella globale.

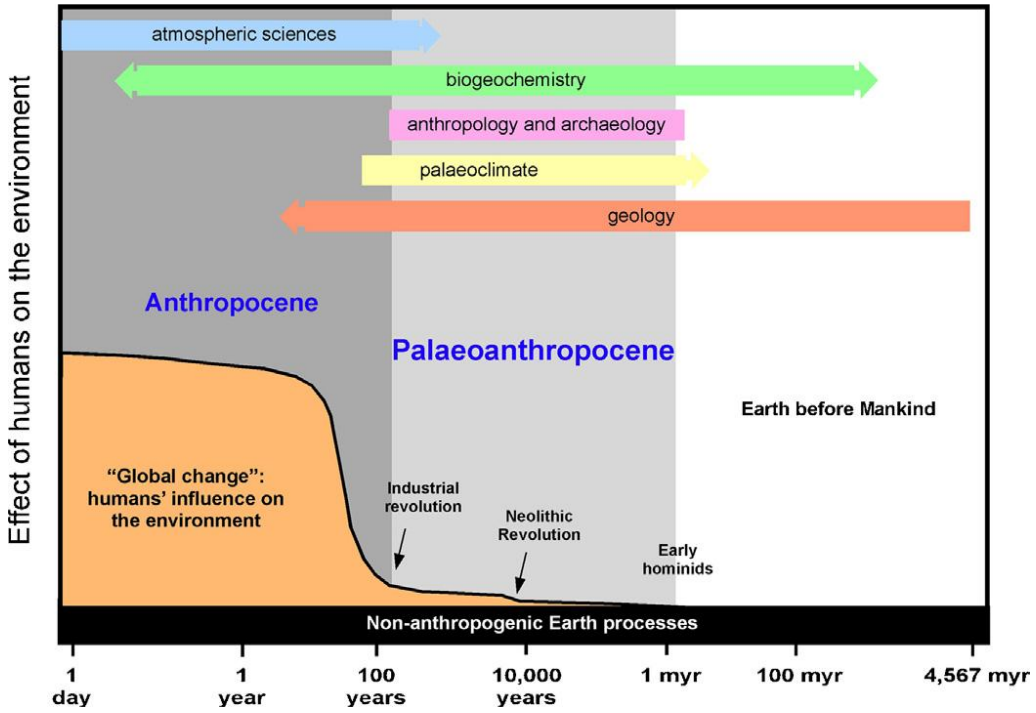


Figura 8 – Storia della Terra articolata in tre sezioni approssimativamente uguali per l'Antropocene, il Paleoantropocene e i processi terrestri non influenzati dall'antropogenesi (Foley et al., 2013).

3.1.3 Il contributo dell'archeologia e della genetica umana

Al pari di altre discipline, anche l'archeologia ha offerto un contributo considerevole alla comprensione della storia dell'impatto umano sui paesaggi e sugli ecosistemi terrestri, non soltanto relativa ad una data di inizio della dominazione umana sui processi geologici ed ecologici, ma anche ai processi che hanno portato a tale dominio. Negli ultimi 2.5 milioni di anni è stato possibile assistere ad una generale accelerazione tecnologica. Nel corso del Paleolitico superiore, del Mesolitico, del Neolitico, dell'Età del Bronzo e del Ferro, il cambiamento tecnologico si è spesso verificato molto rapidamente. Tecnologie migliori e metodi di produzione alimentare sempre più produttivi hanno determinato una graduale espansione delle popolazioni umane, tale da generare istituzioni sociali, economiche e politiche sempre più complesse in diverse parti del mondo. Inoltre, le comunità sedentarie, la crescita della popolazione umana, la traslocazione di piante e animali, la comparsa e la diffusione di nuove malattie e l'alterazione degli habitat hanno innescato un'ondata accelerata di estinzioni in tutto il mondo. Gli ecosistemi si sono trasformati quando le economie di sussistenza sono passate da una scala ridotta a una più ampia, e alla produzione agricola specializzata e intensiva di un numero limitato di prodotti. Tali processi hanno incentivato ulteriori innovazioni, rendendo l'impatto antropico sugli ecosistemi locali e regionali sempre più significativo (Cavalli Sforza, 1996; Barker, 2006; Erlandson & Braje, 2013; Smith & Zeder, 2013).

A queste trasformazioni materiali si accompagnarono profonde riorganizzazioni nelle strutture sociali e nei sistemi di parentela non attribuibili a fattori climatici o ambientali, ma a trasformazioni socio-culturali connesse alla diffusione dell'agricoltura e a nuove forme di organizzazione sociale. Analisi integrate di dati archeologici e genetici indicano che, nel corso del Neolitico e del post-Neolitico, l'affermazione di gruppi di discendenza patrilineare e l'intensificazione della competizione tra comunità contribuirono a un aumento estremo della varianza riproduttiva maschile. Tali processi portarono all'estinzione di intere linee di discendenza maschile, generando un "collo di bottiglia" genetico osservabile a scala intercontinentale. Questo fenomeno, definito come "*cultural hitchhiking*", mostra come processi culturali e sociali possano lasciare tracce biologiche globali pur in assenza di segnali stratigrafici netti (Karmin et al., 2015; Zeng et al., 2018).

Alcuni studiosi tendono a considerare che il rapido incremento della popolazione avvenuto tra 8.000 e 5.000 anni BP abbia indotto un primo anomalo incremento in atmosfera di CO_2 e di CH_4, come conseguenza di opere di deforestazione, pratiche agricole e di irrigazione (Waters et al., 2014; Ruddiman et al., 2020; Bauer & Ellis, 2018). Per comprendere il ruolo delle attività umane nella trasformazione della Terra, è essenziale che queste siano concepite come un processo in continua evoluzione, che richiede necessariamente il coinvolgimento di una varietà di attori differenziati e di contesti storici, culturali, politici ed ecologici. Gli esseri umani non hanno modificato i sistemi ambientali globali agendo come una rete indifferenziata e omogenea, ma come attori socialmente, culturalmente, ecologicamente e geograficamente situati e differenziati (Erlandson & Braje, 2013; Foley et al., 2013; Bauer & Ellis, 2018).

La domesticazione di piante e animali iniziata tra gli 11000 e i 9000 anni BP può costituire la prova archeologica di una significativa alterazione degli ecosistemi terrestri da parte dell'Uomo. Smith & Zeder (2013) propongono di collocare l'inizio dell'Antropocene almeno diecimila anni prima rispetto alla Rivoluzione Industriale, a cavallo tra il Pleistocene e l'Olocene, rilevando l'esistenza su scala globale di evidenti marcatori stratigrafici che segnano l'iniziale domesticazione di piante e animali e che definiscono, in questo modo, l'inizio dell'Antropocene. Tale proposta suggerirebbe, dunque, di fondere l'Olocene e l'Antropocene in un'unica epoca, incorporando gli ultimi 10.000 anni BP di influenze antropiche sulla biosfera all'interno dell'Epoca dell'"Olocene/Antropocene". Fissando l'inizio dell'Antropocene al confine tra Pleistocene e Olocene decadrebbe la necessità di stabilire un'epoca geologica separata.

3.1.4 La Rivoluzione Neolitica

L'avvento della rivoluzione neolitica rappresentò un punto di svolta negli equilibri ecosistemici alterati dalla specie *Homo sapiens*. Dopo millenni di impatti limitati, dovuti a una popolazione esigua e a tecnologie semplici (Cucart-Mora, 2026), l'introduzione dell'agricoltura e della sedentarizzazione comportò un'accelerazione significativa nei cambiamenti ambientali. La pratica della coltivazione intensiva e l'addomesticamento degli animali portarono a

trasformazioni profonde, come la deforestazione, la modifica dei suoli e la concentrazione di risorse in aree specifiche, che lasciarono tracce rilevabili nei depositi geologici. Questo momento storico segnò l'inizio di un'interazione più incisiva tra l'essere umano e l'ambiente, preludio agli impatti successivi ancora più rilevanti che si sarebbero verificati con l'aumento demografico e il progresso tecnologico. Parallelamente agli impatti ambientali, la rivoluzione neolitica coincise con una profonda riorganizzazione delle dinamiche demografiche umane. Studi sul cromosoma Y mostrano che il periodo compreso tra ~7.000 e ~5.000 anni BP è caratterizzato da una drastica riduzione della diversità genetica maschile, interpretata come il risultato di nuove strutture sociali, maggiore competizione intergruppo e trasmissione culturale della disuguaglianza riproduttiva. Questi risultati suggeriscono che il Neolitico rappresenti non solo una svolta economica ed ecologica, ma anche un punto di discontinuità bio-sociale nella storia umana (Karmin et al., 2015; Zeng et al., 2018).

L'ampia coincidenza cronologica tra l'addomesticamento di piante e animali e il cambiamento del clima globale alla fine dell'ultima era glaciale ha offerto per lungo tempo un interessante quadro esplicativo per l'emergere dell'agricoltura (Roberts et al., 2018).

Il termine "Rivoluzione Neolitica" comparve per la prima volta nel modello basato sull'avvento di tre rivoluzioni storiche – neolitica, urbana, industriale – articolato da Gordon Childe nel 1936 (Brami, 2019), il quale considerava l'emergere dell'agricoltura neolitica durante il primo periodo postglaciale non come un evento climaticamente predeterminato, piuttosto come una delle varie strategie adottate dalle popolazioni per fronteggiare i cambiamenti ambientali, in linea con gli approcci possibilisti alle relazioni natura-cultura che prevalevano all'epoca (Roberts et al., 2018).

L'inizio del processo di transizione verso l'agricoltura è stato datato tra i 12.000 e i 10.000 anni BP circa (tra il 10.000 e l'8.000 a.C.) nelle regioni della Mezzaluna Fertile (Ammerman & Cavalli-Sforza,1984; Barker, 2006; Fernández et al., 2014). Da questa regione la tecnologia neolitica pare si sia estesa rapidamente in Anatolia raggiungendo il resto dell'Europa in meno di 3.000 anni seguendo percorsi legati a diversi complessi culturali archeologici (Fernández et al., 2014).

Le culture archeologiche neolitiche che si svilupparono nelle regioni mediorientali e altomesopotamiche della cosiddetta Mezzaluna fertile sono

rappresentate dal cosiddetto Neolitico preceramico di Gerico (o *Pre-Pottery Neolithic, PPN*) diviso nelle due fasi A e B e caratterizzato da assenza di ceramica. Il PPN succedette alla cultura natufiana del mesolitico e fu seguito

Il termine “Neolitico” sembra essere stato ovunque associato ai profondi cambiamenti culturali e tecnologici che hanno accompagnato la transizione da un'economia di sussistenza di cacciatori-raccoglitori a un sistema di produzione agro-pastorale – processo non lineare per molte regioni, come la penisola del sud-est asiatico – accompagnato dalla domesticazione di diverse specie di piante e animali.

La diffusione del Neolitico e l'impatto demografico associato sono stati al centro di un ampio dibattito scientifico. Due modelli opposti rappresentano le teorie principali (Fernández et al., 2014):

a) Modello di diffusione demica (*Demic Diffusion Model - DDM*): propone una "onda di avanzamento" degli immigrati neolitici, che avrebbero progressivamente sostituito geneticamente le popolazioni mesolitiche di cacciatori-raccoglitori;
b) Modello di diffusione culturale (*Cultural Diffusion Model - CDM*): suggerisce che le pratiche neolitiche siano state adottate dalle popolazioni locali, mantenendo una continuità genetica risalente al Paleolitico.

Accanto a questi modelli, esistono approcci integrativi che ipotizzano interazioni variabili tra immigrati e cacciatori-raccoglitori locali, tenendo conto di fattori geografici e culturali.

Come accennato in precedenza, le ricerche archeologiche recenti indicano che in alcune aree, come la penisola del Sud-Est asiatico, questa transizione non sia avvenuta in modo lineare o uniforme, ma abbia seguito dinamiche specifiche alle singole regioni. Ciò suggerisce un processo complesso e variegato, che riflette l'interazione tra fattori ecologici, sociali e culturali (Kealhofer, 2003).

Le analisi delle tracce d'uso su cinque lame di selce levigata, ritrovate nel sito archeologico di Ohalo sulle sponde del Mar di Galilea (Israele), risalente a circa 23.000 anni fa, rappresentano una delle più antiche testimonianze dell'uso di strumenti per la raccolta dei cereali. Ohalo, un accampamento di pescatori-cacciatori-raccoglitori, risale al periodo di transizione tra Paleolitico superiore e

Mesolitico (Groman-Yaroslavski et al., 2016). Le tracce indicano che i cereali spontanei venivano raccolti prima della completa maturazione per evitarne la dispersione naturale. Gli strumenti, utilizzati con modalità diverse (a mano o montati su un manico), mostrano un uso limitato e non intensivo. Questi ritrovamenti anticipano di 8.000 anni le pratiche della cultura natufiana e di 12.000 anni l'agricoltura sedentaria in Medio Oriente, confermando un precoce utilizzo di tecniche avanzate di raccolta e lavorazione dei cereali.

Con il perfezionamento delle tecniche agricole, come l'irrigazione – le cui prime tracce risalgono al VI millennio a.C. in Khūzestān (Lawton & Wilke, 1979) – la resa delle coltivazioni aumentò, generando *surplus* alimentari immagazzinabili. Questo segnò una differenza fondamentale rispetto ai cacciatori-raccoglitori, il cui stile di vita nomade rendeva difficile la conservazione del cibo a lungo termine. Le comunità sedentarie, invece, introdussero granai per conservare le scorte alimentari e i semi, favorendo la crescita demografica e lo sviluppo di lavoratori specializzati e strumenti più avanzati. La transizione alla vita sedentaria portò alla domesticazione di animali. Tra i primi animali addomesticati vi furono il cane (circa 15.000 anni fa in Asia orientale), pecore, capre, bovini e suini.

Questi processi non seguirono un percorso lineare, ma furono il risultato di tentativi complessi e diversificati, adattati alle specifiche condizioni culturali e ambientali delle diverse regioni del mondo.

La cultura neolitica si diffuse dalle regioni del Levante all'Europa attraverso l'Anatolia, con una velocità media stimata tra 0,6 e 1,3 km/anno.

La diffusione del Neolitico in Europa è stata studiata quantitativamente per la prima volta negli anni Settanta – grazie ad analisi archeologiche e datazioni al radiocarbonio – quando si è reso disponibile un numero sufficiente di determinazioni di età ^{14}C per i siti del primo Neolitico (Ammerman & Cavalli-Sforza, 1973; Gangal et al., 2014).

Nonostante i progressi tecnologici, la rivoluzione neolitica non determinò un immediato aumento demografico. I suoi benefici furono bilanciati da effetti negativi come malattie e conflitti (Scott, 2017). Con l'avvento delle società agricole sedentarie, le malattie infettive aumentarono a causa della vicinanza tra uomini e animali domestici e delle scarse condizioni igieniche, favorendo la trasmissione di patologie come influenza, vaiolo e morbillo. Inoltre, gli standard nutrizionali delle popolazioni neolitiche risultarono inferiori rispetto a quelli dei

cacciatori-raccoglitori, suggerendo che l'agricoltura non rappresentò un progresso univoco o vantaggioso per la qualità della vita.

3.1.5 La decisione finale della Sottocommissione Internazionale per la Stratigrafia del Quaternario

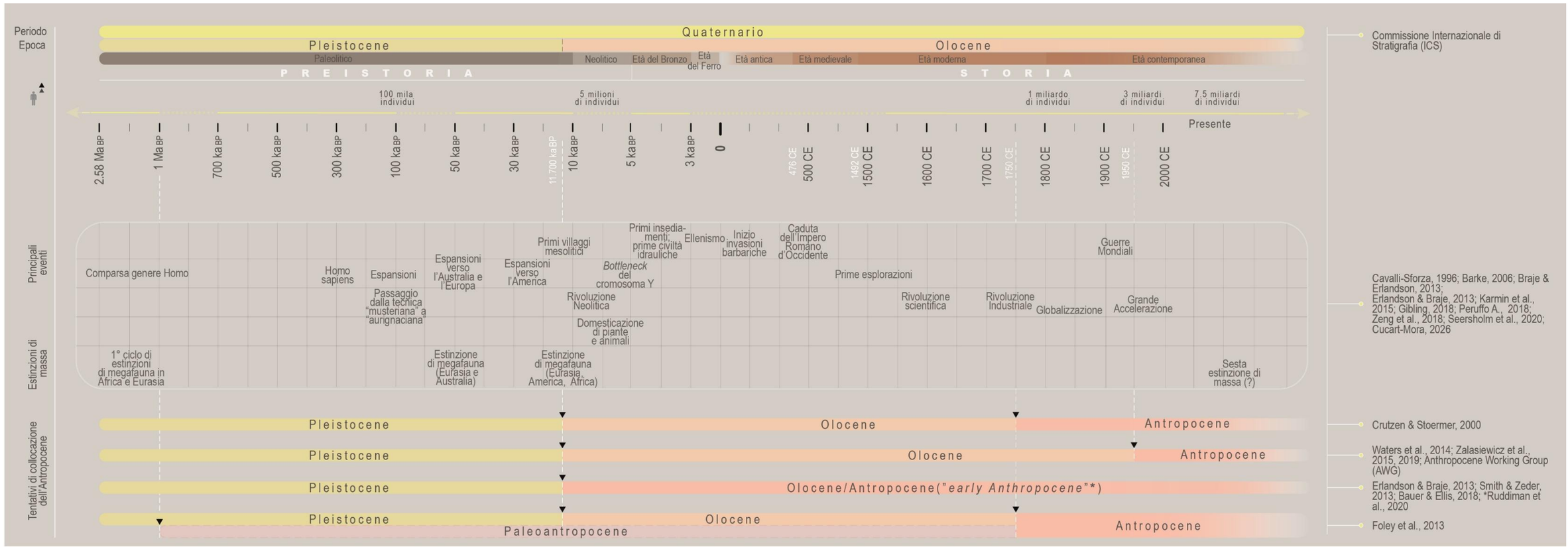
Dopo quindici anni di dibattiti e ricerche, un comitato scientifico ha deciso che l'Antropocene non sarà ufficialmente riconosciuto come nuova epoca nella scala geologica della Terra. Dodici membri della Sottocommissione Internazionale per la Stratigrafia del Quaternario (SQS) hanno votato contro l'introduzione dell'Antropocene come epoca geologica, mentre solo quattro hanno votato a favore. La decisione di respingere la proposta di designare ufficialmente l'Antropocene come epoca geologica è stata resa pubblica il 5 marzo 2024 attraverso *The New York Times*, dopo che la SQS aveva concluso il suo processo di voto, ma prima che i leader del comitato avessero finalizzato le discussioni e fatto un annuncio ufficiale. Questo risultato, che normalmente sarebbe considerato conclusivo, è stato tuttavia contestato dal presidente della SQS, il paleontologo Jan Zalasiewicz dell'Università di Leicester, e dal vicepresidente, lo stratigrafo Martin Head della Brock University. Philip Gibbard, geologo all'Università di Cambridge (Regno Unito) e membro della SQS, ha affermato che Jan Zalasiewicz e Martin Head si erano opposti all'avvio del processo di voto il 1° febbraio. Tuttavia, la maggior parte del comitato ha voluto proseguire con il voto, seguendo le regole della SQS, come dichiarato da Gibbard.

In un comunicato rilasciato il 6 marzo 2023, Zalasiewicz e Head hanno chiesto l'annullamento della votazione a causa di una presunta violazione degli statuti della Commissione Internazionale di Stratigrafia (ICS), inclusi quelli relativi all'ammissibilità al voto. Tuttavia, i sostenitori dell'idea potrebbero proporre un'iniziativa simile in futuro, cercando di esplorare la possibilità di inserire l'Antropocene nella cronologia geologica (Zalasiewicz & Waters, 2019).

Se approvata, la proposta avrebbe formalizzato la conclusione dell'attuale epoca dell'Olocene, in corso dal termine dell'ultima era glaciale circa 11.700 anni fa, designando l'inizio dell'Antropocene nell'anno 1952. La scelta del 1952 come presunta data di inizio dell'Antropocene trova supporto in alcune evidenze

rinvenute nei sedimenti del lago Crawford, vicino Toronto in Canada, dove sono stati rilevati isotopi di plutonio provenienti dai test della bomba a idrogeno, considerati da alcuni geologi un potenziale "*golden spike*" (chiodo d'oro), ovvero un sito di riferimento che cattura in modo inequivocabile l'impronta umana sul pianeta. Altri segni di tale impatto presenti nel record geologico includono microplastiche, residui di pesticidi e ceneri derivanti dalla combustione dei combustibili fossili (Waters et al., 2016; Zalasiewicz et al., 2019).

L'ampio e controverso dibattito costruito attorno al termine Antropocene è stato qui revisionato e ricostruito in maniera sintetica in una apposita *timeline* al fine di offrire una visione di insieme del problema (Tav. IV). La discussione sull'Antropocene solleva questioni fondamentali riguardanti la metodologia di definizione delle epoche geologiche, la selezione di indicatori geologici e la necessità di un'analisi globale che tenga conto delle differenze regionali. Il futuro della proposta rimane incerto, ma il dibattito continua a stimolare riflessioni cruciali sulla relazione dell'Uomo con il Pianeta.



Tav. IV - Panoramica del dibattito relativo all'Antropocene. Sintesi delle proposte di collocazione all'interno della scala geocronologica da parte della comunità scientifica.

TAV. IV

3.1.6 Proposta per la collocazione temporale dell'Antropocene

Tra i primi scienziati a intuire la centralità della componente biotica nei processi evolutivi del sistema Terra vi è il geochimico russo Vladimir Ivanovič Vernadskij (1863-1945), il quale contribuì in maniera decisiva all'elaborazione moderna del concetto di biosfera e introdusse quello, ancora oggi ricco di potenziale euristico, di noosfera, termine già coniato precedentemente dai pensatori francesi Eduard Le Roy e Pierre Teilhard de Chardin (Vernadskij, 1994, 1999; Young, 2017). Sebbene il termine "biosfera" fosse stato coniato dal geologo Eduard Suess a fine Ottocento, fu Vernadskij a conferirgli un significato pienamente sistemico e dinamico, riconoscendo la biosfera come una forza geologica attiva, capace di influenzare in modo irreversibile la geochimica del pianeta (Vernadskij, 1994).

Nel suo modello evolutivo della Terra, Vernadskij teorizzò una successione di tre grandi fasi di sviluppo: geosfera (dominio della materia inanimata), biosfera (dominio della vita biologica) e noosfera (dominio del pensiero e della coscienza umana). L'azione della vita ha trasformato in modo profondo la geosfera, ma, secondo Vernadskij, è l'emergere della coscienza razionale, e con essa della tecnica e della cultura, ad avviare un nuovo stadio evolutivo in cui l'intervento umano diventa forza planetaria (Vernadskij, 1994). La noosfera rappresenta quindi la sfera del pensiero che, analogamente alla vita, riorganizza il funzionamento globale della Terra.

Questa visione, che prefigurava l'attuale concettualizzazione dell'Antropocene come epoca geologica in cui l'umanità influenza profondamente i cicli naturali, si poneva in netta discontinuità con l'approccio darwiniano classico, centrato sull'evoluzione delle singole specie. Vernadskij privilegiava invece una visione olistica, in cui vita e coscienza erano principi attivi dell'evoluzione terrestre, presenti in potenza fin dalle fasi primordiali.

Le sue intuizioni – allora accolte con scetticismo in Occidente, fatta eccezione per isolate figure come Thomas Rether – si rivelarono pionieristiche anche sotto il profilo scientifico: Vernadskij fu tra i primi a sostenere che i gas atmosferici fondamentali come ossigeno, azoto e CO_2 fossero prodotti dell'attività biologica e pubblicò, già negli anni Venti, studi in cui attribuiva agli organismi viventi la capacità di modificare l'ambiente planetario in modo analogo alle forze fisiche.

Queste idee influenzarono profondamente teorie successive, come l'ipotesi Gaia di Lovelock e Margulis, e costituiscono un fondamento teorico delle moderne scienze della Terra e dell'ambiente.

Nel quadro di questo passaggio geologico inevitabile dalla biosfera alla noosfera, reso possibile dalla forza del pensiero scientifico sviluppatosi lungo la storia evolutiva dell'uomo e dalle sue applicazioni tecniche, Vernadskij intravedeva orizzonti d'azione senza precedenti per l'umanità, proiettati verso scenari quasi fantascientifici. Secondo lo scienziato russo, la specie umana sarà in grado – e sarà costretta, per necessità di sopravvivenza – a raggiungere uno stato evolutivo autotrofico, diventando capace di nutrirsi direttamente di energia solare e di aria, come fanno alcune piante e batteri, liberandosi dalla dipendenza dalla materia vivente.

In questa prospettiva, l'umanità diventa artefice consapevole del proprio destino, riorganizzando su scala globale il sistema Terra, trasformando sé stessa e superando i limiti planetari per realizzare le sue antiche aspirazioni cosmiche (Grinevald, 1993). È in questo contesto che Vernadskij (1994) afferma:

> *"La noosfera è un nuovo fenomeno geologico nel nostro pianeta. In essa l'uomo è divenuto per la prima volta la più importante forza geologica. Egli può e deve ricostruire con il proprio lavoro e il proprio pensiero l'ambiente in cui vive, ristrutturarlo e riedificarlo in modo radicalmente diverso rispetto a ciò che era prima. Di fronte a lui si aprono possibilità creative sempre più estese. E può darsi che la generazione di mio nipote riesca ad avvicinarsi alla piena fioritura di queste possibilità."*

Sebbene il dibattito sull'inizio formale dell'Antropocene sia ancora aperto – con posizioni che vanno dalla Rivoluzione Industriale alla "*Great Acceleration*" del secondo dopoguerra – è possibile proporre una riflessione concettuale alternativa a partire dal pensiero sistemico di Vladimir Vernadskij. La sua teoria evolutiva, articolata in tre fasi, suggerisce che l'umanità diventa una forza geologica non solo quando modifica fisicamente la superficie terrestre, ma soprattutto quando sviluppa capacità cognitive, tecniche e simboliche, tali da trasformare in modo intenzionale e irreversibile il sistema Terra.

Da questa prospettiva, l'Antropocene potrebbe non coincidere unicamente con un picco di attività antropica tracciabile nei sedimenti, ma con il momento storico in cui l'azione umana diventa consapevole e sistematica, dotata di capacità trasformativa su scala planetaria. In quest'ottica, l'Antropocene potrebbe essere

definito come un processo plurifasico scandito da transizioni socio-tecnologiche. Due periodi risultano quindi particolarmente significativi:

- la rivoluzione neolitica, che ha segnato la nascita dell'agricoltura, la sedentarizzazione e la gestione intenzionale degli ecosistemi (p. es., domesticazione di specie, disboscamento sistematico);
- l'età moderna e la rivoluzione scientifica (XVII secolo), che ha dato origine alla conoscenza razionale, allo sfruttamento su larga scala delle risorse e alle prime trasformazioni industriali strutturate.

Entrambi i momenti, pur lontani nel tempo, possono essere interpretati come anticipazioni dell'ingresso nella noosfera e dunque come fasi iniziali dell'Antropocene vera e propria. In particolare, la rivoluzione neolitica, con la sua capacità di incidere in maniera duratura sulla composizione del suolo, sull'uso dell'acqua e sul paesaggio, è oggi sempre più riconosciuta anche dalla paleoecologia come momento cruciale di cambiamento geo-bio-antropico, e potrebbe coincidere con una fase *infra-antropocenica* ("infra-Antropocene").

Alla luce delle molteplici criticità sollevate nei confronti della definizione di una data unica e puntuale per l'inizio dell'Antropocene, risulta utile adottare un approccio graduale e cumulativo, che tenga conto della complessità storica, culturale e stratigrafica dei processi che hanno trasformato il sistema Terra. In questa prospettiva, potrebbe essere avanzata una segmentazione cronologica dell'Antropocene in quattro fasi principali, ciascuna caratterizzata da una diversa intensità e qualità dell'impatto antropico (cfr. par. 7.1). Questa impostazione integra i *marker* geologici con i processi storici e cognitivi, rafforzando una visione dell'Antropocene non solo come periodo stratigrafico, ma come nuovo stadio dell'evoluzione terrestre guidato dalla coscienza e dalla tecnica umana, in piena coerenza con il paradigma vernadskiano della noosfera. Tale modellizzazione consente, in primo luogo, di superare la rigidità di una soglia unica e recentemente collocata, proponendo invece una narrazione stratificata del progressivo impatto umano sul sistema Terra (Zalasiewicz et al., 2019). In secondo luogo, permette di allineare in modo più coerente le tappe culturali e tecnologiche dell'umanità con le evidenze sedimentologiche, offrendo un quadro metodologico testabile e suscettibile di raffinamento. Infine, colloca il dibattito sul "momento di inizio" dell'Antropocene all'interno di una visione di lungo periodo.

Appare chiaro che una simile proposta interpretativa non implica la sostituzione dell'Olocene come unità cronostratigrafica formalmente riconosciuta. L'Antropocene, inteso in questa accezione, non si configura come un'epoca geologica alternativa o concorrente, bensì come una cornice concettuale diacronica che si sovrappone alla cronologia stratigrafica tradizionale. Esso consente di leggere in modo trasversale e processuale l'emergere progressivo dell'azione umana come forza geologica, senza negare la validità né la continuità dell'Olocene come epoca del Quaternario.

3.2 Impatti del *climate change*

3.2.1 Atmosfera, biosfera, idrosfera

Le forze umane responsabili dell'influenza esercitata sui sistemi naturali sono il risultato del prodotto dello sviluppo tecnologico accelerato, della rapida crescita della popolazione umana e dell'aumento del consumo di risorse. La combinazione di questi fattori ha portato a un aumento dell'uso di metalli e minerali, combustibili fossili e fertilizzanti agricoli e a una maggiore trasformazione degli ecosistemi terrestri e marini per uso umano. Il conseguente effetto è stato la perdita di biomi naturali a favore dell'agricoltura, delle città, delle infrastrutture, e la riduzione di animali e piante selvatiche a favore di specie addomesticate per soddisfare la crescente domanda di cibo (Waters et al., 2016).

L'antropizzazione ha provocato nel tempo un aumento delle concentrazioni di gas a effetto serra e di aerosol che perturbano le quantità di energia della Terra e causano un *forcing* radiativo del sistema climatico. Complessivamente, i gas serra e gli aerosol possono essere considerati agenti di forzatura radiativa, che portano a un aumento (forzatura positiva) o a una diminuzione (forzatura negativa) della temperatura media globale, con cambiamenti relativi alle precipitazioni e al livello del mare. Le concentrazioni dei principali gas serra, anidride carbonica, metano e protossido di azoto, sono aumentate a causa delle attività umane e i dati delle carote di ghiaccio mostrano come queste abbiano raggiunto concentrazioni mai registrate sulla Terra da almeno diversi millenni (Bergquist et al., 2019; Mume et al., 2024). Gli aumenti naturali delle

concentrazioni di anidride carbonica hanno periodicamente riscaldato la temperatura della Terra durante i cicli delle ere glaciali negli ultimi milioni di anni o più. In base alle bolle d'aria intrappolate nei carotaggi di ghiaccio spessi oltre un miglio e ad altre prove paleoclimatiche, sappiamo che durante i cicli delle ere glaciali dell'ultimo milione di anni circa, la concentrazione atmosferica di anidride carbonica non superò mai i 300 ppm. Prima dell'inizio della Rivoluzione Industriale, a metà del 1700, l'anidride carbonica atmosferica era pari o inferiore a 280 ppm (Fig. 9). Le concentrazioni atmosferiche di CO_2 e CH_4 si discostano dagli schemi dell'Olocene e persino del Quaternario a partire dal ~1850, e in modo più marcato dal ~1950, con un associato forte calo del ^{13}C che viene catturato dagli alberi e dai fossili calcarei. Un incremento medio della temperatura globale di 0,6-0,9 °C dal 1900 a oggi, verificatosi prevalentemente negli ultimi 50 anni, sta ora superando la variazione olocenica degli ultimi 14000 anni, accompagnata da un modesto arricchimento di ^{18}O nei ghiacci della Groenlandia a partire dal 1900 (Waters et al., 2016). Quando iniziarono le osservazioni continue presso il Mauna Loa Volcanic Observatory nel 1958, la concentrazione globale di anidride carbonica atmosferica era già pari a 315 ppm, fino a raggiungere una media globale pari a 422,88 ppm nel 2024, segnando il più alto record.

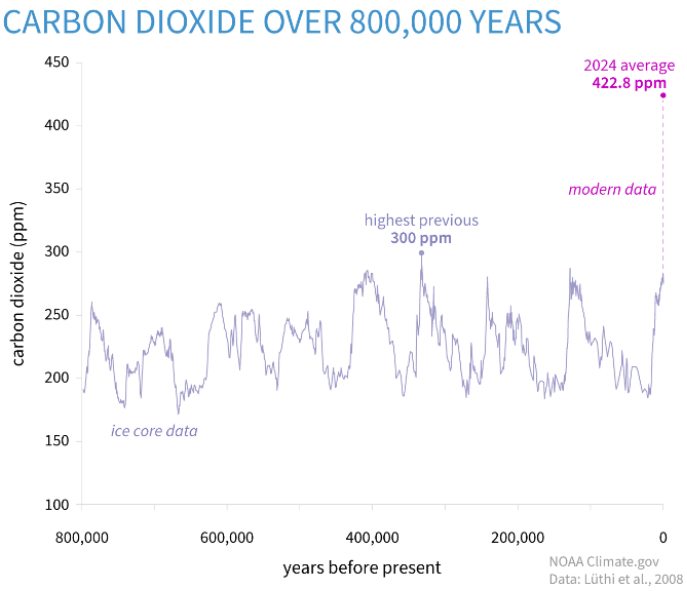


Figura 9 – Anidride carbonica (CO_2) atmosferica (ppm) durante gli ultimi 800.000 anni, basata sui dati dei carotaggi di ghiaccio, confrontata con le concentrazioni del 2024 (NOAA Climate.gov - Lüthi, et al., 2008).

Oggi i livelli di anidride carbonica sono più alti che in qualsiasi altro momento della storia umana. Infatti, l'ultima volta che la quantità di anidride carbonica atmosferica fu così elevata risale a circa 3 milioni di anni fa, durante il Periodo Caldo del Pliocene Medio, quando la temperatura superficiale globale era di 4,5-7,2 gradi Fahrenheit (2,5-4 gradi Celsius) più calda rispetto all'era preindustriale.

Nel 1895, Svante Arrhenius, basandosi sul lavoro di John Tyndall, dimostrò che il diossido di carbonio e il vapore acqueo presenti nell'atmosfera terrestre intrappolano energia termica, generando un effetto serra che riscalda la superficie del pianeta, rendendo possibile la presenza di acqua allo stato liquido, una condizione essenziale per la vita. Arrhenius ipotizzò inoltre che le fluttuazioni di queste sostanze potessero spiegare fenomeni come le ere glaciali e i cambiamenti climatici a lungo termine.

Più di mezzo secolo dopo, i dati confermarono che le emissioni di CO_2 derivanti dalla combustione di combustibili fossili stavano provocando un aumento delle temperature globali (Ellis, 2018). Nel 1958, nell'ambito del programma internazionale *International Geophysical Year*, Charles David Keeling misurò per la prima volta il livello di CO_2 nell'atmosfera a Mauna Loa, alle Hawaii. Utilizzando un analizzatore di gas a infrarossi, rilevò le variazioni stagionali di CO_2, ma soprattutto identificò un trend crescente legato all'uso massiccio di combustibili fossili. Il programma di monitoraggio avviato da Keeling – da cui il nome del grafico che mostra l'accumulazione di anidride carbonica nell'atmosfera terrestre (*Keeling Curve*) – fu supervisionato sotto la sua direzione fino alla sua morte nel 2005. I suoi dati, pubblicati nel 1960, furono tra i primi a dimostrare la significativa relazione tra attività umane e riscaldamento globale (Harris, 2010; Gorman, 2014).

Negli anni '70, il chimico atmosferico Paul J. Crutzen scoprì che l'ossido di diazoto (N_2O), prodotto da batteri nel suolo e potenziato dall'uso intensivo di fertilizzanti, poteva raggiungere la stratosfera dove, trasformandosi in ossido nitrico (NO), avrebbe danneggiato lo strato di ozono e aumentato l'esposizione ai raggi ultravioletti. Poco dopo, nel 1974, Frank Sherwood Rowland e Mario Molina teorizzarono che altri gas artificiali, come i clorofluorocarburi (CFC), utilizzati in aerosol, condizionatori e congelatori, raggiungendo la stratosfera, avrebbero allo stesso modo contribuito alla distruzione dell'ozono.

All'inizio degli anni '80, osservazioni da terra e satellitari evidenziarono un assottigliamento significativo dello strato di ozono sopra l'Antartide, noto come

buco dell'ozono (Carlowicz, 2009). Tale scoperta generò allarme, portando alla stesura del Protocollo di Montreal nel 1987, che vietò la produzione di sostanze chimiche dannose per l'ozono, rappresentando un esempio pionieristico di cooperazione internazionale per affrontare una crisi ambientale.

La perdita di biodiversità, dunque la scomparsa presumibilmente contemporanea di vari gruppi di organismi, è stata allo stesso modo al centro di molti studi relativi al cambiamento climatico e alle ripercussioni dell'attività umana nel corso del tempo. Negli ultimi dieci anni, si è molto discusso della periodicità e delle possibili cause delle *estinzioni di massa* alla scala dei tempi geologici, alcune delle quali segnano, ad esempio, la fine dell'Era paleozoica e di quella mesozoica (AA.VV., 1992). La storia della Terra è stata scandita da almeno cinque eventi di estinzione di massa, noti come i "*Big Five*", utilizzati dai geologi come marcatori di transizioni epocali (Braje & Erlandson, 2013).

Prima dell'avvento dell'agricoltura, le attività di caccia e raccolta già influenzavano la biosfera, causando declini delle popolazioni ed estinzioni delle specie. L'avvento dell'agricoltura ha in seguito contribuito alla riduzione e alla successiva perdita degli habitat naturali (Ellis, 2018). L'uso intensivo di fertilizzanti azotati e fosforici se da un lato ha migliorato la produttività agricola, dall'altro ha causato effetti negativi come la contaminazione delle falde acquifere, l'eutrofizzazione degli ecosistemi e l'aumento di gas serra come il protossido di azoto (Zhang et al., 2015; Ellis, 2018).

Sebbene la Terra conservi ancora la maggior parte delle specie presenti all'inizio dell'Olocene, anche le stime conservative dei tassi di estinzione dal 1500 CE sono di gran lunga superiori ai tassi medi di base per milione di anni, con un notevole aumento a partire dal XIX secolo (Ceballos et al., 2015). Alcuni dei recenti eventi di estinzione, attribuiti alle attività umane, si distinguono per la rapidità e il tasso di scomparsa delle specie. Le attuali tendenze relative alla perdita di habitat e al sovrasfruttamento, se mantenute, lasciano presumere una estinzione significativa entro i prossimi 300-500 anni, e porterebbero in questo modo la Terra al sesto evento di estinzione di massa (con circa il 75% delle specie estinte) nei prossimi secoli (Barnosky et al., 2011; Braje & Erlandson, 2013), un processo che probabilmente è già in corso (Waters et al., 2014, 2016; Ceballos et al., 2015).

Concentrazioni globali di inquinamento atmosferico

L'inquinamento atmosferico rappresenta un fattore di pressione fondamentale sull'ambiente terrestre, con ricadute dirette su atmosfera, biosfera e idrosfera. Un caso emblematico è quello del Bangladesh, dove – secondo il rapporto *State of Global Air 2024* elaborato da *Health Effects Institute* (HEI) in collaborazione con UNICEF – nel 2021 l'inquinamento dell'aria ha causato oltre 235.000 decessi, di cui più di 19.000 bambini sotto i 5 anni colpiti da patologie respiratorie aggravate da condizioni atmosferiche degradate. In tutta l'Africa e l'Asia meridionale, oltre il 40% delle morti infantili legate alle infezioni delle vie respiratorie basse è attribuibile alla cattiva qualità dell'aria. A livello globale, sono stati stimati oltre 700.000 decessi infantili (under-5) legati all'inquinamento, che si posiziona al secondo posto come fattore di rischio, subito dopo la malnutrizione.

Storicamente, l'urbanizzazione e l'inquinamento atmosferico hanno seguito un percorso parallelo. Fin dall'antichità classica, erano già riconosciuti effetti nocivi dell'aria inquinata, come testimoniano testi fin dal 400 a.C. (Fowler et al., 2020). Tuttavia, è dalla rivoluzione industriale che l'uso intensivo del carbone e l'espansione delle fabbriche provocarono un aumento massiccio delle emissioni in contesti urbani (www.*earth.org*). In Inghilterra e Galles, la popolazione urbana aumentò dal 17% nel 1801 al 54% nel 1891, segnando una svolta demografica e ambientale decisiva. Gli effetti più drammatici di questa transizione si manifestarono nel Grande Smog di Londra (1952) – oggi ricordato come uno dei peggiori casi di inquinamento atmosferico al mondo – durante il quale una combinazione di inquinamento da carbone e condizioni meteorologiche avverse (fase anticiclonica) causò fino a 12.000 morti e decine di migliaia di malati (Laskin, 2006; Polivka, 2018). In risposta, il Regno Unito approvò il *Clean Air Act* del 1956, ponendo le basi per politiche ambientali strutturate (The Health *Fundation*, https://navigator.health.org.uk/theme/clean-air-act-1956). Negli Stati Uniti, eventi gravi come quello di Donora (1948) spinsero alla prima legge federale per il controllo dell'inquinamento atmosferico nel 1955.

Oggi le peggiori concentrazioni di inquinamento atmosferico si registrano in Asia meridionale e centrale, nelle città di Delhi, Lahore, Dhaka e Ulaanbaatar. Tuttavia, anche altre regioni del mondo come l'Africa e il Sud America hanno aree con livelli elevati di inquinamento, spesso legati a incendi boschivi o all'uso di combustibili inquinanti. Secondo l'Organizzazione Mondiale della Sanità

(OMS), il 99% della popolazione mondiale vive in aree che non rispettano le linee guida internazionali sulla qualità dell'aria, dove l'inquinamento atmosferico costituisce oggi la principale minaccia ambientale per la salute umana. Nel 2021 sono stati attribuiti all'inquinamento atmosferico circa 8,1 milioni di decessi, di cui il 58% causati dall'esposizione al particolato fine PM2.5, uno degli inquinanti più pericolosi per la salute respiratoria e cardiovascolare. Il rapporto 2024 si basa su dati raccolti da oltre 40.000 stazioni e sensori distribuiti in 138 paesi, coprendo 8.954 città, con un aumento significativo rispetto al 2023 (7812 città in 134 paesi). La copertura è stata ampliata soprattutto in Africa, includendo paesi altamente esposti come Ciad (il più inquinato del 2024), Gibuti e Mozambico. Tuttavia, mancano dati aggiornati da aree critiche come Iran, Afghanistan e Burkina Faso.

Un dato incoraggiante è che nel 2024 il 17% delle città monitorate ha registrato livelli di PM2.5 inferiori alla soglia annuale OMS di 5 µg/m³, contro il 9% del 2023. Solo 12 paesi o territori – soprattutto in America Latina, Caraibi e Oceania – rispettano stabilmente le raccomandazioni OMS.

3.2.2 Scenari climatici globali

Nei paragrafi precedenti si può evincere come da millenni l'Uomo interagisca con l'ambiente circostante. Le attività umane, divenute gradualmente più pervasive a partire dall'avvento dell'agricoltura e con l'inizio di uno stile di vita sedentario, sembrerebbero costituire il motore principale dell'accelerazione del cambiamento climatico in atto.

Negli ultimi cento anni, la temperatura media globale è aumentata di circa 1°C rispetto ai livelli preindustriali (Fig. 10).

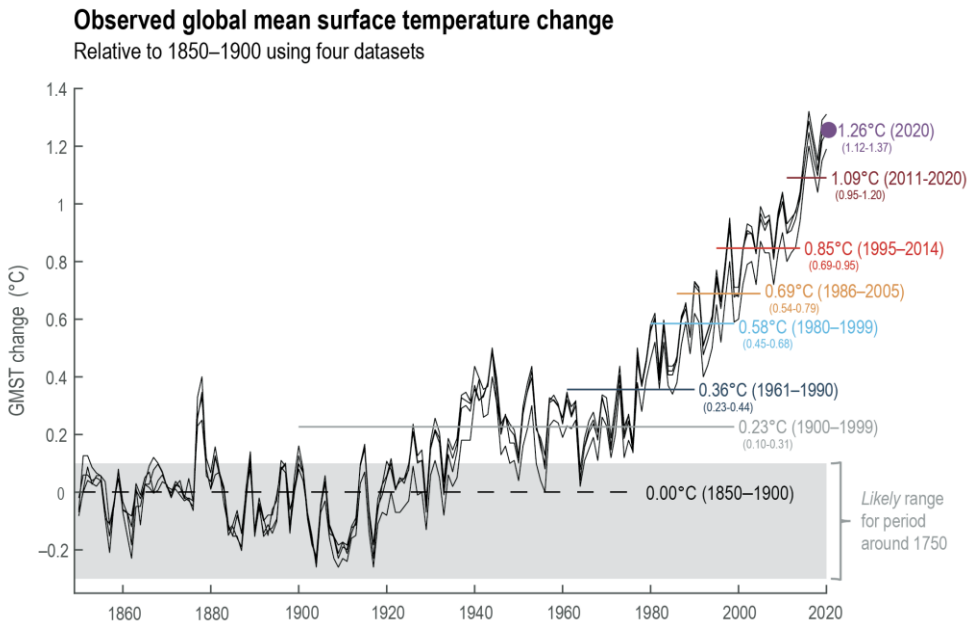


Figura 10 – Temperature medie globali dal 1850 (IPCC Working Group I (WGI): Sixth Assessment Report, 2021).

Le proiezioni climatiche indicano che, senza un'azione incisiva volta a ridurre le emissioni di gas serra, il riscaldamento globale potrebbe raggiungere i +1,5°C tra il 2030 e il 2050. Questo scenario porterebbe a un'intensificazione di eventi meteorologici estremi, con gravi ripercussioni sull'ambiente, sulle aree urbane, sulla salute umana e sulle economie globali.

I rapporti scientifici pubblicati periodicamente dal Comitato Intergovernativo delle Nazioni Unite sui Cambiamenti Climatici (IPCC) documentano l'andamento del cambiamento climatico e ne analizzano le cause e le conseguenze. Questi rapporti evidenziano come, dal 1950, molte aree terrestri abbiano registrato un aumento della frequenza e dell'intensità degli estremi di caldo, comprese le ondate di calore. Al contrario, gli estremi di freddo sono diventati progressivamente meno frequenti e meno severi. Alla scala globale, l'intensità e la frequenza degli eventi estremi di precipitazione sono aumentati (Fischer & Knutti 2016), comportando negli ultimi anni vistose conseguenze in diversi contesti di tessuto urbano.

È opinione generale che gran parte dell'impatto degli eventi climatici estremi sulla natura e sulla società sia dovuto alla loro variazione di intensità e frequenza. Le fluttuazioni climatiche nel mondo durante il XX secolo sono state oggetto di molti studi su macroscala. Alcuni Autori (Neukom et al., 2019)

dimostrano come il XX secolo rappresenti un caso senza precedenti: oltre il 98% della superficie terrestre mostra il massimo termico nello stesso periodo, indicando una coerenza spaziale globale unica, attribuibile al riscaldamento antropogenico.

Diverse ricerche sull'andamento degli eventi estremi di precipitazione sono state condotte in diverse parti del globo (Alexander et al., 2006; Piccarreta et al., 2013).

Secondo il rapporto dell'*International Panel on Climate Change* tra i 3.3 e i 3.6 miliardi di persone vivono in aree estremamente suscettibili agli effetti del cambiamento climatico (IPCC, 2022). Il numero di vittime causate da inondazioni e siccità nelle aree ad alta vulnerabilità è aumentato di 15 volte tra il 2010 e il 2020 rispetto agli altri Paesi del mondo. La percentuale di popolazione esposta a quello che l'IPCC definisce "*deadly heat stress*" potrebbe passare dall'attuale 30% a quasi l'80% entro la fine del secolo. Il rapporto sottolinea anche come gli eventi climatici estremi stiano diventando un importante fattore di sfollamento.

Il rapporto *State of the Global Climate 2023* (WMO, 2024) mostra che ancora una volta sono stati superati, e in alcuni casi infranti, i record relativi ai livelli di gas serra, alle temperature superficiali, al calore e all'acidificazione degli oceani, all'innalzamento del livello del mare, alla copertura del ghiaccio marino antartico e al ritiro dei ghiacciai.

Ondate di calore, inondazioni, siccità, incendi e cicloni tropicali in rapida intensificazione hanno causato miseria e caos, sconvolgendo la vita quotidiana di milioni di persone e causando perdite economiche per molti miliardi di dollari.

Il rapporto del *World Meteorological Organization* (WMO, 2024) ha confermato che il 2023 è stato il più recente più caldo mai registrato, con una temperatura media globale prossima alla superficie di 1,45 °C ± 0,12 °C al di sopra del valore di riferimento preindustriale (Esper et al., 2024). È stato tra i più caldi mai registrati negli ultimi duemila anni. Per valutare l'eccezionalità termica dell'estate 2023 nelle terre extra-tropicali dell'emisfero nord (30-90° N, JJA), lo studio condotto da Esper et al. (2024) combina osservazioni strumentali e una ricostruzione multiproxy "*community ensemble*" (Fig. 11). Il confronto rivela un *bias* caldo medio di ~0,24 °C nelle prime misure (1850-1900); per questo le anomalie sono riferite alla media della ricostruzione 1850-1900. Con tale allineamento, il 2023 risulta +2,20 °C sopra la media pre-strumentale (1-1890), valore leggermente superiore al +2,07 °C ottenuto con sole osservazioni

aggiustate. Lo scarto dipende dall'inclusione, nella base pre-1850, di fasi fredde prolungate (es., la Piccola Era Glaciale tardoantica della metà del VI secolo e il culmine della Piccola Età Glaciale del XIX secolo), spesso successive a grandi eruzioni vulcaniche solforose che hanno innescato un rapido raffreddamento della superficie. L'integrazione tra osservazioni e ricostruzioni fornisce così una stima più coerente e storicamente ancorata dell'anomalia del 2023.

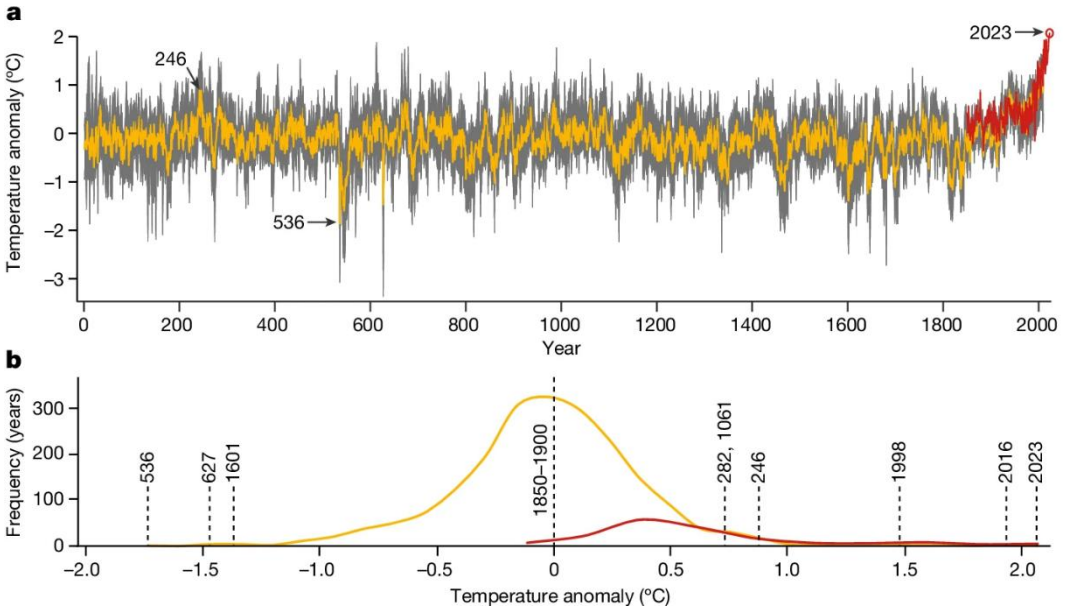


Figura 11 – a) Temperature estive (JJA, giugno-agosto) misurate sulla terraferma (rosso) insieme alla media delle ricostruzioni storiche (giallo) e all'intervallo di incertezza al 95% (grigio). Le ricostruzioni sono state allineate alle osservazioni nel periodo 1901-2010 e mostrate come differenze rispetto alla media 1850-1900; b) Distribuzioni di frequenza delle anomalie di temperatura osservate e ricostruite (0 °C = media 1850-1900), con le estati eccezionalmente fredde e calde evidenziate (da Esper et al., 2024).

Secondo *l'European State of the Climate 2023* (Copernicus Climate Change Service (C3S), 2024) a partire dagli anni '80 l'Europa si è riscaldata a una velocità di due volte superiore alla media globale. I ghiacciai si stanno sciogliendo e l'intensità delle precipitazioni sta causando eventi catastrofici, come le diffuse inondazioni verificatesi in Italia, Grecia, Slovenia, Norvegia e Svezia nel 2023. Al contempo, l'Europa meridionale sta assistendo a una diffusa siccità. Con un aumento di 1,02-1,12°C rispetto alla media e di 2,48-2,58°C rispetto al periodo preindustriale, il 2023 è stato classificato come il secondo anno più caldo mai registrato in Europa, più freddo di 0,13-0,17°C rispetto al 2020 (Fig. 12).

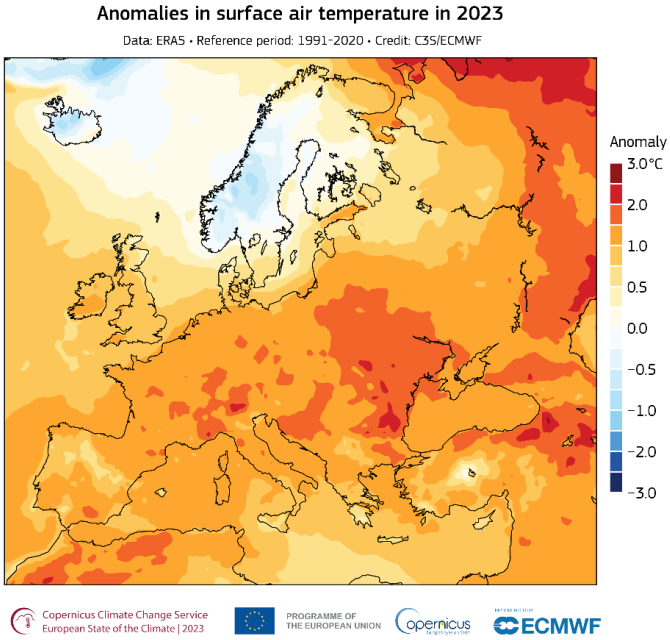


Figura 12 – Anomalia media della temperatura dell'aria (°C) per il 2023, rispetto al periodo di riferimento 1991-2020. Fonte dei dati: ERA5.

Quasi tutta l'Europa ha registrato temperature superiori alla media per l'intero anno, ad eccezione di Scandinavia, Islanda e Groenlandia sud-orientale. L'autunno è stato il secondo più caldo mai registrato nella regione; settembre è stato eccezionalmente caldo in gran parte dell'Europa continentale, mentre nel mese di novembre sono state osservate temperature fino a 6°C sopra la media nelle zone orientali della regione e nell'Artico europeo.

L'estate 2023 non è stata la più calda mai registrata, ma ha visto condizioni talvolta estreme. Durante la cosiddetta "estate prolungata" (da giugno a settembre) sono stati osservati incendi, ondate di calore, siccità e inondazioni. Nell'Europa nord-occidentale si è registrato il giugno più caldo mai rilevato, mentre nelle aree mediterranee si sono registrate precipitazioni ben superiori alla media del mese. A luglio, questo schema si è quasi invertito.

Nel 2023 circa 1.6 milioni di persone sono state vittime di inondazioni in Europa.

Nel mese di maggio, 23 fiumi in Italia hanno rotto gli argini e le inondazioni hanno interessato un'area di circa 540 km^2, provocando 15 vittime e circa 36.000 sfollati. In agosto, le inondazioni hanno interessato due terzi della Slovenia, coinvolgendo circa 1.5 milioni di persone, di cui 8000 evacuate e sei vittime. Ulteriori inondazioni hanno interessato nello stesso periodo anche la Norvegia e

la Svezia. Nel mese di settembre, invece, precipitazioni estreme e inondazioni sono state registrate in Grecia, Bulgaria, Turchia e successivamente in Libia. In alcuni luoghi, in un solo giorno è stato registrato l'equivalente di un anno di pioggia.

Il *Copernicus Climate Change Service* (C3S, 2025) ha recentemente confermato che maggio 2025 è stato il secondo più caldo mai registrato a livello globale, con una temperatura media solo di 0,12°C inferiore rispetto al record stabilito a maggio 2024. Secondo i dati di rianalisi ERA5, la temperatura media globale dell'aria in superficie per maggio 2025 è stata di 15,79°C, ossia +0,53°C rispetto alla media 1991-2020. Rispetto ai livelli preindustriali (1850-1900), questo dato rappresenta un'anomalia di +1,40°C: è solo il secondo mese, negli ultimi 23 mesi, in cui non è stata superata la soglia critica di +1,5°C prevista dall'Accordo di Parigi.

Il bollettino mensile evidenzia anche contrasti significativi nelle condizioni climatiche stagionali: durante la primavera boreale (marzo–maggio), si sono osservate condizioni più secche della media su gran parte dell'Europa settentrionale e occidentale, mentre l'Europa meridionale e il nord-ovest della Russia hanno registrato precipitazioni superiori alla norma.

Parallelamente, il rapporto più recente della *World Meteorological Organization* (WMO, 2025) offre proiezioni ancora più preoccupanti per il prossimo futuro:

- È previsto che la temperatura media globale annuale per ciascun anno tra 2025 e 2029 si collochi tra +1,2°C e +1,9°C rispetto alla media del periodo 1850-1900.
- Vi è un 80% di probabilità che almeno un anno tra il 2025 e il 2029 diventi l'anno più caldo mai registrato, superando l'attuale record del 2024.
- Esiste un 86% di probabilità che almeno un anno superi di oltre +1,5°C la media preindustriale.
- Inoltre, la probabilità che la media del quinquennio 2025-2029 risulti superiore a +1,5°C è salita al 70%, rispetto al 47% stimato nel report dello scorso anno per il periodo 2024-2028, e al 32% nel report 2023 per il periodo 2023–2027.

Il rapporto annuale *State of the Global Climate* 2024 della WMO, pubblicato a marzo, ha inoltre confermato che il 2024 è stato con ogni probabilità il primo anno solare intero a superare la soglia di +1,5°C rispetto alla media 1850-1900, registrando una temperatura media globale prossima alla superficie di +1,55 ± 0,13°C sopra i livelli preindustriali: il valore più alto nei 175 anni di osservazioni strumentali.

Come sottolinea la WMO, ogni frazione di grado in più contribuisce ad aumentare la frequenza e l'intensità di ondate di calore, piogge estreme, siccità, fusione delle calotte glaciali e dei ghiacciai, riscaldamento oceanico e innalzamento del livello del mare, aggravando così le conseguenze del cambiamento climatico globale.

Il Mediterraneo

La regione mediterranea include territori appartenenti a Europa, Africa e Asia. In generale, è interessata da un clima mediterraneo, caratterizzato da inverni miti e umidi e da estati calde e secche. Tuttavia, questa descrizione generale del clima cela differenze significative, ben spiegate dall'eterogeneità stessa della regione. La posizione geografica, l'orografia, l'umidità e il calore forniti dal Mar Mediterraneo sono tutti fattori determinanti che influenzano i gradienti climatici locali.

Il Mediterraneo rappresenta una delle aree del mondo più esposta agli effetti del *Global Change* (Nadal-Romero et al., 2021). Negli ultimi anni si è osservato un aumento degli eventi estremi legati ai cambiamenti climatici, i cui effetti sono direttamente proporzionali alla vulnerabilità del territorio. Diversi studi a macro e mesoscala (Brunetti et al., 2001, 2002, 2004a, 2004b; Alpert et al., 2002; Peñarrocha et al., 2002; Piccarreta et al., 2013; González-Hidalgo et al., 2020; Vicente-Serrano et al., 2020) hanno documentato una tendenza all'aumento della frequenza delle ondate di siccità e dell'intensità degli eventi estremi nel Mediterraneo, dove il *climate change*, le variazioni nell'uso del suolo e la pressione antropica hanno causato fenomeni di degradazione e desertificazione del territorio piuttosto significativi in molte aree. I cambiamenti climatici registrati nelle aree del Mediterraneo negli ultimi 200 anni sembrerebbero coincidere con il declino della Piccola Età Glaciale e il successivo periodo di riscaldamento. Alcuni

Autori (Lionello & Scarascia, 2018) prevedono che gli effetti del *Global Change* saranno particolarmente intensi in quest'area, con impatti locali misurabili e potenziali ripercussioni su scala regionale (Lionello & Scarascia, 2018).

Secondo i dati dell'IPCC (Ali et al., 2022) il Mediterraneo rappresenta uno degli hot-spot più vulnerabili al cambiamento climatico a livello globale, per la sua posizione di transizione tra i regimi atmosferici delle medie latitudini e quelli subtropicali, combinata con elevati gradienti topografici (Cramer et al., 2018). L'analisi dei cambiamenti climatici osservati è spesso limitata dalla disomogeneità dei dati disponibili tra i Paesi settentrionali e meridionali della regione, dove le serie storiche non consentono di ricostruire con precisione l'evoluzione climatica passata su lunghe scale temporali (Cramer et al., 2018).

Dagli anni '80, il riscaldamento atmosferico nel Mediterraneo ha superato i tassi medi globali (Seneviratne et al., 2021; Lionello & Scarascia, 2018; Fig. 13), con proiezioni che indicano aumenti futuri del riscaldamento annuale del 20% e, in particolare, del riscaldamento estivo del 50% rispetto alla media globale. Le ondate di calore sono già aumentate in intensità, numero e durata, in particolare durante l'estate, e si prevede che questi trend continuino con elevata probabilità (Seneviratne et al., 2021; Hoegh-Guldberg et al., 2018).

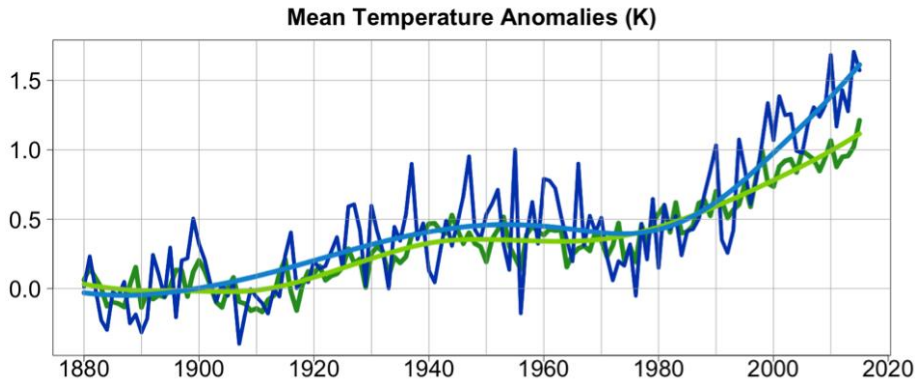


Figura 13 – Riscaldamento dell'atmosfera (anomalie della temperatura media annuale rispetto al periodo 1880-1899) nel bacino del Mediterraneo (linee blu) e per il globo (linea verde). Dati da MedECC (Mediterranean Experts on Climate and environmental Change, https://www.medecc.org/climate-and-environmental-change-in-the-mediterranean-main-facts/).

Per quanto riguarda le precipitazioni, le tendenze osservate sono meno significative. Tuttavia, per un riscaldamento globale superiore ai 2°C, si prevede una diminuzione delle precipitazioni di circa il 4% per ogni grado di riscaldamento globale, specialmente nelle regioni centrali e meridionali del Mediterraneo

(Lionello & Scarascia, 2018; Tramblay e Somot, 2018). Allo stesso tempo, gli eventi estremi di precipitazione stanno aumentando in alcune aree settentrionali e potrebbero intensificarsi, con un maggiore rischio di flash flood, mentre nelle aree meridionali si prevede un trend più stabile (Llasat et al., 2016; Gutiérrez et al., 2021).

Il fenomeno del *drying* mediterraneo, ovvero la crescente aridità della regione, è spiegato dall'aumento dei tassi di evaporazione e dalla diminuzione delle precipitazioni negli ultimi decenni (Spinoni et al., 2017; Seneviratne et al., 2021). Le ondate di siccità stanno diventando più frequenti, intense e prolungate, e questo trend sarà ulteriormente amplificato da scenari di emissioni moderate o elevate (Spinoni et al., 2018b; Lionello & Scarascia, 2020). Le aree meridionali e orientali del Mediterraneo sono particolarmente vulnerabili, con alcuni Paesi, come Tunisia, Algeria e Libia, che già superano la soglia di scarsità idrica definita dalla FAO (MedECC, 2020).

Oltre all'aridità, il Mediterraneo affronta anche altri tipi di rischi legati a:

- ondate di calore prolungate che minacciano la salute umana, l'agricoltura e l'approvvigionamento idrico;
- inondazioni costiere, aggravate dall'innalzamento del livello del mare;
- pressioni sui sistemi economici e sociali, inclusi agricoltura, turismo e benessere umano (Kallis, 2008; Kutiel, 2019).

Le proiezioni attuali mostrano che qualsiasi *pathway* climatico seguirà un'esacerbazione dei rischi climatici nella regione mediterranea, con impatti su ecosistemi, settori economici e salute pubblica. Tali rischi, pur essendo comuni a tutta la regione, si manifestano in modo più acuto in alcune sotto-regioni, amplificando le pressioni già esistenti su ecosistemi fragili e risorse limitate (Fig. 14; Cramer et al., 2018; MedECC, 2020).

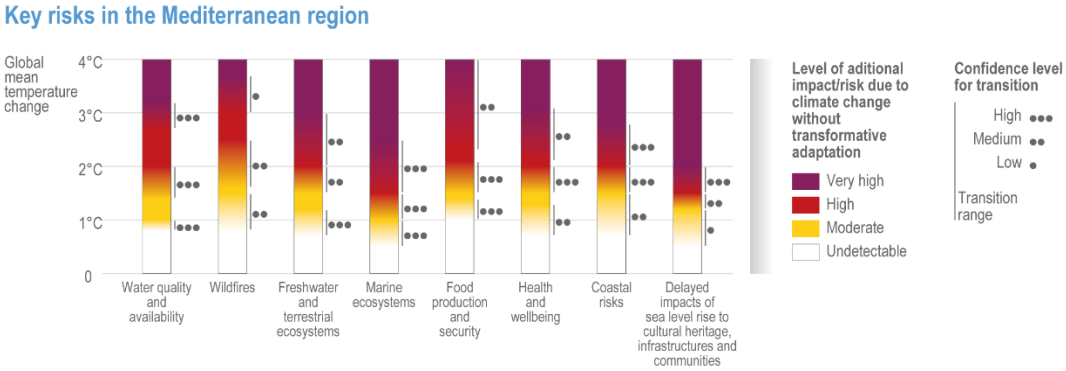


Figura 14 – Panoramica dei rischi dovuti al climate change nelle aree del Mediterraneo.

È attesa in particolare una generale diminuzione delle precipitazioni annuali che interesserà quasi l'intero bacino del Mediterraneo, ad eccezione di alcune aree alpine, dove si concentrano la maggior parte degli ambienti umidi dominati da forme di tipo *badlands*. Le variazioni previste risultano particolarmente significative negli ambienti aridi, dove si stima una riduzione del totale delle precipitazioni compresa tra il 3% e il 10% rispetto ai valori attuali. Alcuni Autori (Nadal-Romero et al., 2022) prevedono cambiamenti più marcati nell'Italia centrale, settentrionale e meridionale, e variazioni meno significative nel sud-est della Spagna.

3.2.3 Eventi estremi e cambiamenti geomorfici

Gli eventi meteorologici estremi stanno emergendo come uno dei principali fattori scatenanti dei cambiamenti geomorfologici nel contesto del *global change*, dimostrando di essere determinanti nel rimodellare il paesaggio, spesso in modo più drammatico rispetto a cambiamenti climatici graduali o alle pratiche umane. Accanto al ruolo riconosciuto dell'impatto diretto attraverso le fasi di bonifica e alle attività antropiche, il ruolo delle fluttuazioni climatiche a lungo termine e degli eventi meteorologici estremi a breve termine è diventato un elemento centrale nella spiegazione dei diffusi fenomeni di erosione accelerata (Bintliff, 2024). Mentre il clima terrestre ha subito oscillazioni significative nel corso del passato geologico, come dimostrano gli studi sui ghiacciai, le ricostruzioni polliniche e dendrologiche, la variabilità climatica attuale segue ritmi più rapidi, con impatti profondi su scala decadale e secolare. Questa accelerazione influisce

sull'efficienza e sui tassi di denudazione, alterando dinamiche fluviali e morfologie del paesaggio. In tale contesto di *global change*, il Mediterraneo, con la sua complessità geomorfologica e la lunga storia di interazione tra uomo e paesaggio fisico, rappresenta un laboratorio privilegiato per studiare i processi di erosione, sedimentazione e trasformazione del paesaggio.

Diversi Autori hanno dimostrato che il clima costituisce uno dei principali fattori trainanti (oltre a quelli antropici - cambiamenti della copertura del suolo, canalizzazione, estrazione di sedimenti) nell'evoluzione delle dinamiche fluviali (Scorpio et al., 2015; de Musso et al., 2020; Mandarino, 2022; Cusano et al., 2023; Zingaro et al., 2023; Martucci et., 2025). I canali fluviali e le pianure alluvionali rispondono sia a fattori intrinseci, come il flusso di acqua e sedimenti, sia a fattori estrinseci su scala di bacino, tra cui clima, topografia e copertura vegetale (Pavlek, 2023).

Sin dall'antichità vi era la consapevolezza che la morfologia della terra fosse in continuo mutamento e che ciò era dovuto solo in parte a terremoti e vulcani: i delta progredivano, i fiumi modificavano i loro corsi, le coste si ritiravano e i versanti venivano erosi. Storicamente, i fiumi sono stati al centro dell'interazione tra attività umane e processi sedimentari. I fiumi, e in particolare i cambiamenti avvenuti nelle valli fluviali del Mediterraneo, sono al centro del dibattito sull'Antropocene e costituiscono un *topic* di grande rilevanza per molti studiosi, in quanto molte attività umane dell'antichità si sono concentrate su canali e pianure alluvionali. Fin dall'antichità e fino ai giorni nostri, è stato ed è tuttora comunemente accettato che l'asportazione di suolo, il livellamento dei versanti per il *land use* e l'edificazione, e il riempimento delle baie costiere da parte dei delta fluviali sono stati un processo continuo, di cui l'impatto umano è stato la causa principale (Vita-Finzi, 1969). L'uomo interagisce da millenni con i corsi d'acqua e, in particolare, con i processi sedimentari a loro carico. Con l'inizio di uno stile di vita sedentario, la crescita di città e società e le pratiche agricole, i processi sedimentari sono stati direttamente influenzati dall'uomo attraverso processi di *soil erosion* e di deposizione. La deforestazione delle aree insediate ha avuto come conseguenza una accentuazione dei processi erosivi e un maggiore apporto di sedimenti trasportati. Ne è derivata una progradazione dei delta fluviali. Negli ultimi 200 anni, ad esempio, le dinamiche morfologiche della maggior parte dei fiumi europei e italiani sono state modificate principalmente dall'attività umana. In particolare, dagli anni '40 si è assistito ad una gestione

diretta dei fiumi, attraverso la costruzione di dighe, l'estrazione di sedimenti, la manutenzione dei canali e l'urbanizzazione delle pianure alluvionali (Waters et al., 2014; Scorpio et al., 2015; de Musso et al., 2020; Gibling, 2018; Pavlek, 2023).

Se da un lato i fattori antropici hanno svolto un ruolo chiave nella modificazione dei sistemi fluviali nel corso del tempo, dall'altro i rapidi cambiamenti climatici e ambientali hanno influenzato e tutt'ora continuano ad influenzare tali sistemi inducendo variazioni morfologiche a lungo e breve termine. L'opera di Vita-Finzi (1969), pur essendo stata parzialmente superata, ha lasciato un'impronta duratura nello studio delle dinamiche geomorfologiche del Mediterraneo. Ha sottolineato come la diffusa trasformazione del paesaggio, che ha portato a grandi riempimenti alluvionali dei sistemi vallivi mediterranei, sia stata tutt'altro che continua: secondo il suo modello, lunghi periodi di stabilità vengono interrotti da eventi relativamente brevi di erosione e deposizione. Ha così identificato solo due episodi principali di processi di aggradazione significativi. Il riempimento più antico (*Older Fill*) riteneva fosse la conseguenza di condizioni climatiche molto diverse da quelle attuali stabilitesi durante l'ultima era glaciale, e il riempimento più giovane (*Younger Fill*), risalente alla tarda antichità, riteneva fosse anch'esso indotto dal clima, effetto di un clima insolito in epoca tardo-romana. Tuttavia, ha successivamente ammesso che localmente si sono verificate altre fasi di aggradazione alluvionale dovute alla tettonica, al disturbo antropico e ad altri fattori. Thornes (1989a,b) ha introdotto una prospettiva cruciale nella ricerca sul paesaggio del Mediterraneo, combinando lo studio dei cambiamenti del passato con la ricerca sperimentale e osservativa dei modelli di erosione attuali. In particolare, ha dimostrato che i processi di destabilizzazione in buona parte non derivavano dal tipico clima stagionale mediterraneo, che agisce sui paesaggi aperti, ma anche da condizioni meteorologiche insolite ed estreme. Sebbene tali paesaggi fossero solitamente il risultato del disboscamento naturale da parte dell'uomo, i danni causati erano spesso dovuti a fenomeni meteorologici irregolari dall'impatto violento (Bintliff, 2024).

Il numero crescente di eventi estremi di elevata intensità rappresenta dunque il fattore scatenante e trainante dei processi di erosione fluviale e di denudazione, in termini di efficienza e velocità, e contribuisce all'alterazione della stabilità dei versanti in particolare nelle aree calanchive del Mediterraneo (Stark et al., 2020). I calanchi, tipici paesaggi erosivi caratterizzati da substrati argillosi e

terreni nudi, sono altamente vulnerabili a queste dinamiche. Il *global change* ha reso di particolare interesse il monitoraggio dei cambiamenti ambientali che si verificano in tali aree, e un'adeguata analisi dell'evoluzione dei processi di erosione calanchiva, che costituiscono la più intensa forma di *soil erosion*. L'accelerazione dei processi geomorfici ha portato alla rapida evoluzione di queste aree, provocando impatti anche su agricoltura, infrastrutture e società. I differenti contesti geologici e climatici giocano un ruolo chiave nell'accentuare i processi di degradazione dei versanti e di sviluppo di forme calanchive. Questi paesaggi erosionali, caratterizzati da un substrato altamente erodibile e da terreni nudi o scarsamente vegetati, favoriscono talvolta i movimenti di massa, frane traslazionali e rotazionali, *soil creep* e *debris flow*, accentuando l'acclività dei versanti. Le variazioni nella velocità di movimento dei versanti riflettono l'influenza di singoli eventi estremi e dell'andamento stagionale e decadale delle precipitazioni. Come evidenziato da Nadal-Romero et al. (2022) i processi erosivi in queste aree sono generalmente controllati da variabili climatiche, in particolare dalla durata, dall'intensità e dalla quantità delle precipitazioni. Diversi studi (Descroix & Olivry, 2002) hanno evidenziato che la dinamica dell'erosione è principalmente influenzata dalla pioggia intensa, ovvero dalla quantità di precipitazioni che contribuisce effettivamente al deflusso superficiale, e che gli eventi più erosivi sono tipicamente associati a piogge brevi ma molto intense. Anche Mathys et al. (2003) e Bechet et al. (2016) confermano il ruolo dominante degli eventi estremi, individuando soglie critiche oltre le quali l'erosione risulta significativamente accentuata: precipitazioni superiori a 9 mm e intensità oraria oltre i 60 mm h^{-1}. Tali valori indicano condizioni particolarmente predisponenti all'innesco di fenomeni erosivi. Buendía et al. (2016), in aggiunta, sottolineano come l'intensità delle precipitazioni, in combinazione con il regime termico, condizioni direttamente i processi di erosività e alterazione fisico-chimica dei materiali, contribuendo alla produzione e alla mobilizzazione dei sedimenti. Infine, gli studi condotti da López-Tarazón et al. (2009, 2010) dimostrano che la durata delle precipitazioni e il totale cumulato rappresentano fattori determinanti nella quantità di sedimenti trasportati, evidenziando una correlazione diretta tra maggiore durata dell'evento piovoso e incremento della resa sedimentaria.

Le condizioni climatiche influenzano dunque direttamente la conservazione dei calanchi: in climi più umidi, i versanti tendono a degradarsi più rapidamente, mentre in condizione climatiche più secche, specialmente su esposizioni

meridionali, i versanti argillosi possono mantenere la loro acclività per lunghi periodi. In queste aree, la vegetazione – laddove presente – rappresenta un importante fattore di stabilizzazione contro i processi erosivi, ma la sua rimozione spesso legata ad attività antropiche e il conseguente denudamento dei versanti possono favorire fenomeni di erosione accelerata, influenzando la morfogenesi dei calanchi e il trasporto sedimentario. Poiché i calanchi possono rappresentare depositi temporanei di sedimenti e favorirne l'apporto da versanti scarsamente vegetati alla valle principale (García-Ruiz et al., 2013, 2017; Nadal-Romero et al., 2022), raccogliere informazioni sulle aree di provenienza e sui volumi mobilitati diventa quindi un passo fondamentale per una migliore comprensione dei cambiamenti geomorfici causati da eventi estremi (D'Alessandro, 2004; Coratza & Parenti, 2021).

PARTE II

Metodi e analisi geomorfologiche e climatiche per lo studio dell’erosione nelle aree interne della Basilicata (Italia) e dell’Aragona (Spagna)

"The Earth is constantly in motion, reshaping its surface and carving new landscapes."
Charles Lyell, Principles of Geology (1830)

4 Inquadramenti

La regione mediterranea comprende un'area vasta ed eterogenea che si estende per circa 3800 km da est a ovest, dal Portogallo fino alle coste del Libano, e per circa 1000 km da nord a sud, dall'Italia fino al Marocco e alla Libia (European Commission, 2009; Nadal-Romero et al., 2022). Questa zona transcontinentale include territori appartenenti a Europa, Africa e Asia. Dal punto di vista climatico, il Mediterraneo è caratterizzato da una stretta interazione tra processi atmosferici e marini, oltre che da una topografia regionale altamente differenziata. Questo genera condizioni climatiche subtropicali specifiche, con una marcata variabilità stagionale, temperature relativamente calde e precipitazioni altamente fluttuanti.

Le variazioni nei parametri climatici hanno un impatto diretto sull'efficienza dei processi geomorfologici e sui tassi di denudazione. In questo contesto, i *badlands* rappresentano una delle forme di degrado geomorfologico particolarmente diffusa e rilevante (Nadal-Romero, 2011). Lo studio di queste aree costituisce al tempo stesso una sfida, per la complessità dei feedback che le caratterizzano, e un obiettivo fondamentale per la ricerca geomorfologica. I *badlands* mediterranei sono infatti soggetti a cambiamenti rapidi e significativi, in grado di modificare profondamente le dinamiche idro-geomorfologiche e la copertura vegetale a scale spaziali e temporali diverse (Nadal-Romero et al., 2018; Rodríguez-Caballero et al., 2014). Queste forme di erosione, spesso interconnesse con lo sviluppo di *gullies* e *rills*, rappresentano elementi chiave per comprendere le dinamiche di degradazione del suolo e i processi di trasporto dei sedimenti nelle aree semi-aride e sub-umide mediterranee, costituendo quindi un obiettivo di studio prioritario nelle indagini geomorfologiche.

4.1 Basilicata, Italia meridionale

Inquadramento geologico e cenni sull'evoluzione delle conoscenze

Nonostante la posizione geografica apparentemente isolata, la Basilicata è stata oggetto di numerose osservazioni naturalistiche e, in particolare, geologiche, già a partire dai tempi più antichi. Diverse di queste osservazioni, anche se condotte in epoche passate, rivestono un rilevante valore scientifico.

Gli studi geologici iniziali si sono sviluppati in maniera indipendente sia in Lucania, specialmente nelle aree montuose appenniniche, sia in Apulia, che comprende le Murge e parte della zona premurgiana. Un certo interesse fu rivolto anche al vulcano del Monte Vulture (De Lorenzo, 1899; Schiattarella et al., 2005; Giannandrea et al., 2006) e alle aree del metapontino e colline argillose del materano (Tropeano et al., 2020).

Le prime indagini risalgono ai secoli XVI e XVII, con particolare riferimento agli studi condotti da come L. Albesti (1567), F. Abate (1687) e O. Beltrano (1646). Tra il XVIII e il XIX secolo, le osservazioni geologiche che hanno interessato la regione divennero più frequenti e dettagliate. In particolare, Melograni (1809) esplorò varie zone del nord della Basilicata, arrivando persino al Monte Vulture partendo da Eboli, mentre Tenore (1827) attraversò il Vallo di Diano e raggiunse le vette del Monte Sirino e del Monte Pollino. Nello stesso periodo, anche l'area orientale della Basilicata, inclusa la zona del materano, fu oggetto di osservazioni geologiche.

Tra la fine dell'Ottocento e l'inizio del Novecento, le indagini sulla complessa geologia della Basilicata si intensificarono, grazie al contributo dei geologi dell'Ufficio geologico d'Italia. Tra i protagonisti dell'epoca vi furono Di Stefano e Viola, oltre a G. De Lorenzo, che produsse numerosi lavori scientifici. De Lorenzo fu il primo a descrivere la successione mesozoica di mare profondo del Bacino di Lagonegro e successivamente si dedicò allo studio del vulcano Monte Vulture e dei bacini lacustri medio-pleistocenici della regione. Le ricerche iniziali risentivano non solo della complessità geologica locale e della difficile interpretazione dei depositi affioranti, ma anche della netta divisione amministrativa tra le aree della provincia di Potenza e quella di Matera (Tropeano et al., 2020).

Quasi tutta la regione corrisponde ai bacini idrografici di cinque principali fiumi a recapito ionico: Bradano, Basento, Cavone, Agri e Sinni, disposti da nord-ovest a sud-est rispettivamente. Dal punto di vista geografico e geologico, la regione si divide in quattro aree principali: l'area montuosa del potentino, parte dell'antica Lucania insieme al Cilento; l'area di Matera e delle colline materane ai margini dell'Altopiano murgiano; l'area del Vulture-melfese, prospiciente il Fiume Ofanto e situata presso il confine appenninico meridionale tra Tirreno e Adriatico; e la zona costiera del metapontino, storicamente parte della Lucania, ma situata tra l'Appennino e le Murge.

L’evoluzione geologica della regione si articola in due principali fasi geodinamiche del Mediterraneo:

- la prima fase, durante il Mesozoico, deriva dalla frammentazione della Pangea e dalla separazione della placca adriatica da quella africana, evento che portò alla formazione di un oceano, il cui lembo si trova oggi nel Mar Ionio. Questo processo di divergenza creò una configurazione con domini di piattaforma carbonatica e aree di bacino profondo;
- la seconda fase, nel Cenozoico, vide la convergenza delle placche africana ed euroasiatica, coinvolgendo la placca adriatica (Adria). Questo movimento produsse processi orogenetici. In Basilicata, tale processo è rappresentato dalla sovrapposizione tettonica delle successioni mesozoiche, sviluppate nei precedenti contesti divergenti, che diedero origine alla catena appenninica meridionale. Successivamente, i fenomeni erosivi legati all’orogenesi portarono alla formazione di successioni prevalentemente torbiditiche alla base della catena, in aree di avanfossa.

La Basilicata presenta una notevole varietà geologica, testimoniata da numerosi fenomeni tettonici e sedimentari che, insieme a successivi processi morfogenetici, hanno modellato un paesaggio molto diversificato. La catena occupa la parte occidentale della regione (l’Appennino lucano); l’avanfossa (il bacino che raccoglie i prodotti dallo smantellamento erosivo della catena) e una piccola porzione di avampaese (l’area autoctona non raggiunta dall’onda orogenica) si collocano nella porzione orientale, costituita dalla Fossa Bradanica e dalla Murgia Materana. A nord della Basilicata, invece, sorge il distretto vulcanico del Monte Vulture, risalente al Quaternario (Tropeano et al., 2020; Fig. 15).

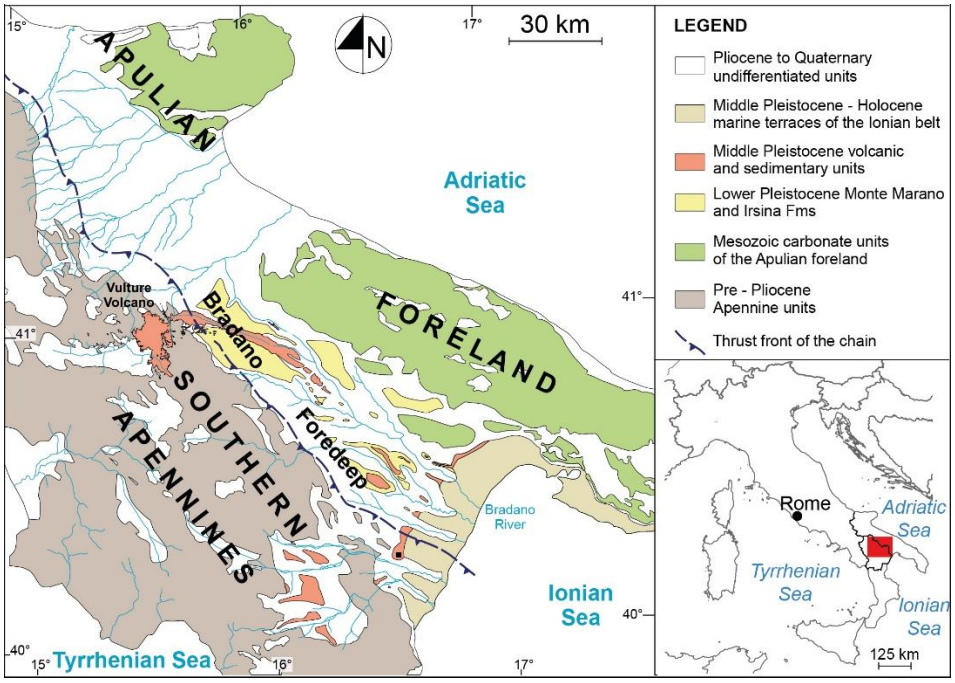


Figura 15 – Mappa geologica schematica dell'Appennino campano-lucano e del suo avampaese (modificata da Corrado et al., 2017).

Inquadramento geografico e geomorfologico regionale

La regione mostra marcate differenze morfologiche tra la sua porzione occidentale e quella orientale. Nella prima, che comprende il segmento lucano della catena sudappenninica, predominano rilievi elevati e pendii particolarmente acclivi, soprattutto in corrispondenza delle successioni rocciose di età mesozoica. La porzione orientale si configura come un paesaggio collinare di morfologia più dolce, con rilievi tabulari e versanti a bassa pendenza, modellati su substrati prevalentemente argillosi e caratterizzati dalla presenza diffusa di calanchi. In quest'area affiorano unità marnoso-argillose oligoceniche e mioceniche, i depositi plio-quaternari dell'avanfossa e quelli pleistocenici del bacino intrappenninico di Sant'Arcangelo. Il diverso sviluppo dei corsi d'acqua concorre ad accentuare ulteriormente le marcate differenze tra le due porzioni della regione: i fiumi a recapito tirrenico presentano lunghezze delle aste principali più limitate e profili longitudinali piuttosto ripidi nell'alto e medio corso; i cinque corsi d'acqua a recapito ionico presentano invece un pattern parallelo e profili longitudinali caratterizzati da un primo breve tratto più acclive e basse pendenze nei tratti successivi, dove è possibile osservare la formazione di letti

braided o a canali intrecciati (nel medio corso) e meandriformi (nel basso corso). La presenza di terrazzi fluviali di diversi ordini disposti lungo le aste drenanti testimonia l'alternanza di deposizione, incisione e periodi di stasi.

L'Appennino lucano si articola in una serie di fasce allungate in direzione NO-SE, fisiograficamente separate dall'Appennino campano tramite la depressione quaternaria del Vallo di Diano in cui scorre il Fiume Tanagro, dal basso corso di quest'ultimo, che si dipana all'interno del basso morfostrutturale di Auletta, e dall'alta valle del Fiume Sele. Il confine regionale tra Campania e Basilicata coincide per un buon tratto con lo spartiacque dei Monti della Maddalena (dorsale posta ad est del Vallo di Diano), e attraversa il gruppo montuoso del Monte Marzano (posto ad est del Sele).

L'Appennino campano-lucano presenta un profilo topografico asimmetrico: il fianco orientale della catena ha una maggiore lunghezza e una minore pendenza media rispetto a quello occidentale.

L'Appennino lucano si presenta diviso al suo interno tra i rilievi calcareo-dolomitici della porzione occidentale, quelli prevalentemente calcareo-silicei della porzione centrale e l'alternanza di dorsali arenaceo-conglomeratiche e vallate in terreni argilloso-marnosi della fascia orientale (Fig. 16).

I rilievi appenninici, di natura calcarea o calcareo-silicea riferibili al Mesozoico, raggiungono o superano i 2000 m s.l.m., e tra queste vanno menzionati: il Monte Pollino e il Monte Alpi di natura calcarea, e il Monte Volturino ed il Monte Sirino costituiti da una successione stratigrafica calcareo-silico-marnosa. Il Monte Pollino, che supera i 2000 metri di quota è il rilievo più elevato dell'area. Presenta fenomeni carsici e, nelle sue aree più elevate, evidenti tracce glaciali, con ampi circhi e depositi morenici abbandonati dai ghiacciai al termine dell'ultimo periodo glaciale del Würm (circa 11.700 anni fa). Situazioni simili, descritte già da De Lorenzo nel 1892, si riscontrano in modo ancora più marcato sul Monte Sirino, anch'esso sopra i 2000 metri, dove tracce glaciali sono riferibili a vasti circhi, depositi morenici e ad un bacino di sbarramento morenico, il Lago Remmo.

Figura 16 – Carta dei paesaggi geologici della Basilicata (da Lavecchia et al., 2003).

La sommità dei rilievi è spesso caratterizzata da una topografia da leggermente ondulata a piatta, riconducibile a relitti di antiche superfici erosionali che attraversano successioni stratigrafiche e strutture tettoniche, e che sono distribuite lungo l'intera fascia orogenica e organizzate in più generazioni. Il sollevamento regionale plio-quaternario ha sospeso questi antichi paesaggi rispetto all'attuale livello di base e ha innescato diversi cicli morfogenetici.

Fra i rilievi che caratterizzano il paesaggio appenninico interno, sono presenti alcuni bacini di origine marina ricollegabili all'area di avanfossa, di cui rappresentano una estensione interna. Uno tra i più importanti è il Bacino di Sant'Arcangelo. Tale area è caratterizzata da un susseguirsi di rilievi tabulari situati a circa 700-800 m di altitudine, formati da argille cui verso l'alto seguono sabbie e conglomerati. Il bacino è solcato da vari corsi d'acqua, tra cui il Fiume Agri e il Fiume Sinni che, dopo aver inciso i rilievi arenacei costituenti l'Appennino esterno, raggiungono la Fossa Bradanica fino alla piana costiera.

La porzione più esterna dell'Appennino Lucano è costituita da rocce silicoclastiche terziarie, cioè da arenarie e conglomerati miocenici, che poggiano in maniera discordante su unità argillitiche cretaceo-oligoceniche. Queste formano stretti corridoi vallivi intercalati ad alte dorsali arenacee. Anche la fascia appenninica orientale è caratterizzata da rilievi aspri quasi sempre di tipo strutturale che ricalcano le monoclinali derivanti dall'impilamento tettonico verso nord-est o dal fagliamento e basculamento di blocchi. Diffusi sono gli episodi di crolli e scivolamento di blocchi, nonché la formazione di guglie e pinnacoli o di creste a denti di sega come risposta a processi di morfoselezione, a caratterizzare il paesaggio delle cosiddette "Dolomiti lucane".
Questo paesaggio si protrae verso nord fino alle forme tronco-coniche e crateriche che caratterizzano il distretto vulcanico del Monte Vulture, e verso oriente fino al fronte delle unità deformate della catena montuosa, lasciando il posto alle morfologie tabulari dell'avanfossa, che digradano verso il litorale ionico attraverso terrazzi marini disposti verso sud-est. Più a est, una fascia larga circa 20-30 km è costituita da terreni clastici quaternari e dalle forme tabulari e collinari della Fossa Bradanica, dal bacino plio-pleistocenico di Sant'Arcangelo, e dai depositi alluvionali recenti dei principali corsi d'acqua che si fondono morfologicamente con la Piana Costiera Metapontina. Infine, un piccolo lembo di *plateau* apulo, che rappresenta l'area di avampaese, si estende all'interno dei confini regionali ed è rappresentato dalla Murgia Materana (Tropeano et al., 2020).

Caratteri climatici regionali

La Basilicata rappresenta un sistema climatico complesso, in cui le interazioni tra orografia, variazioni di temperatura e precipitazioni stagionali influenzano direttamente i processi geomorfologici.

L'area di studio presenta diversi microclimi locali ed ecosistemi distinti, includendo climi temperati (Csa e Csb secondo la classificazione Köppen-Geiger), un clima steppico (Bsk), e climi montani mediterranei (Dsb), che caratterizzano alcune aree isolate della catena appenninica (Fig. 17). Questa varietà climatica rende la regione un caso rappresentativo della complessità

biogeografica dell'Italia mediterranea (Samela et al., 2022; https://it.climate-data.org/europa/italia/basilicata-452/).

Le caratteristiche climatiche sono principalmente influenzate dall'orografia complessa della regione, caratterizzata da forti gradienti altitudinali che superano i 2.200 m s.l.m., e dalla posizione geografica, tra tre mari: Adriatico a nord-est, Tirreno a sud-ovest e Ionio a sud-est. La catena appenninica intercetta la maggior parte delle perturbazioni atlantiche nel bacino del Mediterraneo, influenzando la distribuzione e il tipo di precipitazioni, che tendono a concentrarsi nella parte sud-occidentale della regione. La neve, al contrario, si concentra prevalentemente nella parte nord-orientale e non è rara anche a quote relativamente basse.

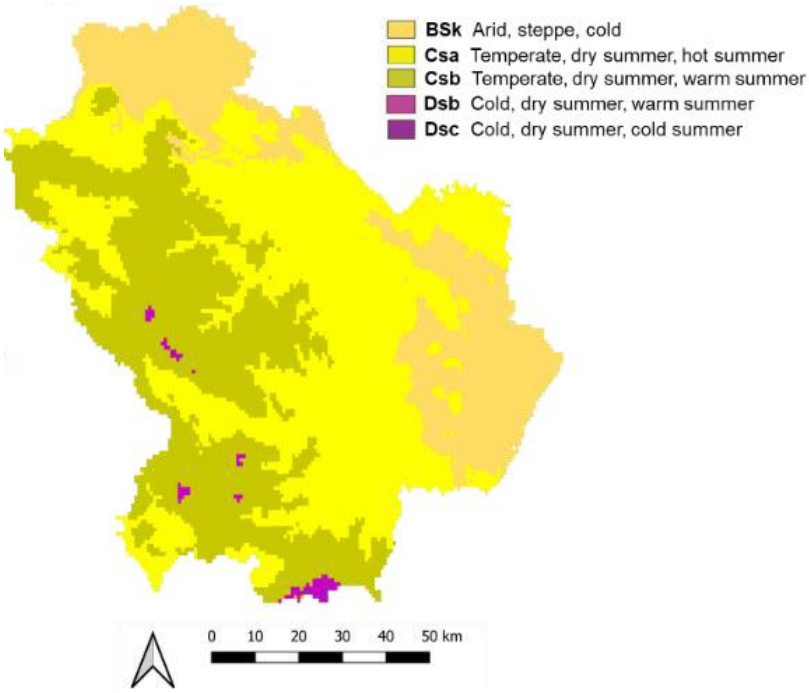


Figura 17 – Classificazione dei climi della Basilicata secondo Köppen–Geiger (modificato da Samela et al., 2022).

In generale, la distribuzione stagionale delle precipitazioni segue un andamento tipicamente mediterraneo, con i mesi più piovosi a novembre e dicembre, mentre i più secchi sono luglio e agosto. Tuttavia, il regime pluviometrico mostra forti variazioni sia durante l'anno che nella successione degli anni, con una parte considerevole delle precipitazioni annuali concentrata in pochi giorni e caratterizzata da intensità molto elevate.

Nel caso più specifico dei bacini idrografici del Bradano e del Basento, il regime climatico è prevalentemente di tipo mediterraneo, caratterizzato da estati calde e secche e inverni miti e più umidi. La variabilità topografica all'interno dei due bacini idrografici – che spaziano da aree montuose della catena appenninica a zone pianeggianti e costiere situate nell'avanfossa bradanica e nella pianura del Metapontino – introduce gradienti climatici locali, sebbene gli andamenti generali risultino simili tra i due bacini. La distribuzione delle precipitazioni segue un regime pluviometrico di tipo marittimo, con un massimo marcato tra novembre e gennaio e un minimo durante i mesi estivi (solitamente luglio o agosto) (Cotecchia et al., 1991; De Stefano & Lorusso, 2000). I valori medi annui di precipitazione registrati tra il 1951 e il 2023 – considerando le stazioni meteorologiche con almeno 24 anni di registrazione – variano da circa 384 mm a 677 mm per il bacino del Bradano, e da circa 209 mm a 729 mm per quello del Basento, anche se si osserva una certa variabilità spaziale legata all'altitudine e alla distanza dalla costa (Tab. 3).

Tabella 3 – Valori medi annuali delle precipitazioni dal 1951 al 2023 relativi alle stazioni meteorologiche dei bacini idrografici del Bradano e del Basento nei domini della catena appenninica della Fossa Bradanica, con un periodo minimo di registrazione di 24 anni.

Domini Catena-Avanfossa	Stazioni pluviometriche	Latitudine	Longitudine	Media annuale (mm)
Bacino idrografico del F. Bradano				
Catena Appenninica	**S. Nicola d'Avigliano**	4509428,279	567805,6515	677,81
	Cancellara	4509543,11	579374,1329	384,34
	Tolve	4505975,104	587861,7016	403,39
	Tricarico	4497086,226	607400,5412	446
Fossa Bradanica	**Palazzo S. Gervasio**	4531996,276	581827,507	516,99
	Grassano SP	4498793,089	634831,5487	541,28
	Matera	4502237,937	634831,5487	438,54
			Valore medio	**486,91**
Bacino idrografico del F. Basento				
Catena Appenninica	**Vaglio di Basilicata**	4502416,434	577337,0831	610,87
	Potenza	4498764,593	567790,3285	729,53
	Grancia	4496681,972	580949,8351	424,94
	Albano di Lucania	4492871,485	587593,4114	633,06
	Cognato	4491334,916	597940,5119	547,31
	Calciano	4493186,476	603502,9044	442,54
Fossa Bradanica	**Pisticci**	4471455,528	633520,3621	401,91
	Ferrandina SP	4482713,261	623061,2277	384,32

	Pomarico	4486330,276	633255,35	332,8
	Bernalda	4475440,731	644822,2599	343,49
	Torre Accio	4472362,817	640636,2525	209,23
			Valore medio	**460,00**

Gli eventi di pioggia estrema si concentrano prevalentemente nei mesi autunnali e invernali (da ottobre a marzo), contribuendo in modo sproporzionato al totale annuo delle precipitazioni (Piccarreta et al., 2013).

I dati analizzati negli ultimi vent'anni (2001-2023) per la stazione meteorologica di Matera (situata a 475 m s.l.m.) mostrano valori pluviometrici annuali variabili, con un massimo di 762,2 mm nel 2009 e tre minimi significativi: 371,9 mm nel 2001, 375 mm nel 2011 e 396,6 mm nel 2021. Novembre si conferma il mese con il valore medio di pioggia più elevato (65,39 mm), mentre i mesi estivi (luglio e agosto) risultano i meno piovosi. L'analisi delle precipitazioni stagionali evidenzia inoltre un'interessante tendenza nel confronto tra i periodi 2001-2012 e 2013-2023. Negli ultimi dieci anni, le precipitazioni estive sono quasi raddoppiate, mentre quelle invernali sono diminuite. La primavera e l'autunno, invece, restano le stagioni più piovose in entrambi i periodi considerati.

L'indice di aridità di Thornthwaite identifica un clima subarido con un valore di aridità pari a 33 e un'evapotraspirazione potenziale annua (ETP) di 816 mm (http://www.basilicatanet.it/suoli/clima.htm). L'indice di aridità di Thornthwaite è un parametro climatico che misura l'equilibrio idrico annuale, calcolando il rapporto tra le precipitazioni effettive e l'evapotraspirazione potenziale (ETP). Un valore di aridità inferiore a 40 indica condizioni subaride, segnalando un deficit idrico che può incidere significativamente sulla vegetazione e sui processi geomorfologici, come l'erosione accelerata e la desertificazione.

La temperatura media annuale è di 15,2 °C. I mesi più caldi sono luglio e agosto, con valori medi molto simili tra loro, mentre gennaio è il mese più freddo. La distribuzione delle temperature riflette una tipica stagionalità mediterranea, con forti differenze tra le aree montane e quelle pianeggianti, influenzate dalla quota e dalla distanza dal mare.

Bacini idrografici dei Fiumi Bradano e Basento

Il bacino del Fiume Bradano si colloca a cavallo del confine tra Puglia e Basilicata (Azzilonna et al., 2023), mentre il bacino del Basento si estende interamente in Basilicata (Fig. 18). Nonostante i due bacini idrografici siano contigui, presentano caratteri significativamente diversi dal punto di vista geologico e geomorfologico.

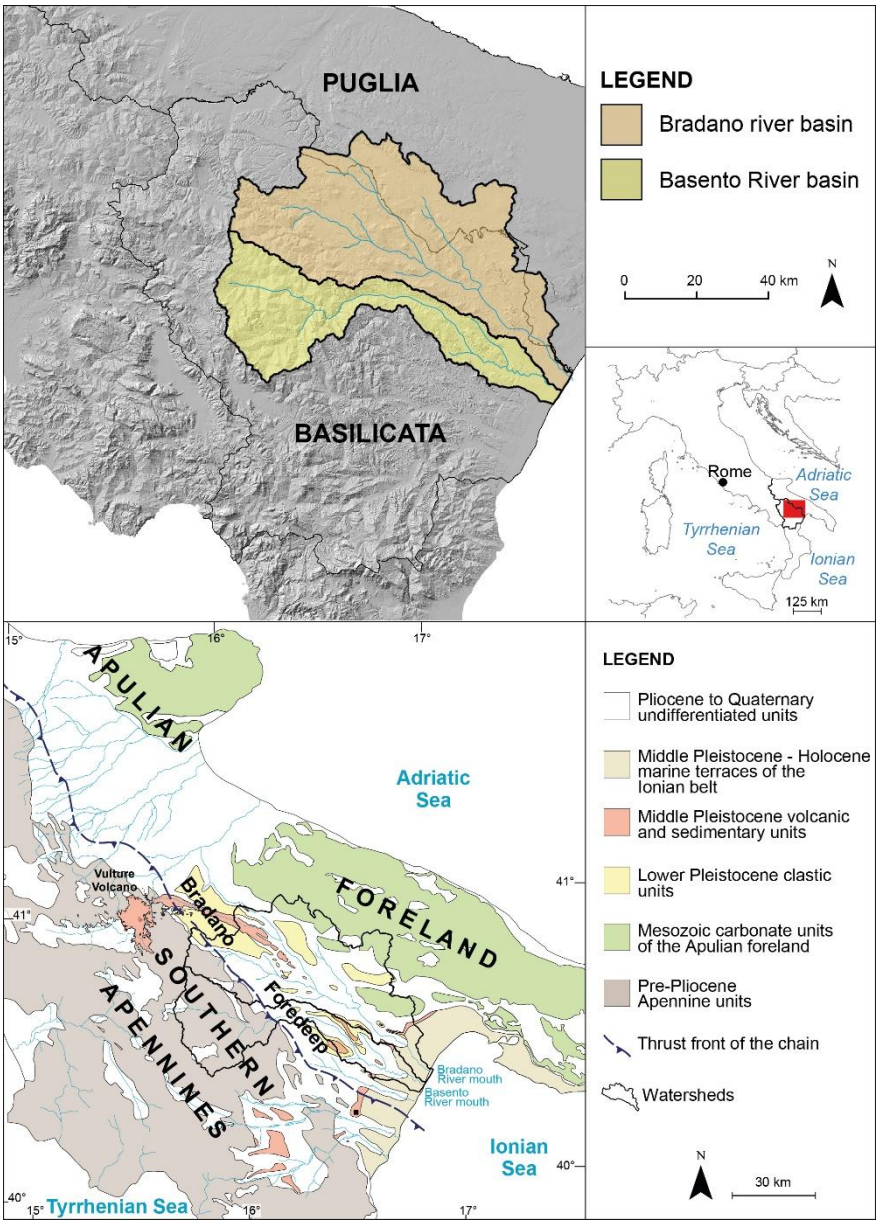


Figura 18 – Localizzazione dell'area di studio nell'Italia meridionale con mappa geologica dell'Appennino Campano-Lucano e del suo avampaese (modificata da Corrado et al., 2017).

Entrambi si collocano nell'Italia meridionale e condividono quindi condizioni climatiche simili (Piccarreta et al., 2013; Samela et al., 2022), ma le loro caratteristiche topografiche e geologiche divergenti li rendono i candidati ideali per un'indagine di tipo comparativa. Nel complesso i due bacini fluviali – i cui corsi d'acqua tagliano unità geologiche sia della catena orogenica che del dominio di avanfossa – mostrano grande complessità per caratteristiche litologiche, strutturali e morfologiche distinte. Entrambi comprendono porzioni della catena orogenica appenninica e del relativo bacino di avanfossa, mentre solo il primo ospita una significativa estensione delle formazioni calcaree mesozoiche della piattaforma apula. Nello specifico, il bacino del Bradano si estende per circa 2799 km², dai versanti orientali dell'Appennino meridionale fino alla costa ionica, dove il fiume sfocia nel Golfo di Taranto. Il Fiume Bradano ha origine nei pressi del confine regionale tra Basilicata e Campania e scorre prevalentemente in direzione nord-ovest/sud-est, seguendo l'andamento strutturale della regione. Il settore nord-occidentale del bacino include il fronte di sovrascorrimento dell'Appennino, costituito principalmente da unità terrigene terziarie (Patacca & Scandone, 2007), mentre il margine nord-orientale si estende parzialmente sulla successione carbonatica mesozoica della piattaforma apula. Le porzioni centrale e meridionale del bacino ricadono all'interno dell'Avanfossa Bradanica, colmata da una successione di sedimenti pliocenici e quaternari spessa diversi chilometri (Balduzzi et al., 1982; Tropeano et al., 2002). Dal punto di vista geomorfologico, il bacino del Bradano presenta una notevole diversità paesaggistica. Nel settore appenninico, si osservano dorsali allungate sviluppate su litologie tenere e valli controllate strutturalmente. Nell'area dell'avanfossa, il paesaggio è dominato da morfologie di tipo *mesa*, modellate su successioni argilloso-sabbiose sormontate da conglomerati o calcareniti, spesso incise a causa di processi di erosione accelerata che rendono ampiamente diffuse forme del paesaggio di tipo calanchivo e *gullies*. Verso il margine pugliese, il rilievo transita in altopiani carbonatici con top piatti, localmente incisi da profondi canyon fluviali (Azzilonna et al., 2023). La pianura costiera del Metapontino, che rappresenta il settore più basso e recente del sistema, è caratterizzata da ambienti deltizi e litoranei, mentre le aree più interne ospitano pianure alluvionali e terrazzi fluviali modellati dai principali corsi d'acqua. La rete idrografica mostra un assetto dendritico o sub-dendritico, localmente controllato

da lineamenti strutturali, con valli ampie, interfluvi dolci e settori più incisi nella transizione dal fronte appenninico all'avanfossa.

Il bacino del Basento si estende per circa 1537 km² interamente nel territorio della Basilicata. Il fiume Basento ha origine dal Monte Arioso (1715 m s.l.m.), situato nel settore settentrionale dell'Appennino lucano. Il suo corso iniziale è orientato in direzione nord-est, per poi deviare verso sud-est attraversando un settore montuoso fino a raggiungere il fronte orientale della catena. Da questo punto, il fiume modifica la propria direzione in senso ovest-est, assumendo una morfologia a canali intrecciati ("*braided*") lungo un tratto di circa 20 km. Più a valle, il Fiume Basento evolve verso un regime fluviale a meandri, che mantiene fino alla foce nel Golfo di Taranto, sulla costa ionica. Il bacino del Basento include due domini distinti: la catena appenninica nella porzione occidentale e l'Avanfossa Bradanica in quella orientale. Da un punto di vista geomorfologico, il bacino è caratterizzato da un paesaggio prevalentemente collinare, che degrada progressivamente verso la piana costiera nei pressi di Metaponto, dove predominano forme di rilievo pianeggianti. L'incisione fluviale del fiume ha modellato una valle con versanti ripidi e una piana fluviale relativamente piatta (de Musso et al., 2020). Fino alla pianura costiera, la valle è caratterizzata dalla presenza di terrazzi fluviali che delimitano la piana di esondazione attuale (Piccarreta et al., 2012).

4.2 Aragona, Spagna nord-orientale

Inquadramento geologico, geografico e geomorfologico

La regione dell'Aragona si estende per circa 47.720 km² nella parte nord-orientale della penisola iberica, in Spagna (Gaitán et al., 2019). Dal punto di vista orografico, il territorio dell'Aragona è delimitato a nord e a sud da due importanti sistemi montuosi: la catena dei Pirenei, a settentrione, dove si raggiungono le massime altitudini con il Pico de Aneto (3.404 m s.l.m.), e la Cordigliera Iberica, a meridione. La porzione centrale della regione è occupata dalla depressione dell'Ebro, una vasta area di subsidenza strutturale che comprende la valle principale del fiume Ebro, valli secondarie generate dall'erosione fluviale degli

affluenti e subaffluenti, nonché sistemi collinari che fungono da transizione morfologica tra le propaggini pirenaiche e quelle iberiche (Fig. 19).

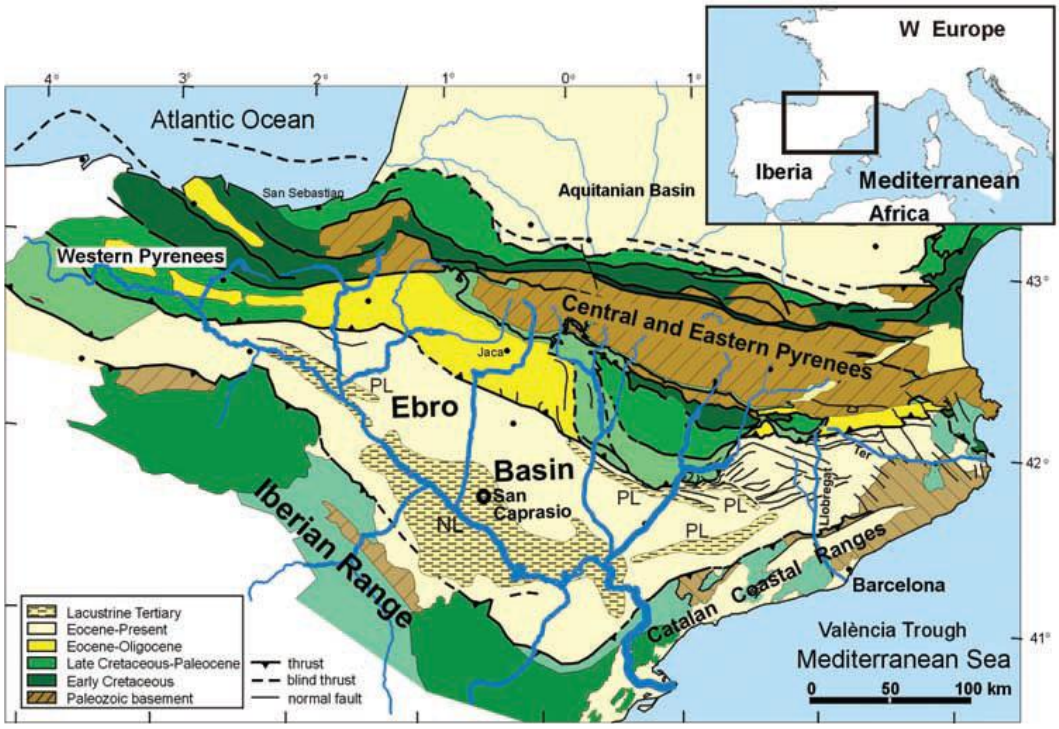


Figura 19 – Mappa geologica dei Pirenei, della Catena Costiera Catalana e della Catena Iberica che delimitano il Bacino dell'Ebro. (da Garcia-Castellanos et al., 2003).

La rete idrografica è dunque dominata dal Fiume Ebro, che funge da principale asse fluviale regionale, e dai suoi tributari, che hanno origine sia nei rilievi pirenaici (tra cui il Cinca e il Gállego) sia in quelli iberici (il più rilevante è il Jalón). Alcuni corsi d'acqua del settore meridionale dell'Aragona, come il Turia e il Mijares, defluiscono invece direttamente verso il bacino del Mediterraneo.

Durante la fase sin- e post-tettonica, il bacino di avanfossa dell'Ebro è stato progressivamente colmato da sedimenti ("*backfilled*", Coney et al., 1996; Garcia-Castellanos et al., 2003), principalmente conglomeratici, che hanno ricoperto gran parte delle strutture tettoniche frontali della catena meridionale dei Pirenei. L'ampia esposizione attuale dei depositi sin-tettonici compressivi di età eocenica è il risultato dell'apertura verso il Mediterraneo del sistema di drenaggio e della successiva incisione fluviale profonda, che ha mobilitato e trasportato sedimenti rielaborati fino al delta dell'Ebro, oggi ubicato nella fossa di Valencia.

Caratteri climatici regionali

L'Aragona è caratterizzata da un clima secco di tipo mediterraneo-continentale, con precipitazioni irregolari, un'elevata escursione termica giornaliera e forti venti, in particolare lungo la Depressione dell'Ebro. L'Aragona presenta inverni freddi ed estati calde e secche. Tuttavia, le estreme differenze di altitudine di oltre 3000 m tra le pianure (il bacino dell'Ebro - il più grande fiume spagnolo in termini di volume che attraversa l'intera regione in direzione ovest-est) e le montagne (i Pirenei, la cui cima più alta è di 3404 m), insieme alla topografia specifica del bacino dell'Ebro e alle catene montuose (i Pirenei a nord del bacino e la Montagna Iberica a sud - la cima più alta è di 2313 m), influenzano il clima locale e sono la causa principale delle sue caratteristiche climatiche: l'aridità del terreno lungo le rive del fiume Ebro, l'andamento casuale delle piogge, l'elevato contrasto termico tra l'inverno e l'estate, conseguenza delle forti caratteristiche continentali della regione, e i tipici venti di nord-est "mistral", frequenti nella regione (Ribalaygua et al., 2013; Gaitán et al., 2019). A causa della sua posizione geografica interna, lontana dagli effetti mitiganti dell'Atlantico e del Mediterraneo, la regione presenta alcune delle temperature più estreme di tutta la Spagna. La valle del Jiloca, nella provincia di Teruel, rappresenta probabilmente l'area più fredda della Penisola Iberica (escludendo le zone montane di alta quota), con temperature record che raggiungono i -28/-30 °C nella località di Calamocha. Quest'area, compresa nel triangolo costituito da Teruel, Calamocha e Molino de Aragón (già in territorio di Guadalajara), è comunemente riconosciuta come la zona più gelida della Spagna, dove le temperature scendono regolarmente sotto i -20 °C.

Una parte significativa dell'Aragona meridionale sperimenta fino a 120 giorni di gelo all'anno, spesso superando perfino le aree pirenaiche aragonesi, dove la maggiore nuvolosità mitiga le escursioni termiche notturne, riducendo la frequenza delle gelate.

Per quanto riguarda le precipitazioni, i valori più elevati si registrano nei Pirenei, con un massimo che raggiunge i 1870 mm annui nella località di Canfranc. Al contrario, gran parte del territorio aragonese riceve tra i 300 e i 500 mm annui, con un'eccezione rappresentata dai Montes Universales (nella provincia di Teruel), dove i valori possono arrivare fino a 982,9 mm annui.

Bacino idrografico del Fiume Ebro

Il Fiume Ebro, uno dei principali corsi d'acqua della Spagna, si estende per circa 928 km e drena un bacino idrografico di forma approssimativamente triangolare di circa 85,8 km², delimitato a nord dai Pirenei, a ovest dalla Cordillera Iberica e a est dalla Cordillera Costiera Catalana, dove defluisce verso il mare attraverso una serie di gole. L'erosione fluviale esercitata dall'Ebro e dai suoi affluenti ha inciso profondamente i depositi sedimentari terziari del bacino in alcuni settori nord-orientali fino a profondità di circa 1600 metri (Lewis et al., 2000). Il fiume defluisce verso il mare attraverso una serie di gole che tagliano la Cordillera Costiera Catalana (Garcia-Castellanos, 2003).

Nel settore centrale della Depressione dell'Ebro, nei pressi di Saragozza (Aragona, Spagna nord-orientale), il clima è di tipo semi-arido, con una precipitazione media annua di circa 350 mm e una temperatura media intorno ai 15 °C (González-Sampériz, 2004; Constante et al., 2010). La vegetazione naturale, composta principalmente da *Pinus halepensis* e *Juniperus sabina*, è stata ampiamente degradata nel tempo a causa del sovra pascolamento, dell'agricoltura e degli incendi ripetuti sin da epoche preistoriche. Dal punto di vista geologico, l'area è caratterizzata dalla presenza di evaporiti mioceniche, soprattutto gesso, depositate in ambienti di tipo *sebkha* (Quirantes, 1978) e appartenenti all'unità tettonico-sedimentaria, che si estende dall'Egeo alla regione dell'Aragona centrale (Alonso-Zarza et al., 2002).

A partire dal Pliocene, con l'apertura del bacino dell'Ebro verso il Mediterraneo, si è intensificata l'erosione che ha modellato un paesaggio articolato, formato da piattaforme calcaree, terrazzi quaternari e *pediments*. In questa zona, la presenza di materiali facilmente erodibili ha favorito lo sviluppo di valli profonde e incisioni fluviali marcate. Il tratto mediano del fiume Ebro mostra una morfologia meandriforme e un'elevata dinamica del tracciato. Durante il Pleistocene, la migrazione del corso d'acqua verso nord ha generato una valle asimmetrica, con un margine settentrionale delimitato da scarpate ripide di gessi miocenici, mentre quello meridionale presenta una successione di terrazzi fluviali quaternari. La scarpata gessosa, lunga circa 70 km e alta oltre 60-80 metri, riflette l'interazione secolare tra le dinamiche fluviali e l'evoluzione dei versanti nel corso dell'Olocene.

Nelle valli secondarie sono stati identificati vari livelli sedimentari. I depositi olocenici si trovano al di sotto dell'attuale livello attivo, mentre quelli pleistocenici sono collocati a quote superiori. Questi depositi, spessi generalmente 2-3 metri, sono costituiti da clasti carbonatici e frammenti di gesso. Il livello più consistente presenta uno spessore fino a 14 metri, e si estende cronologicamente dal Neolitico (7000-5000 anni BP) fino all'epoca romana (2500-1500 anni BP), risultando diffuso in tutte le valli. Il livello riferibile al periodo medievale (VI-XV secolo) si sovrappone parzialmente o è incluso in quello che, secondo la datazione al radiocarbonio effettuata nel bacino del Huerva (Peña et al., 1996), viene collocato nell'ambito della Piccola Età Glaciale (circa 380 ± 60 anni BP). L'unità più recente è limitata ad alcuni impluvi attivi. Questi *layers* stratigrafici terminano spesso in ventagli alluvionali che si estendono nelle pianure fluviali principali (Constante, 2009; Constante et al., 2010; Peña et al., 2004).

5 Metodi e raccolta dati

5.1 Costruzione del *Geographic Information System* e del *database framework* per gli approcci di misura dei tassi di erosione

L'implementazione di database geomorfologici all'interno di Sistemi Informativi Geografici (GIS) rappresenta un approccio innovativo per monitorare i cambiamenti climatici e valutare i rischi geomorfologici in aree particolarmente vulnerabili.

Misurare determinati parametri geomorfici significa innanzitutto monitorare e comprendere l'evoluzione fluviale nel tempo (es., dimensioni dei canali, pattern morfologici, tassi di sedimentazione e di migrazione dei canali e processi di allargamento e restringimento dei fondovalle) (Rinaldi et al., 2011; Zingaro et al., 2023). La comprensione delle dinamiche fluviali, alla luce dei cambiamenti climatici e antropici in atto, rappresenta una sfida importante per lo sviluppo di soluzioni di monitoraggio, e per la valutazione e la mitigazione dei rischi geomorfologici. Allo stesso modo, di grande interesse il monitoraggio e l'analisi dell'evoluzione dei versanti e dei processi di erosione calanchiva, che costituiscono la più intensa forma di *soil erosion*. Molti studi relativi ai tassi di erosione sono stati condotti nelle aree del Mediterraneo e più precisamente in Basilicata, dove i processi di *gully erosion* rappresentano la principale forma di degradazione del suolo, influenzando le dinamiche di erosione e deposizione in tali aree (Piccarreta et al., 2012).

5.1.1 Processi geomorfologici investigati

Dinamiche fluviali

I sistemi fluviali sono caratterizzati da una naturale propensione al cambiamento, dovuto sia a fattori intrinseci, che agiscono all'interno dell'alveo (es., portata idrica, trasporto solido), sia a fattori esterni che operano a scala di bacino, come clima, uso del suolo e copertura vegetale (Fryirs & Brierley, 2013; Grabowski et al., 2014). Alcuni tipi di fiume risultano particolarmente suscettibili alle trasformazioni, mostrando dinamiche geomorfologiche molto accentuate.

L'incisione verticale e laterale degli alvei, la migrazione dei canali e i fenomeni di erosione spondale rappresentano i meccanismi chiave attraverso cui i corsi d'acqua riorganizzano la rete idrografica e trasferiscono sedimenti. La variabilità interannuale delle portate e l'intensificazione degli eventi estremi incrementano la frequenza di episodi erosivi, incidendo in maniera significativa sulla stabilità morfologica degli alvei.

Dalla fine del XIX secolo, le trasformazioni fluviali hanno conosciuto un'accelerazione significativa a causa dell'intervento umano e del cambiamento climatico (Scorpio et al., 2015; Downs & Piégay, 2019; de Musso et al., 2020; Mandarino, 2022; Zingaro et al., 2022; Magliulo et al., 2023; Pavlek, 2023; Martucci et al., 2025). Interventi quali canalizzazioni, costruzione di dighe e argini, dragaggi e urbanizzazione intensiva hanno comportato modificazioni morfologiche profonde: incisione dell'alveo, restringimento, semplificazione e riduzione dell'eterogeneità delle forme fluviali (Surian & Rinaldi, 2003; Pavlek, 2023). Comprendere e correlare i cambiamenti morfologici alle cause naturali e antropiche è quindi essenziale per interpretare le condizioni attuali e prevedere le tendenze future (Scorpio et al., 2015).

L'analisi geomorfologica dei corsi d'acqua richiede un approccio multi-scalare (Tab. 4): da un lato, è necessario considerare il contesto spaziale più ampio, poiché le modificazioni osservate in un tratto di fiume possono dipendere anche da processi che avvengono più a monte; dall'altro, suddividere il corso d'acqua in unità più piccole consente di distinguere le differenze nei tassi di cambiamento legate a specifiche condizioni locali, per una analisi geomorfometrica più accurata (Rinaldi et al., 2015, 2016; Pavlek, 2023; Duquesne et al., 2020).

Le indagini multitemporali basate su carte storiche, fotografie aeree, rilievi topografici e analisi GIS consentono di ricostruire l'evoluzione morfologica degli alvei, identificare i fattori di controllo e interpretare correttamente i processi idro-geomorfologici in corso (Mandarino, 2022; Martucci et., 2025). A queste si affiancano indagini di campo più circoscritte, comprendenti mappatura geomorfologica, valutazioni idromorfologiche e misure dirette delle sezioni trasversali, delle caratteristiche idrauliche e della struttura delle sponde e del fondo. Particolare attenzione è rivolta al trasporto solido, poiché acqua e sedimenti rappresentano gli agenti fondamentali della dinamica fluviale. L'apporto di sedimenti deriva sia dall'erosione dei versanti, sia dall'erosione di sponde e alveo. Questi dati costituiscono input fondamentali per modelli numerici di

trasporto solido (p. es., WATEM/SEDEM) o per analisi di connettività dei sedimenti (Borselli, 2008; Cavalli et al., 2013).

Negli ultimi decenni, il telerilevamento ha rappresentato una svolta nello studio della morfodinamica fluviale, grazie all'impiego di immagini satellitari, rilievi aerei (anche con droni) e rilievi terrestri. Queste tecniche permettono di ottenere dati ad alta risoluzione su morfologia degli alvei, topografia dettagliata, estensione delle aree inondate, trasporto sospeso e granulometria del carico solido (Zingaro et al., 2022: Benito et al., 2024). L'uso di LiDAR e stazioni totali consente inoltre la costruzione di modelli digitali di elevazione (DEM) estremamente accurati. L'integrazione di dati storici e contemporanei, cartografici e da telerilevamento, costituisce oggi la base principale per ricostruire e interpretare i cambiamenti fluviali negli ultimi due secoli (Downs & Piégay, 2019).

Tabella 4 – Schema riassuntivo delle metodologie per lo studio delle dinamiche fluviali.

Classe di approccio	Strumenti / Metodi	Risultati attesi
Analisi storiche e multitemporali	Carte storiche, foto aeree, ortofoto, rilievi topografici, GIS multitemporali	Ricostruzione evoluzione morfologica degli alvei, identificazione fattori di controllo, interpretazione dei processi idro-geomorfologici
Analisi geomorfologica di campo	Mappatura geomorfologica, valutazioni idromorfologiche, rilievo sezioni trasversali, misure sponde e fondo	Caratterizzazione delle forme e dei processi fluviali a scala di tratto, identificazione di dinamiche locali
Monitoraggio del trasporto solido	Torbidimetri, trappole di sedimenti, mulinelli idrometrici, campionamento granulometrico	Stima input sedimentario da versanti, sponde e alveo; dati per modelli di trasporto solido (p. es., WATEM/SEDEM) e analisi di connettività
Telerilevamento e rilievi ad alta risoluzione	Immagini satellitari, rilievi aerei e da drone, rilievi terrestri, LiDAR, stazioni totali	Morfologia dettagliata degli alvei, topografia di precisione, estensione aree inondate, sospesi e granulometria del carico solido
Modellistica numerica	Modelli di trasporto solido (p. es., WATEM/SEDEM), indici di connettività, modelli idraulici	Quantificazione flussi sedimentari, simulazione dinamiche idrauliche e morfologiche, scenari evolutivi
Integrazione dati storici e moderni	Confronto tra mappe storiche, dati cartografici, rilievi moderni e telerilevamento	Interpretazione dei cambiamenti fluviali negli ultimi due secoli e valutazione delle tendenze a lungo termine

Processi di erosione accelerata

Le forme di erosione accelerata, in particolare nei contesti di *badlands*, derivano dall'interazione di materiali teneri o poco consolidati con una pluralità di processi geomorfologici che agiscono spesso in combinazione, a diverse scale spaziali e temporali. I principali meccanismi coinvolti sono:

- alterazione della roccia madre, che rende i materiali più vulnerabili ai processi di disgregazione e trasporto;
- processi fluviali superficiali, come lo *sheet wash*, l'erosione in *rill* e in *gully*, che rappresentano i motori principali dell'evoluzione morfologica di questi ambienti;
- erosione sotterranea, dovuta a fenomeni di *piping* e *tunnelling*, che possono alimentare i *rills* attraverso fratture e *micropipes* attivi anche a scala intra-evento o stagionale;
- processi gravitativi o di *mass wasting*, come *creep* e frane, che possono rimodellare rapidamente le superfici aprendo nuove aree esposte all'erosione.

Tra i processi superficiali, lo *sheet wash* e l'erosione lineare in *rills* e *gullies* sono considerati dominanti. Con l'aumentare della profondità del deflusso superficiale, l'erosione diffusa tende a concentrarsi in incisioni, portando allo sviluppo di reti di drenaggio elementari che evolvono in sistemi di *gullies*. Questi ultimi conferiscono ai calanchi la caratteristica morfologia fortemente dissezionata e l'elevata densità di drenaggio. Le condizioni di alimentazione dei *rills* possono inoltre dipendere non solo dal deflusso superficiale, ma anche da flussi sotterranei che si attivano e disattivano in risposta agli eventi meteorici, rendendo il processo ancora più complesso e dinamico.

Si distinguono tre modalità generali di innesco delle forme calanchive (Harvey, 1992): (i) espansione di incisioni lungo i versanti, originate da condizioni interne al pendio; (ii) incisioni localizzate alla base dei versanti, dovute alla combinazione di fattori interni e basali; (iii) frane e movimenti di massa che creano superfici nude esposte ai processi erosivi. In aree subumide e umide, dove le forme

calanchive sono più giovani e di dimensioni ridotte, questi processi possono essere osservati direttamente; nelle zone semiaride e aride, invece, i *badlands* risultano più antichi ed estesi, e i fattori di innesco sono spesso offuscati dalla lunga evoluzione morfologica (Moreno-de las Heras & Gallart, 2018).

Lo studio dei tassi di erosione associati a questi processi richiede un approccio integrato. Le analisi GIS consentono di valutare geometrie e anomalie della rete di drenaggio, stimando variazioni nei processi e nei tassi erosivi (Guerra & Lazzari, 2020). L'analisi morfometrica dei bacini idrografici, secondo gli approcci classici di Horton (1945) e Strahler (1957), permette di calcolare parametri quantitativi sulla gerarchizzazione della rete fluviale, mentre le carte geomorfologiche documentano le principali forme e fasi evolutive.

Accanto ai metodi tradizionali di monitoraggio diretto (ad esempio l'impiego di attrezzature come trappole per sedimenti) e di monitoraggio idrologico indiretto (impiego di attrezzature per la stima indiretta dei tassi di erosione attraverso il trasporto solido nei corsi d'acqua), oggi trovano largo impiego tecniche avanzate come:

- *remote sensing* e telerilevamento satellitare per la mappatura multitemporale delle superfici e il monitoraggio degli eventi erosivi;

- rilievi LiDAR e fotogrammetria da drone, che consentono la produzione di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione per valutare i volumi di materiale eroso (DoD, *DEM of Difference*) attraverso *tools* implementate in software GIS;

- analisi multitemporali di ortofoto storiche e recenti, utili a ricostruire l'evoluzione spaziale delle incisioni e delle forme più evolute di tipo calanchivo;

- modelli empirici e fisicamente basati, come la RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) o USPED, per stimare la perdita di suolo a scala di versante o bacino, o algoritmi geomorfometrici come il *geomorphon* per individuare e confrontare automaticamente le forme del rilievo in serie temporali.

L'integrazione di queste metodologie (Tab. 5) consente di ottenere una valutazione completa, sia qualitativa che quantitativa, dei processi di erosione accelerata, con particolare attenzione alla loro risposta ai cambiamenti climatici e alle pressioni antropiche.

Tabella 5 – Schema riassuntivo delle metodologie per lo studio dei tassi di erosione.

Classe di approccio	Strumenti / Metodi	Risultati attesi
Osservazioni di campo	Trappole per sedimenti, aste graduate e altre attrezzature	Quantificazione diretta dei tassi di erosione e caratterizzazione granulometrica dei sedimenti
Monitoraggio idrologico	Torbidimetri, mulinelli idrometrici, misure di portata solida sospesa	Stima indiretta dei tassi di erosione tramite trasporto solido nei corsi d'acqua
Analisi morfometriche	Parametri morfometrici classici (Horton, 1945; Strahler, 1957), calcolo gerarchizzazione reticoli idrografici con GIS	Quantificazione della densità di drenaggio, anomalie geomorfometriche e variazioni dei processi erosivi
Analisi multitemporali	Ortofoto storiche e recenti, interpretazione multiscala di immagini satellitari (analisi di NDVI e NDMI)	Ricostruzione dell'evoluzione spaziale di incisioni, *rills*, *gullies* e forme calanchive
Remote sensing	Telerilevamento satellitare, droni, rilievi LiDAR, DEM ad alta risoluzione, fotogrammetria (DoD – DEM of Difference)	Stima dei volumi erosi, variazioni morfologiche multitemporali, monitoraggio eventi estremi
Cartografia geomorfologica	Carte geomorfologiche e tematiche	Documentazione delle principali forme, fasi evolutive e assetti morfologici
Modelli di erosione	RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation), USPED, modelli di connettività, algoritmi geomorfometrici (Geomorphon)	Stima delle perdite di suolo a scala di versante o bacino, individuazione e classificazione automatica delle forme del rilievo

Processi gravitativi

I processi gravitativi, con particolare riferimento alle frane, rappresentano una delle manifestazioni più evidenti della vulnerabilità geomorfologica dei territori montuosi e collinari. La loro genesi è il risultato di una complessa interazione tra fattori geologici, morfometrici e climatici (Guzzetti et al., 2006; Gioia et al., sottoposto per la stampa a *Natural Hazards*; Gioia et al., 2011a; Santangelo et al., 2013; Contillo et al., sottoposto per la stampa a *Environmental Earth Sciences*). Le frane possono essere innescate da molteplici fattori naturali e antropici, quali precipitazioni intense o prolungate, attività sismica o vulcanica,

variazioni nei livelli di falda, tettonica attiva, ma anche da azioni umane come scavi, deforestazione o realizzazione di infrastrutture (Guzzetti et al., 2008; Martino, 2017; Albano et al., 2018).

Il cambiamento climatico costituisce un ulteriore elemento critico: l'aumento delle temperature, la variabilità pluviometrica e l'incremento della frequenza di eventi meteorici estremi stanno modificando le dinamiche di instabilità dei versanti, pur rendendo complessa la quantificazione precisa della relazione tra variabili climatiche e attività franosa, anche a causa delle differenti scale spaziali e temporali dei fenomeni (Ardizzone et al., 2023).

La classificazione e l'interpretazione delle frane, basata sul tipo di movimento, sui materiali coinvolti e sul comportamento cinematico, risultano particolarmente complesse laddove coesistono o interagiscono più meccanismi di innesco (Guadagno & Revellino, 2009). Per questo motivo, un approccio integrato che combini dati climatici, analisi morfometriche e inventari frane (p. es., IFFI e PAI) permette di trarre inferenze significative sulle condizioni predisponenti e sui possibili meccanismi di attivazione (Lazzari & Gioia, 2016; Sciarra et al., 2017; Lazzari et al., 2018; Contillo et al., 2026; Gioia et al., sottoposto per la stampa a *Natural Hazards*).

Le metodologie di analisi comprendono (Tab. 6):

- telerilevamento satellitare e in particolare tecniche DInSAR (*Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar*), che consentono di rilevare deformazioni millimetriche dei versanti e di monitorare l'attività franosa a diverse scale temporali;

- analisi morfometriche basate su Modelli Digitali del Terreno (DTM) ad alta risoluzione, che permettono di derivare parametri come pendenza, esposizione, altimetria e rete idrografica; oltre a indici geomorfometrici quantitativi (Keller & Pinter, 2002) come il fattore di asimmetria (Af), il *Transverse Topographic Symmetry Factor* (Tt) e il *Valley Floor Width-to-Height Ratio* (Vf), utili per confrontare zone adiacenti e ricostruire pattern di instabilità;

- analisi multitemporali geomorfologiche, basate sull'interpretazione di foto aeree, dati LiDAR e cartografia geomorfologica di campo, che

consentono di ricostruire la storia recente dei versanti e le fasi multiple di riattivazione;

- modellistica numerica dei processi franosi, che integra dati climatici e geotematici per simulare scenari di evoluzione e valutare la suscettibilità a frana;

- analisi pluviometriche preliminari, indispensabili per individuare soglie pluviometriche critiche di innesco.

L'integrazione di questi strumenti consente non solo di descrivere lo stato attuale e l'evoluzione recente delle frane, ma anche di costruire scenari previsionali in grado di valutare gli effetti futuri del cambiamento climatico sull'instabilità dei versanti.

Tabella 6 – Schema riassuntivo delle metodologie per lo studio dei processi gravitativi e dell'instabilità dei versanti.

Classe di approccio	Strumenti / Metodi	Risultati attesi
Telerilevamento e monitoraggio satellitare	DInSAR, immagini satellitari ottiche e radar, LiDAR da drone e aereo	Identificazione e monitoraggio di deformazioni millimetriche, cartografia delle aree instabili, ricostruzione multitemporale delle riattivazioni
Analisi morfometriche da DTM	Modelli Digitali del Terreno (DTM), indici geomorfometrici (Af, Tt, Vf, pendenza, esposizione, drenaggio)	Quantificazione della predisposizione morfologica, confronto tra bacini e definizione di aree a maggiore suscettibilità
Analisi multitemporali	Fotografie aeree storiche, ortofoto, dati LiDAR, GIS	Ricostruzione della storia geomorfologica dei versanti, riconoscimento delle fasi multiple di attivazione
Inventari e banche dati	Database ufficiali (IFFI, PAI), geodatabase locali, carte geomorfologiche	Inquadramento spaziale e statistico delle frane, correlazione con fattori climatici e geologici
Modellistica numerica	Modelli di stabilità dei versanti, modelli di suscettibilità e hazard	Simulazione scenari evolutivi, valutazione del rischio e della pericolosità a diverse scale
Analisi pluviometriche	Serie storiche di precipitazioni, identificazione soglie critiche di innesco	Individuazione dei legami tra eventi piovosi e attivazione di frane, definizione di soglie pluviometriche di allerta

5.1.2 Struttura e criteri per la costruzione del database degli indicatori geomorfologici del *climate change*

Questo lavoro propone un database di marcatori geomorfologici dei cambiamenti climatici, progettato per fornire un approccio multiscala e multitemporale basato sull'analisi e il monitoraggio di diversi tipi di parametri e indici, al fine di offrire al campo della geoscienza un protocollo procedurale replicabile a livello globale per la stima dell'impatto del *climate change* nelle aree semiaride e la possibilità di valutare azioni e strategie volte alla mitigazione del rischio geomorfologico. Il modello fornisce una panoramica che mostra una possibile metodologia per il rilevamento di parametri e di altri indicatori del cambiamento climatico attraverso metodi e modalità noti in letteratura o qui proposti (Appendice A.2; cfr. versione preliminare in Contillo et al., 2026). Per studiare i *marker* geomorfologici e quantificare i tassi di erosione sono disponibili diverse metodologie e approcci, molti dei quali si avvalgono di strumenti tecnologici avanzati, e l'applicazione combinata di questi permette non solo di identificare le aree più a rischio, ma anche di valutare l'efficacia di eventuali interventi di mitigazione. Tra le diverse tecniche utilizzabili, il telerilevamento e i Sistemi Informativi Geografici (GIS) permettono di monitorare i cambiamenti nel tempo grazie a immagini satellitari, rilievi LiDAR e droni, che forniscono dati spaziali ad alta risoluzione su processi erosivi e dinamiche fluviali. In aggiunta, i modelli numerici rappresentano strumenti indispensabili per simulare i processi geomorfologici. Questi modelli integrano dati ambientali, climatici e antropici per prevedere l'erosione del suolo e i cambiamenti morfologici in scenari climatici futuri.

Nel database proposto in questo lavoro vengono riportate le diverse tecniche (dirette o indirette – indagini sul campo, sensori in situ connessi, tecniche di telerilevamento, dati storici) utili all'identificazione e alla misura dei parametri selezionati. Le misurazioni possono essere effettuate in modalità diretta o indiretta, dove "diretta" e "indiretta" indicano l'osservazione sul campo e le misurazioni in situ attraverso attrezzature appropriate, l'interpretazione delle informazioni attraverso il confronto e l'interpretazione di mappe e foto aeree, la ricerca storica, la raccolta di dati d'archivio e le tecniche di telerilevamento. Inoltre, tale approccio multiscala contempla adeguate scale spaziali e temporali e consente di combinare dati locali (relativi a versanti, aree specifiche di erosione o

sedimentazione come *rills*, *gullies*, coni di deiezione), regionali (analisi che coinvolgono più bacini idrografici o coprono ampie aree semi-aride), e talvolta globali (tendenze che influenzano grandi aree, come variazioni di temperature/precipitazioni ed eventi estremi globali). L'integrazione multitemporale permette di identificare trend a lungo termine e variazioni più recenti, fornendo una visione olistica delle dinamiche geomorfologiche.

A questo scopo, sono state codificate le dieci macro-categorie tassonomiche di seguito elencate:

- cambiamenti morfologici fluviali;
- erosione accelerata;
- tassi di erosione;
- tassi di sedimentazione;
- connettività del sedimento;
- indicatori climatici;
- densità di drenaggio;
- indicatori vegetazionali;
- instabilità di versante;
- *rock fragments*.

La selezione delle macrocategorie rappresenta il risultato di un'analisi approfondita della letteratura scientifica, combinata con la nostra esperienza sul campo in aree semi-aride dell'Italia meridionale. Sono stati privilegiati gli indicatori che mostrano una risposta diretta e misurabile al cambiamento climatico, mentre sono stati esclusi quelli troppo influenzati da fattori locali non climatici o difficili da standardizzare. In questo modo, ogni categoria inclusa appare robusta, misurabile con metodologie ripetibili.

Approccio multiscala per la definizione dei siti pilota

Un secondo database è stato sviluppato per raccogliere e sistematizzare informazioni provenienti da diversi siti-pilota localizzati nelle aree interne della

Basilicata, scelti in quanto rappresentativi delle condizioni tipiche delle regioni semi-aride del Sud Europa. Tali aree, infatti, costituiscono contesti ideali per valutare in modo integrato gli effetti del cambiamento climatico sulla dinamica geomorfologica e per sperimentare metodologie di monitoraggio replicabili anche in altri contesti mediterranei e transnazionali.

I siti selezionati ricadono nei bacini idrografici dei fiumi Bradano, Basento, Cavone, Agri e Sinni, che presentano condizioni geomorfologiche differenti ma accomunate da elevata sensibilità ai fenomeni di aridificazione, erosione accelerata e degrado del suolo. L'obiettivo è stato quello di documentare e confrontare i segnali di evoluzione del paesaggio in un intervallo temporale relativamente breve, con particolare attenzione ai processi erosivi e alle dinamiche di desertificazione.

Per ragioni operative e di approfondimento, l'analisi e la comparazione dei dati è stata condotta su due scale di dettaglio: a partire dalla scala dei bacini idrografici dei soli fiumi Bradano e Basento – in quanto contigui ma profondamente diversi dal punto di vista geologico e gemorfologico – fino alla scala più dettagliata di alcuni *test-sites* tra i più significativi.

L'analisi è stata avviata alla scala di bacino attraverso lo studio comparativo dei bacini di fiumi Bradano e Basento, con particolare attenzione alla distribuzione e alla tipologia dei movimenti di massa. Le frane, infatti, rappresentano uno degli indicatori più evidenti della vulnerabilità geomorfologica in aree collinari e montuose, riflettendo l'interazione tra fattori litologici, morfometrici, tettonici e climatici. L'obiettivo è stato quello di evidenziare differenze nei pattern di instabilità dei versanti e nella densità di frana, in modo da ricostruire il contesto all'interno del quale poter comprendere come le caratteristiche geologiche e morfotettoniche condizionino l'evoluzione del paesaggio e in quale misura le condizioni climatiche giocano un ruolo significativo. Questo primo livello di analisi rappresenta dunque il punto di partenza per l'identificazione dei fattori di controllo prevalenti e per la definizione di un quadro generale dei processi geomorfologici in atto.

Il secondo livello di analisi è costituito da alcuni siti pilota campionati a titolo esemplificativo all'interno dei due bacini su cui sono state effettuate analisi di comparazione (Bradano e Basento). Tuttavia, la maggior parte dei siti ricade all'interno del bacino del Fiume Basento, in quanto emblematico per la combinazione di pressione antropica, dinamiche fluviali complesse, presenza

diffusa di forme di erosione accelerata (calanchi, *rills* e *gullies*), ma anche per la disponibilità di numerosi dati di letteratura (si vedano a titolo di esempio, Capolongo et al., 2008a; Scorpio et al., 2015; de Musso et al., 2020).

Infine, un terzo livello di analisi ha previsto la comparazione transnazionale tra i siti campionati in Basilicata e quelli selezionati nell'Aragona (Spagna), all'interno del bacino dell'Ebro. In particolare, sono state prese in esame l'area semiumida di Araguás e quella semi-arida di Valpalmas, considerate casi studio di riferimento per la comprensione delle dinamiche geomorfologiche nei contesti mediterranei. Questa comparazione ha consentito di estendere le osservazioni a una dimensione più ampia, valutando analogie e differenze tra sistemi geomorfologici soggetti a condizioni climatiche e pressioni antropiche simili, ma sviluppatisi in contesti geologici e territoriali diversi.

Questo approccio ha permesso di costruire un archivio dinamico e multitemporale, capace di fornire non solo un quadro sinottico delle trasformazioni geomorfologiche in atto, ma anche un supporto operativo per la valutazione della vulnerabilità e la definizione di possibili strategie di mitigazione del rischio geomorfologico.

Per assicurare replicabilità e confrontabilità tra aree e periodi, il presente lavoro adotta una scheda standard di sito che raccoglie in modo uniforme metadati, contesti climatici e strumenti di misura. La scheda è stata organizzata in sette blocchi (il modello in inglese della scheda è consultabile in Appendice A.3): 1) Metadati & inquadramento (posizione, bacino/sottobacino, CRS/coordinate, quota, area, pendenza media, litologia, uso/copertura suolo); 2) Clima, periodi & QC (regime climatico, stazione/i di riferimento per PR–TX–TN, periodi di analisi, regole e stato del QC climatologico); 3) Stato dell'arte al momento dell'indagine (copertura vegetale e densità, eventi eccezionali e storia di eventi recenti, interventi/mitigazione, accesso/permessi, processi geomorfologici in atto); 4) Strumentazione & disegno di campionamento (tipologia di strumenti, stato operativo, disegno di campionamento: numero, posizionamento, frequenza visite); 5) Prodotti (dati di base utilizzati per le analisi – DEM, carte, ortofoto, immagini satellitari – e prodotti derivati – DoD, TPI, geomorphon, mappe morfometriche – con metodo/CRS/risoluzione); 6) Indicatori analizzati (con rifermento al database degli indicatori geomorfologici del *climate change*): selezione delle macro-categorie di indicatori geomorfologici effettivamente investigate nel sito (id_macro); 7) Note & riferimenti (anomalie/gap

che influenzano l'interpretazione; rimandi a figure, tabelle e bibliografia locale). La scheda ha l'obiettivo di fungere da ponte operativo verso possibili analisi evento-risposta e verso *early-warning*. Per ogni sito, i campi qui definiti diventano la "matrice minima" da compilare e poi richiamare in fase di studio e interpretazione dei risultati.

Basi metodologiche per lo studio dei processi geomorfologici nei siti pilota

I dataset utilizzati sono stati georiferiti e armonizzati secondo il Sistema di Riferimento Geodetico Europeo ETRS89, con sistema di coordinate proiettate ETRS89 UTM Zone 33N (EPSG: 25833), garantendo coerenza metrica e compatibilità con le principali piattaforme GIS.

Per l'analisi della distribuzione spaziale e delle principali caratteristiche dei fenomeni franosi nei due bacini fluviali sono stati utilizzati Modelli Digitali di Elevazione (DEM) ad alta risoluzione, integrati con nuovi dati di terreno raccolti sul campo. Il DEM dell'area di studio è stato ottenuto attraverso un processo di unione e armonizzazione di due dataset messi a disposizione dalle Agenzie Regionali di Basilicata e Puglia. In particolare, il DEM a risoluzione 5 m fornito dalla Regione Basilicata è stato ricampionato mediante interpolazione bilineare per adeguarlo alla risoluzione di 8 m del modello fornito dalla Regione Puglia.

A partire dal DTM con risoluzione 8 m sono stati calcolati i principali parametri morfometrici standard e derivate le relative carte tematiche – quali quota, pendenza, esposizione e rete idrografica – riferite ai due bacini analizzati (Fig. 20).

I dati sui fenomeni franosi sono stati acquisiti e processati a partire da banche dati ufficiali, tra cui il PAI (Piano di Assetto Idrogeologico) e l'IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia; Lazzari & Gioia, 2016; Lazzari et al., 2018; Trigila et al., 2010), oltre che da cartografie e geodatabase geotematici pubblicati e/o originali elaborati *ex novo*.

Sono stati inoltre calcolati alcuni indici geomorfometrici chiave (Keller & Pinter, 2002) per fornire un confronto quantitativo tra i due bacini, tra cui: *Asymmetry Factor* (Af), *Transverse Topographic Symmetry Factor* (Tt), *Valley Floor Width-to-Height Ratio* (Vf). Ulteriori parametri correlati alla franosità sono stati derivati in funzione delle diverse zonazioni geologiche e morfologiche dell'area di studio.

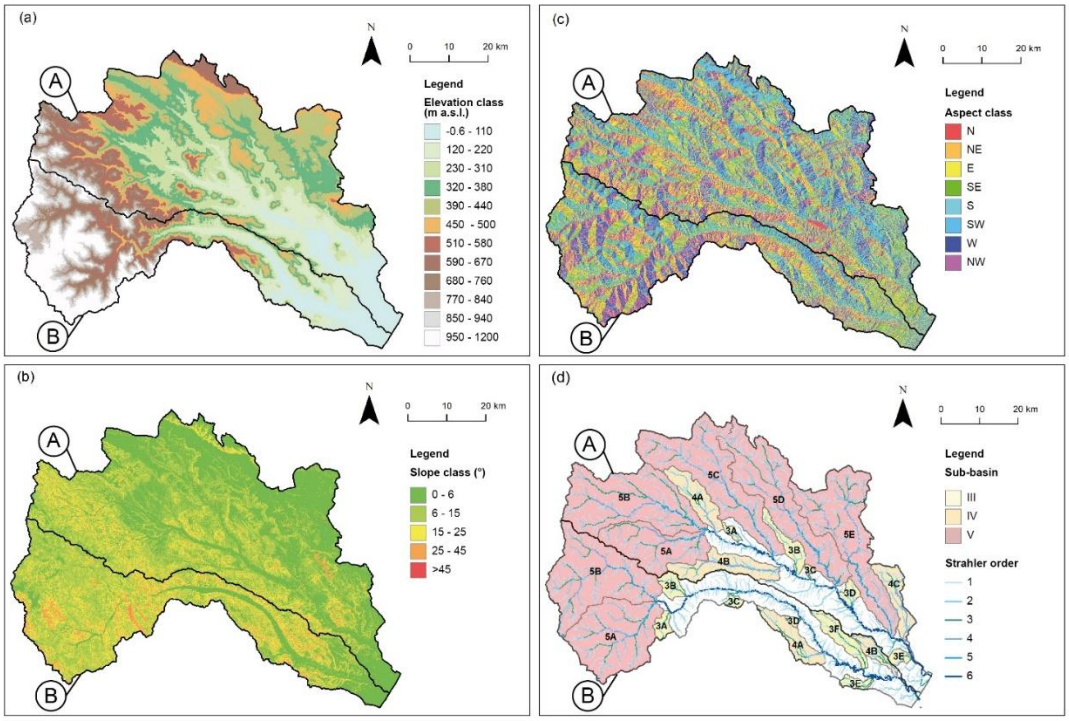


Figura 20 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c), reticolo idrografico (d) dei bacini dei Fiumi Bradano e Basento (A e B rispettivamente).

Le analisi GIS, condotte su aree chiave del bacino dei fiumi Bradano e Basento, hanno permesso di restituire una rappresentazione dettagliata dei fenomeni di erosione osservati nell'ultimo decennio, mettendo in evidenza trend significativi di aridificazione e degradazione del suolo su diverse scale spaziali. Sono state effettuate analisi mirate e applicate metodologie di dettaglio per quantificare i tassi di erosione e caratterizzare in maniera più puntuale le dinamiche locali: i) analisi GIS e telerilevamento, analisi di ortofoto storiche e recenti, immagini satellitari, dati UAV e rilievi LiDAR, utilizzati per ricostruire l'evoluzione delle forme del rilievo e quantificare variazioni spaziali e volumetriche dei processi erosivi; ii) rilievi geomorfologici di campo, con mappatura diretta delle forme e misurazioni in situ, al fine di validare le interpretazioni da remoto e raccogliere dati qualitativi e quantitativi su dinamiche locali; iii) tecniche di monitoraggio diretto, come trappole per sedimenti; iv) analisi morfometriche e modelli numerici per la stima della perdita di suolo e modelli di connettività e trasporto solido utili a valutare i processi a scala di versante e di bacino; v) approcci multitemporali, attraverso la comparazione di fotografie aeree

e dati digitali, per individuare trend evolutivi e possibili correlazioni con variabili climatiche.

La digitalizzazione dei siti pilota è stata realizzata mediante l'integrazione di cartografia tecnica regionale (scala 1:10.000, disponibile sul Geoportale regionale), dati UAV (periodo del rilevamento: 2013 e 2025) con risoluzione compresa tra 0,04 m e 1 m – laddove disponibili – e Modelli Digitali del Terreno (DTM) con risoluzione fino a 5 m scaricati dal portale cartografico regionale.

5.2 Serie climatiche e indici

L'analisi climatica è stata condotta attraverso la raccolta di dati termo-pluviometrici e la conseguente elaborazione delle serie storiche dei dati registrati presso le stazioni meteorologiche della regione Basilicata, con un'estensione temporale che va dal 1951 al 2023 (Tabb. 7-8). Le stazioni termo-pluviometriche appartengono alla rete di monitoraggio delle principali agenzie regionali e nazionali (ISPRA; Protezione Civile – CFD Basilicata). Per gli scopi del lavoro sono state considerate solo quelle con un numero accettabile di dati mancanti e/o con un periodo minimo di registrazioni di 24 anni, in modo da assicurare l'affidabilità statistica delle elaborazioni. I dati sono stati armonizzati e controllati per la presenza di anomalie o discontinuità evidenti – attraverso il *quality control* (QC) effettuato su Climpact - procedendo, dove necessario, a interventi di ricostruzione mediante metodi di interpolazione temporale o confronto con stazioni vicine.

Tabella 7 – Anagrafica delle stazioni pluviometriche della Basilicata con un minimo di 24 anni di registrazioni dal 1951 al 2023.

n.	Stazione pluviometrica	Lat.	Long.	Quota (m)
1	**Acquafredda**	4431647,924	558870,079	86
2	**Agromonte CC**	4435745,149	591502,3065	500
3	**Albano di Lucania**	4492871,485	587593,4114	899
4	**Aliano**	4461813,145	606827,5311	497
5	**Armento**	4461625,102	592634,5469	640
6	**Atella**	ND	ND	ND
7	**Bernalda**	4475440,731	644822,2599	127
8	**Calciano**	4493186,476	603502,9044	450
9	**Calvello**	4479671,283	534503,6189	700

10	**Cancellara**	4509543,11	579374,1329	620
11	**Carbone**	4443106,376	594310,609	685
12	**Castelluccio Inferiore**	ND	ND	490
13	**Castelsaraceno**	4446092,882	583967,3701	1036
14	**Cersosimo**	4434209,77	617115,2936	563
15	**Cogliandrino**	4439295,155	581570,5986	700
16	**Cognato**	4491334,916	597940,5119	557
17	**Diga sul Rendina**	ND	ND	ND
18	**Ferrandina SP**	4482713,261	623061,2277	486
19	**Forenza**	4523450,932	571470,2458	753
20	**Grancia**	4496681,972	580949,8351	747
21	**Grassano SP**	4498793,089	607400,5412	542
22	**Grumento Ponte La Marmora**	4462396,652	571803,2034	554
23	**Lagonegro**	4442908,34	564917,0982	804
24	**Lagopesole**	4517149,141	562082,9114	782
25	**Lauria**	4433658,544	573100,3536	630
26	**Maratea**	4426132,568	563182,1491	300
27	**Marsico Nuovo**	4475295,912	561839,0725	765
28	**Matera**	4502237,937	634831,5487	475
29	**Melfi**	4537725,244	552740,575	533
30	**Mezzana di Lucania**	4424772,524	601628,2169	918
31	**Missanello**	4459847,491	601158,671	566
32	**Montemilone**	4541981,699	581211,9145	343
33	**Montemurro**	ND	ND	710
34	**Monticchio Bagni**	4531829,849	551099,1143	747
35	**Noepoli**	4438593,958	613380,9719	651
36	**Nova Siri**	4445567,981	632616,5709	300
37	**Nova Siri Scalo**	4443835,05	641169,5973	5
38	**Palazzo S. Gervasio**	4531996,276	581827,507	471
39	**Pescopagano**	4520295,338	533641,1049	920
40	**Pisticci**	4471455,528	633520,3621	364
41	**Policoro**	4453239,845	645250,3404	31
42	**Pomarico**	4486330,276	633255,35	455
43	**Potenza**	4498764,593	567790,3285	829
44	**Ripacandida**	4529693,057	561977,4905	658
45	**Rivello**	ND	ND	450
46	**Roccanova**	4451865,875	602031,824	727
47	**S. Chiara**	ND	ND	ND
48	**San Fele**	4518915,946	545538,252	902
49	**S. Giorgio Lucano**	4441691,893	619897,9375	416
50	**S. Martino d'Agri**	4454170,555	591279,789	661
51	**S. Mauro Forte**	4482008,296	606031,7225	594
52	**S. Nicola d'Avigliano**	4509428,279	567805,6515	859
53	**S. Severino Lucano**	4430285,143	598737,8531	884
54	**Senise**	4445224,744	611322,2756	330

55	**Sinni a Valsinni**	4447952,866	622609,4006	140
56	**Stigliano**	4473764,344	604026,771	800
57	**Terranova di Pollino**	4426675,857	610740,6493	1232
58	**Tolve**	4505975,104	587861,7016	568
59	**Torre Accio**	4472362,817	640636,2525	22
60	**Tramutola**	4464117,473	565754,4477	654
61	**Trecchina**	4429955,929	568868,5912	500
62	**Tricarico**	4497086,226	596257,5119	715
63	**Tursi**	4456992,824	625440,127	348
64	**Vaglio di Basilicata**	4502416,434	577337,0831	991
65	**Viggianello**	4424681,241	594539,7003	512

Tabella 8 – Anagrafica delle stazioni termometriche della Basilicata con un minimo di 24 anni di registrazioni dal 1951 al 2023.

n.	Stazione termometrica	Latitudine	Longitudine	Quota (m)
1	**Albano di Lucania**	4492871,485	587593,411	824
2	**Ferrandina SP**	4482713,261	623061,228	486
3	**Forenza**	4523450,932	571470,246	753
4	**Irsina**	4511632,568	604597,313	550
5	**Lagonegro**	4442908,34	564917,098	804
6	**Lagopesole**	4517149,141	562082,911	782
7	**Lavello**	4544611,201	566726,425	328
8	**Maratea**	4426452,943	561642,575	300
9	**Matera**	4502237,937	634831,549	475
10	**Melfi**	4537725,244	552740,575	533
11	**Monticchio Bagni**	4531829,849	551099,114	747
12	**Noepoli**	4438593,958	613380,972	651
13	**Nova Siri Scalo**	4443835,05	641169,597	5
14	**Pescopagano**	4520295,338	533641,105	920
15	**Policoro**	4454238,869	645231,115	31
16	**Potenza**	4498771,021	567818,457	829
17	**San Fele**	4518915,946	545538,252	902
18	**San Nicola di Avigliano**	4509437,229	567772,729	859
19	**Stigliano**	4473764,344	604026,771	800
20	**Torre Accio**	4472362,817	640636,253	22
21	**Tramutola**	4464117,473	565754,448	654
22	**Tricarico**	4497086,226	596257,512	715
23	**Valsinni**	4447310,481	624067,852	250

Il focus principale è stato posto sulle stazioni ricadenti all'interno dei bacini idrografici dei Fiumi Bradano e Basento, e in particolare, sui dati dell'ultima decade (2013-2023) di quelle in prossimità dei siti-campione in cui sono state

condotte le indagini (Ferrandina SP, Grassano SP, Matera) principalmente nei domini di avanfossa (Tab. 9), al fine di garantire una rappresentazione climatica coerente con i contesti geomorfologici oggetto di studio.

Tabella 9 – Stazioni metereologiche afferenti ai bacini idrografici dei Fiumi Bradano e Basento. In rosso, le stazioni su cui sono state condotte le analisi pluviometriche.

Domini di catena-avanfossa	Stazioni metereologiche	Latitudine	Longitudine
Bacino idrografico del F. Bradano			
Catena Appenninica	**S. Nicola d'Avigliano**	4509428.279	567805.6515
	Cancellara	4509543.11	579374.1329
	Tolve	4505975.104	587861.7016
	Tricarico	4497086.226	607400.5412
Avanfossa	**Palazzo S. Gervasio**	4531996.276	581827.507
	Grassano SP	4498793.089	634831.5487
	Matera	4502237.937	634831.5487
Bacino idrografico del F. Basento			
Catena Appenninica	**Vaglio di Basilicata**	4502416.434	577337.0831
	Potenza	4498764.593	567790.3285
	Grancia	4496681.972	580949.8351
	Albano di Lucania	4492871.485	587593.4114
	Cognato	4491334.916	597940.5119
	Calciano	4493186.476	603502.9044
Avanfossa	**Pisticci**	4471455.528	633520.3621
	Ferrandina SP	4482713.261	623061.2277
	Pomarico	4486330.276	633255.35
	Bernalda	4475440.731	644822.2599
	Torre Accio	4472362.817	640636.2525

Le statistiche descrittive sul lungo periodo (1951-2023) sono state calcolate escludendo eventuali totali palesemente implausibili (<150 mm, soglia di plausibilità per il contesto climatico locale), ai fini di controllo qualità. Il quadro sul lungo periodo ha permesso di: (i) ricostruire la base climatica e il segnale di basso-frequenza – trend di lungo periodo, oscillazioni multi-decennali – entro cui collocare l'analisi dettagliata 2013-2023 (che, per definizione, può risentire di rumore campionario elevato), e (ii) distinguere più accuratamente gli effetti delle

fluttuazioni interannuali da una tendenza strutturale alla riduzione dei totali annui, utile per interpretare gli indici di intensità/concentrazione e l'erosività.

Per ogni stazione, sono stati calcolati i valori medi annui e stagionali di temperatura e precipitazione, nonché i principali indicatori climatici – noti in letteratura o qui proposti – di interesse per lo studio dei processi erosivi:

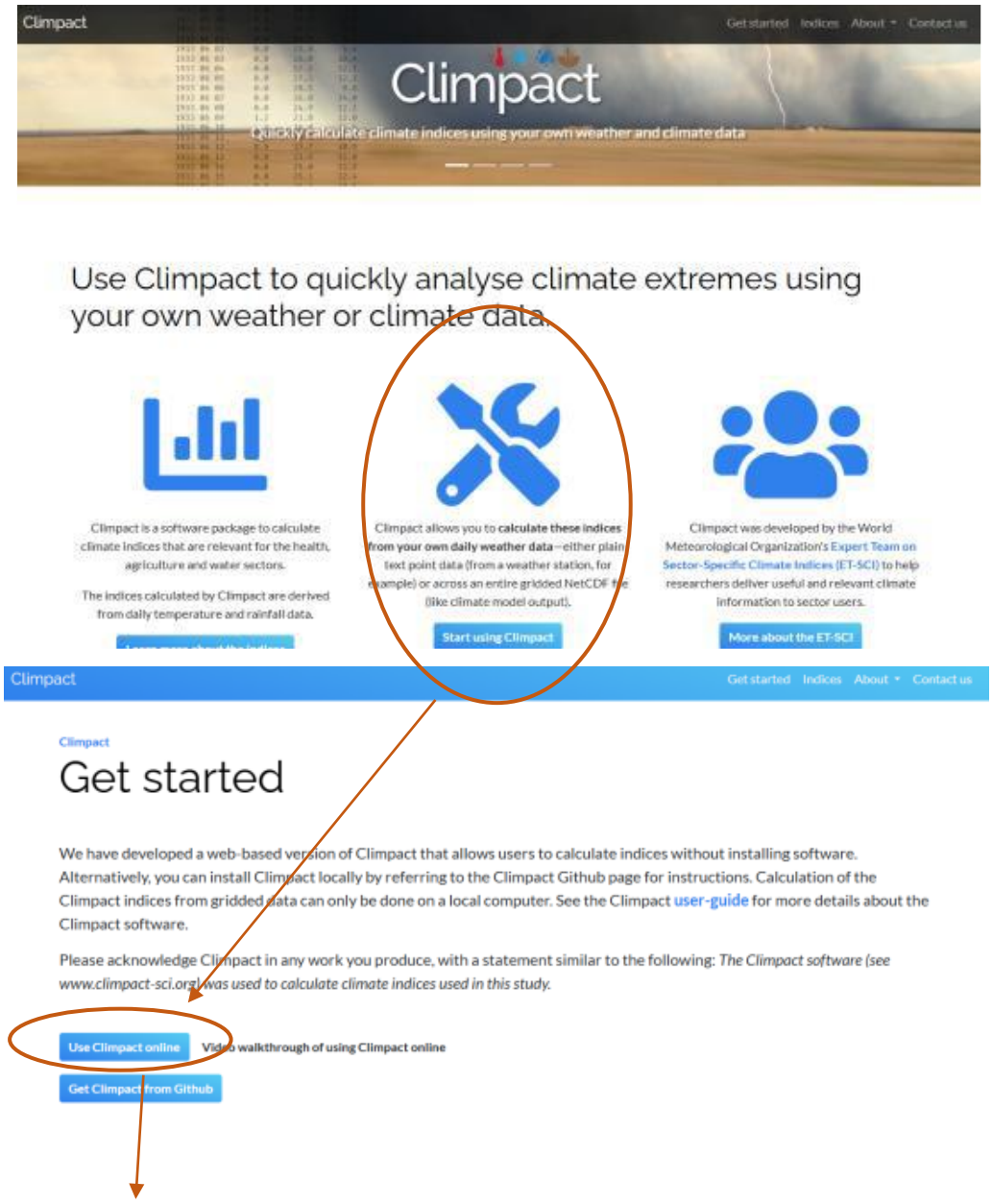
- il numero medio annuo di giorni piovosi/secchi (con soglia > 1 mm);
- l'intensità media delle precipitazioni nei giorni piovosi (SDII);
- indici annuali/stagionali di concentrazione, frequenza e intensità delle piogge (ICIP e IFCI)
- 90°, 95° e 98° percentili stagionali e la mediana delle serie annuali di erosività (EI_{30}) e delle precipitazioni (tendenza centrale);
- eventi cumulati su 3 giorni (P3) con soglie >30 mm e >50 mm;
- anomalie termiche (andamento delle temperature massime rispetto alla decade di riferimento);
- fattore di erosività da pioggia (EI_{30} giornaliera e annua);
- le tendenze evolutive nel lungo periodo, analizzate tramite regressione lineare.

L'obiettivo principale di questa fase è stato quello di caratterizzare le dinamiche termo-pluviometriche locali nei due bacini, con particolare attenzione alla stagionalità, agli estremi climatici e alle possibili variazioni nei pattern pluviometrici che possono avere un'influenza diretta sull'attivazione dei processi di erosione accelerata.

Oltre alle serie climatiche disponibili per le stazioni italiane, sono state inoltre analizzate anche le registrazioni pluviometriche relative ai siti di Araguás e Valpalmas (bacino dell'Ebro, Aragona, Spagna), per il periodo 2013-2023. L'approccio metodologico applicato è stato analogo a quello adottato per i dati lucani, includendo il calcolo degli indici pluviometrici e climatici elencati in questo paragrafo e descritti in seguito.

5.2.1 Climpact: controllo qualità (QC) dei dati climatici

Climpact (climpact-sci.org) è un pacchetto/servizio sviluppato nell'alveo delle raccomandazioni ET-SCI/ETCCDI per il calcolo di indici climatici a partire da dati giornalieri di precipitazione (PR) e temperatura massima/minima (TX, TN) (Fig. 21). Opera sia su file di testo puntuali (stazioni) sia su file NetCDF grigliati (p. es., output di modelli), consentendo di eseguire, prima del calcolo degli indici, un set di verifiche di qualità sui dati in ingresso (Fig. 22). Nel presente lavoro Climpact è stato utilizzato in modalità web per: (i) QC dei dataset giornalieri; (ii) produzione dei log di qualità a supporto della tracciabilità.



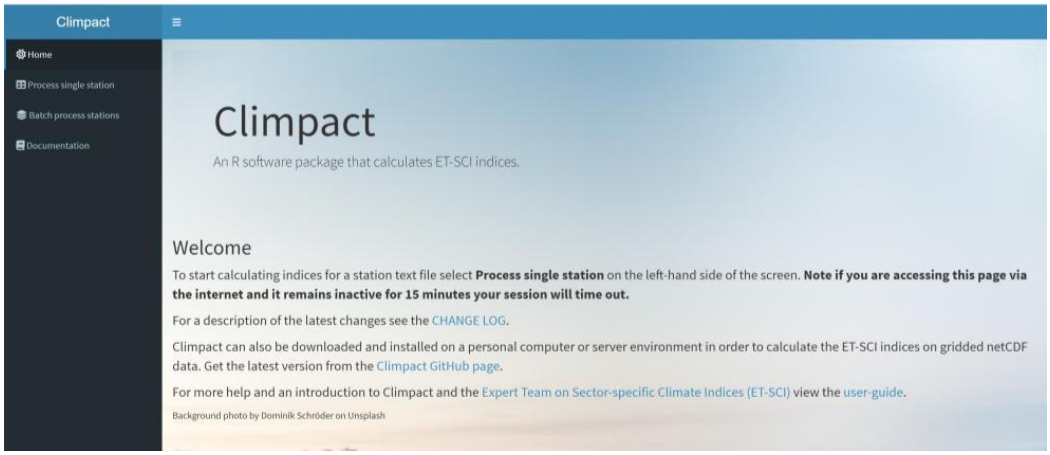


Figura 21 – Interfaccia della versione web di Climpact.

Con riferimento alle linee guida di Climpact, i file delle stazioni sono stati predisposti come ASCII delimitati (tab o virgola) con una riga per ogni giorno della serie e le sole sei colonne richieste:

- *Year*, *Month*, *Day*, PR, TX, TN (le prime tre come interi);
- Unità: PR in mm; TX/TN in °C;
- *Missing* codificati come −99.9 (non celle vuote);
- Ordine cronologico crescente, senza duplicati di data;
- Intestazioni ammesse, purché testuali;
- Separatore decimale: punto (“32.4”, non “32,4”).

Per uniformità, il “giorno piovoso” è stato definito con soglia PR ≥ 1 mm, coerente con la letteratura e con l’impostazione dei paragrafi di analisi.

L’uso del Quality Control di Climpact ha prodotto: (i) log dei controlli (conteggio flag, date affette, percentuale di *missing*); (ii) file di diagnostica utili a risalire ai casi flaggati. Tali materiali sono stati archiviati a supporto della riproducibilità. Per la tesi, i valori riportati nelle tabelle e nei paragrafi derivano dai file post-QC; nel caso delle medie di lungo periodo è stata esplicitamente adottata l’esclusione degli anni incompleti, mentre per il 2013-2023 le analisi sono state svolte sulla serie completa.

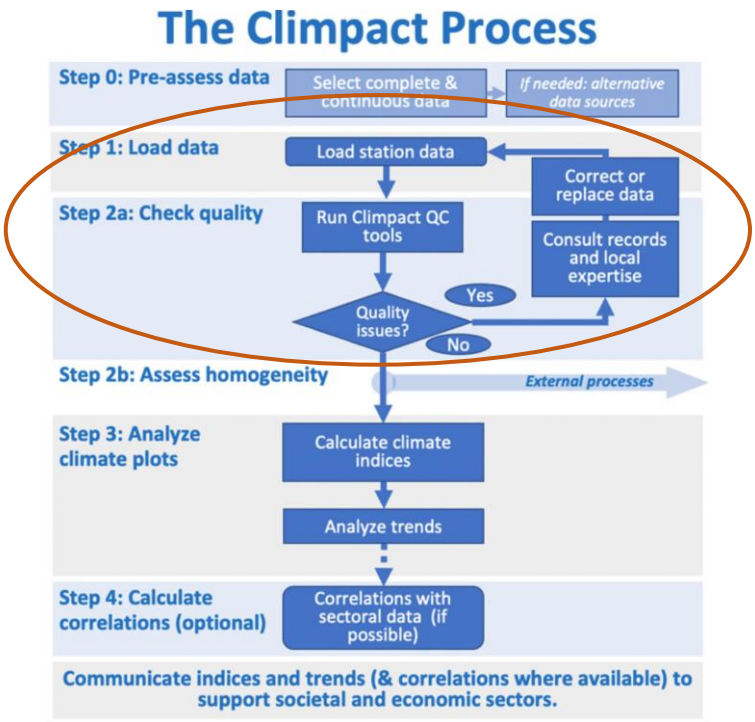


Figura 22 – Workflow per l'analisi climatica di Climpact Step 1 e Step 2 si riferiscono al quality control (QC).

5.2.2 Indici di concentrazione, frequenza e intensità delle piogge (ICIP e IFCI)

Per gli scopi del lavoro sono stati elaborati e applicati due indici climatici per valutare l'evoluzione della distribuzione e intensità delle precipitazioni nel lungo periodo: l'Indice di Concentrazione e Intensità delle Precipitazioni (ICIP) e l'Indice di Frequenza e Intensità Critica (IFCI). Entrambi sono stati sviluppati a partire da dati giornalieri di precipitazione dell'ultima decade, al fine di cogliere sia le dinamiche dei regimi ordinari sia la manifestazione di eventi estremi.

L'ICIP consente di sintetizzare in un unico valore la frequenza e l'intensità media delle precipitazioni. Viene calcolato considerando la proporzione dei giorni piovosi rispetto all'intero anno e l'intensità media delle precipitazioni nei soli giorni con valori superiori a 1 mm:

$$ICIP_{\text{annuale}} = \left(\frac{n°\ giorni\ piovosi\ annui}{365}\right) \times \left(\frac{Totale\ PRCP\ annue}{n°\ giorni\ piovosi\ annui}\right)$$

Un valore elevato dell'ICIP indica condizioni caratterizzate da piogge frequenti e di intensità moderata o elevata, mentre valori più bassi suggeriscono regimi più aridi o con precipitazioni irregolari e poco significative. L'indice è stato inoltre calcolato su base stagionale per esplorare le variazioni intra-annuali e comprendere il contributo di ciascuna stagione alla pluviometria complessiva:

$$ICIP_{\text{stagionale}} = \left(\frac{n°\ giorni\ piovosi\ stagione}{n°\ giorni\ totali\ \ stagione}\right) \times \left(\frac{Totale\ PRCP\ stagione}{Totale\ PRCP\ annua}\right)$$

L'IFCI, invece, consente di intercettare i segnali legati alla frequenza e intensità degli eventi estremi. Esso combina la percentuale annua dei giorni piovosi con l'intensità rappresentata dal 90° percentile delle precipitazioni giornaliere superiori a 1 mm, restringendo quindi l'analisi agli eventi significativi e potenzialmente impattanti: La formula utilizzata è la seguente:

$$IFCI = (\%\ giorni\ piovosi\ annui) \times \left(P_{90°percentile(PRCP>1mm)}\right)$$

L'IFCI risulta particolarmente utile per intercettare tendenze verso eventi più concentrati e intensi, come nel caso di piogge torrenziali o fenomeni alluvionali brevi ma severi. A differenza dell'ICIP, che può restituire valori elevati anche in presenza di molte piogge deboli, l'IFCI privilegia la rilevanza dei fenomeni più critici e accentua l'individuazione di anomalie o cambiamenti nel comportamento della distribuzione pluviometrica (Tab. 10).

L'utilizzo integrato degli indici ICIP e IFCI consente di classificare con maggiore accuratezza le condizioni climatiche annuali di normalità, aridità diffusa o intensificazione degli eventi estremi. L'analisi congiunta di ICIP e IFCI costituisce uno strumento utile per interpretare le trasformazioni nei regimi climatici e la loro possibile incidenza sui processi erosivi e geomorfologici.

Tabella 10 – Schema riassuntivo degli indici ICIP e IFCI.

Indice	Cosa misura	Come lavora	Limite	Valori
ICIP (Indice di Concentrazione e Intensità delle Precipitazioni)	Frequenza globale e Intensità media delle precipitazioni	Calcolo dei giorni piovosi + rapporto sull'intensità rispetto al totale annuo	Non distingue tra piogge ordinarie e piogge estreme, né se sono concentrate o sparse	• Tante piogge deboli → ICIP alto, IFCI basso • Piogge limitate

IFCI (Indice di Frequenza e Intensità Critica)	Frequenza e Intensità degli eventi estremi (p. es., 90° o 95° percentile)	Può contare eventi estremi (n° giorni sopra soglia) e la loro intensità rispetto al totale	Più adatto a identificare solo gli anni o le stagioni anomale o con ondate di precipitazioni estreme	ma intense → ICP basso, IFCI alto • Molte piogge intense → ICIP e IFCI alti • Periodi aridi → ICIP e IFCI bassi

5.2.3 Fattore di erosività da pioggia

Il fattore di erosività della pioggia (R), uno dei parametri chiave nel modello RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*), rappresenta la capacità erosiva delle precipitazioni in termini di energia disponibile per il distacco e il trasporto dei sedimenti. In condizioni ideali, il valore del *R factor* viene calcolato come prodotto tra l'energia cinetica totale dell'evento piovoso (E) e l'intensità massima registrata su un intervallo di 30 minuti (I_{30}). Tuttavia, nel presente studio data la mancata disponibilità di dati pluviometrici con risoluzione sub-oraria necessari per un calcolo diretto, è stato adottato un approccio empirico basato sulla relazione di potenza sviluppata per il territorio della Basilicata e utilizzata da diversi Autori (Piccarreta et al., 2005; Capolongo et al., 2008a; Gioia et al., 2021). Tale formula consente di stimare l'erosività giornaliera sulla base dei soli dati di pioggia giornaliera (P_{24}), mediante l'espressione:

$$EI_{30} = 0.1087\ (P_{24})^{1.86}$$

dove:

- EI_{30} è il valore giornaliero dell'erosività (espresso in MJ mm h^{-1} ha^{-1}),
- P_{24} è la precipitazione giornaliera (in mm).

Questa equazione è stata derivata statisticamente da dati pluviometrici con risoluzione di 20 minuti e oraria, ed è risultata particolarmente adatta per aree semi-aride con regimi piovosi irregolari come quelli della Basilicata.

Il valore annuo del fattore R è stato ottenuto come somma dei singoli valori giornalieri di erosività calcolati sia per il lungo periodo (1951-2023), sia per l'ultima decade circa (gennaio 2013 - dicembre 2023), secondo la formula:

$$EI_{\text{annual}} = \Sigma\,(EI_{\text{daily}})$$

L'adozione di questo approccio consente una stima robusta e coerente dell'erosività annua della pioggia anche in contesti in cui la disponibilità di dati ad alta risoluzione è limitata. I risultati ottenuti possono essere integrati efficacemente con gli indici climatici descritti in precedenza, contribuendo a una valutazione più completa dei fattori climatici che condizionano i processi erosivi.

5.2.4 Fattore di aridità di De Martonne

L'aridità è stata definita da vari indicatori, alcuni dei quali includono sia la temperatura che le precipitazioni. In questo studio è stato utilizzato uno dei più semplici conosciuti in letteratura: l'indice di aridità di De Martonne (IDM), uno dei più noti e utilizzati indici di aridità/umidità nella climatologia applicata:

$$IDM = \frac{P}{(T + 10)}$$

dove P e T sono rispettivamente le precipitazioni annuali in mm e la temperatura media annuale dell'aria superficiale in °C.

5.3 Approcci integrati allo studio comparativo dell'instabilità di versante nei bacini del Bradano e del Basento

5.3.1 Acquisizione e analisi dei dati di *mass movements*

Per l'analisi della distribuzione spaziale e delle principali caratteristiche dei movimenti di massa nei bacini del Bradano e del Basento è stato utilizzato un

Modello Digitale di Elevazione (DEM) a risoluzione 8 m, elaborato in ambiente GIS. I dataset relativi alle frane, provenienti dai progetti PAI e IFFI, comprendono complessivamente circa 31.000 fenomeni. Alcune variazioni numeriche minori sono riconducibili ai processi di estrazione automatica in ambiente GIS, che in alcuni casi considerano la sovrapposizione di poligoni dei due database o la loro intersezione con i limiti di dominio catena-avanfossa o con unità litologiche diverse. Per standardizzare i database, alcune cinematiche sono state accorpate (ad esempio "*slow*" e "*rapid flow*" sono stati unificati nella categoria "*earthflow*", mentre le frane rotazionali e traslazionali sono state classificate come "roto-traslazionali"); altre tipologie sono state invece escluse dalle analisi, come le deformazioni gravitazionali profonde (DSGSDs), le aree soggette a verifiche idrologiche, le zone calanchive, i versanti in arretramento diffuso e i fenomeni retrogressivi. Le categorie di frane considerate sono pertanto: colate di terra, roto-traslazionali, frane complesse, frane superficiali, crolli, *sinkholes* e *lateral spread* (Fig. 23).

Le analisi statistiche sono state condotte sulla distribuzione spaziale dei fenomeni franosi in relazione alla destra e sinistra orografica dei due bacini e ai domini strutturali (catena appenninica *vs* avanfossa), nonché rispetto alle unità litologiche. La carta geolitologica è stata realizzata integrando DEM LiDAR a 5 m (disponibile sul geoportale della Regione Basilicata), cartografia topografica IGM 1:25.000, carte geologiche a scala 1:50.000 e, ove non disponibili, a scala 1:100.000, integrate da dati inediti o editi in letteratura (Schiattarella et al., 2024). Per l'individuazione delle aree a maggiore densità di frane e la valutazione delle condizioni di pericolosità e rischio, è stato applicato in ambiente GIS il metodo *Kernel Density*, basato sui dati PAI. Le aree a rischio sono state classificate secondo la legenda armonizzata ISPRA in cinque classi (R4 molto elevata, R3 elevata, R2 media, R1 moderata). Il metodo è stato applicato anche alle cinematiche escluse da altre analisi statistiche (DSGSDs, aree soggette a verifiche idrologiche, aree calanchive, arretramenti diffusi e fenomeni retrogressivi), pur mantenendo la distinzione per categoria di pericolosità.

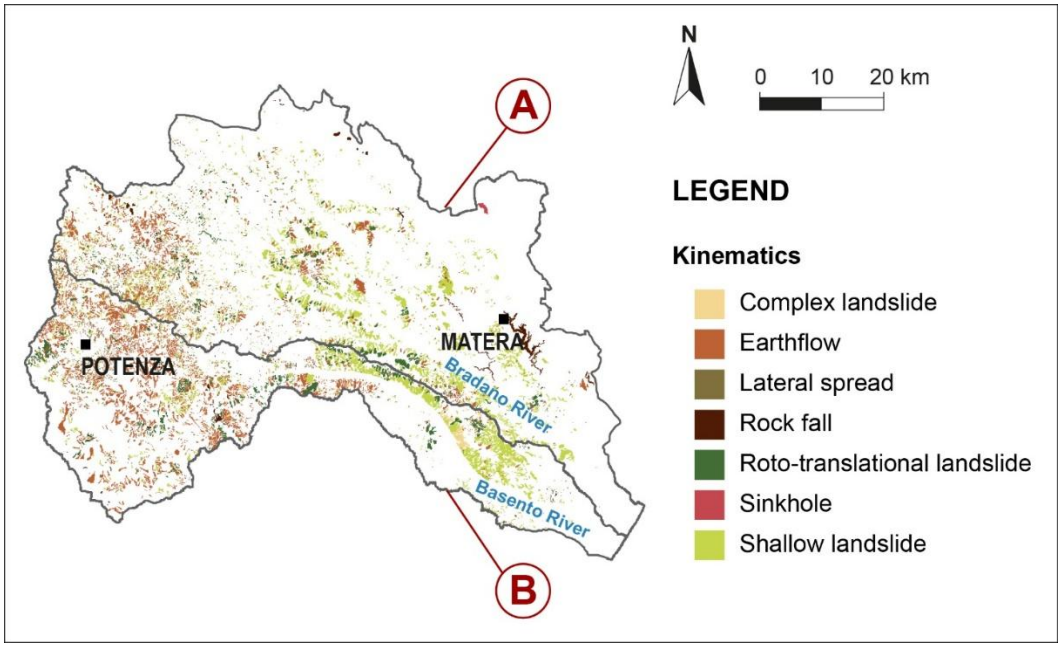


Figura 23 – Categorizzazione dei corpi di frana nei bacini del Bradano (A) e del Basento (B) in base alla cinematica.

5.3.2 Calcolo degli indici geomorfometrici

Poiché il bacino del fiume Bradano si estende parzialmente in territorio pugliese, è stato necessario integrare il DEM a risoluzione 8 m fornito dalla Regione Puglia con quello a 5 m della Regione Basilicata, ricampionato mediante interpolazione bilineare a 8 m per garantire uniformità di elaborazione. Questo processo di armonizzazione ha consentito analisi topografiche coerenti su entrambi i bacini. A seguito della pre-elaborazione dei DEM, sono stati estratti le reti idrografiche e i sottobacini utilizzando *TopoToolbox* (Schwanghart & Scherler, 2014) in ambiente MATLAB. Sono stati selezionati i sottobacini dal III al V ordine secondo la classificazione di Strahler, poiché ritenuti significativi dal punto di vista geomorfologico in quanto in grado di registrare l'influenza dei fattori di controllo morfotettonico minimizzando al contempo il rumore legato a bacini troppo piccoli.

Per ciascun sottobacino selezionato, sono stati calcolati tre principali indici geomorfometrici generalmente utilizzati negli studi morfotettonici:

- *Asymmetry Factor* (Af; Keller & Pinter, 2002): misura l'asimmetria di un bacino, indicativa di possibili fenomeni di *tilting* tettonico. Il fattore di asimmetria è calcolato secondo la formula:

$$Af = 100 * \left(\frac{A_r}{A_t}\right) \quad \text{(a)}$$

dove A_r indica l'area della destra orografica e A_t rappresenta l'area totale del bacino. Valori maggiori o inferiori a 50 indicano inclinazioni laterali significative.

- *Transverse Topographic Symmetry Factor* (Tt; Cox, 1994): quantifica la migrazione laterale dei canali fluviali rispetto all'asse vallivo. La formula utilizzata per calcolare il fattore topografico di simmetria trasversale è la seguente:

$$Tt = \frac{Da}{Dd} \quad \text{(b)}$$

dove D_a rappresenta la distanza dalla linea mediana del bacino al segmento fluviale principale; D_d è la distanza dalla linea mediana del bacino idrografico allo spartiacque dello stesso. L'indice è stato calcolato a intervalli regolari lungo la linea mediana corrispondenti a punti di osservazione equidistanti tra loro (Fig. 24a), e successivamente ne è stato determinato un valore medio per ciascun sottobacino. Valori prossimi a 0 indicano simmetria, mentre valori vicini a 1 riflettono marcata asimmetria e possibile *tilting* tettonico.

- *Valley Floor Width-to-Height Ratio* (Vf; Bull & McFadden, 1977): discrimina tra valli a V (associate a incisione attiva e maggiori tassi di sollevamento) e valli a U (più evolute e meno attive). L'equazione utilizzata è la seguente:

$$Vf = \frac{2Vw}{[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]} \quad \text{(c)}$$

dove V_w corrisponde all'ampiezza del fondovalle, *Eld* ed *Erd* sono le quote massime degli spartiacque sinistro e destro del bacino idrografico, ed *Esc* è la quota del fondovalle (Fig. 24b). Per ciascun sottobacino (identificati con codici alfanumerici) sono stati calcolati valori di V_f per diverse sezioni topografiche, e in

seguito sono stati calcolati i valori medi per ogni sottobacino. Valori <1 indicano incisione attiva, valori tra 1 e 1,5 attività moderata, valori >1,5 condizioni evolute con erosione laterale prevalente.

Gli indici sono stati calcolati in ambiente GIS a partire da sezioni topografiche estratte lungo le valli e mediati a scala di sottobacino. Tali parametri, ampiamente applicati negli studi morfotettonici (Hamdouni et al., 2007; Baruah et al., 2020; Makrari, 2021), consentono un confronto quantitativo tra i bacini del Bradano e del Basento, permettendo di distinguere l'influenza relativa dei fattori climatici e tettonici sulla risposta geomorfologica e supportando la valutazione della suscettibilità franosa nei due contesti.

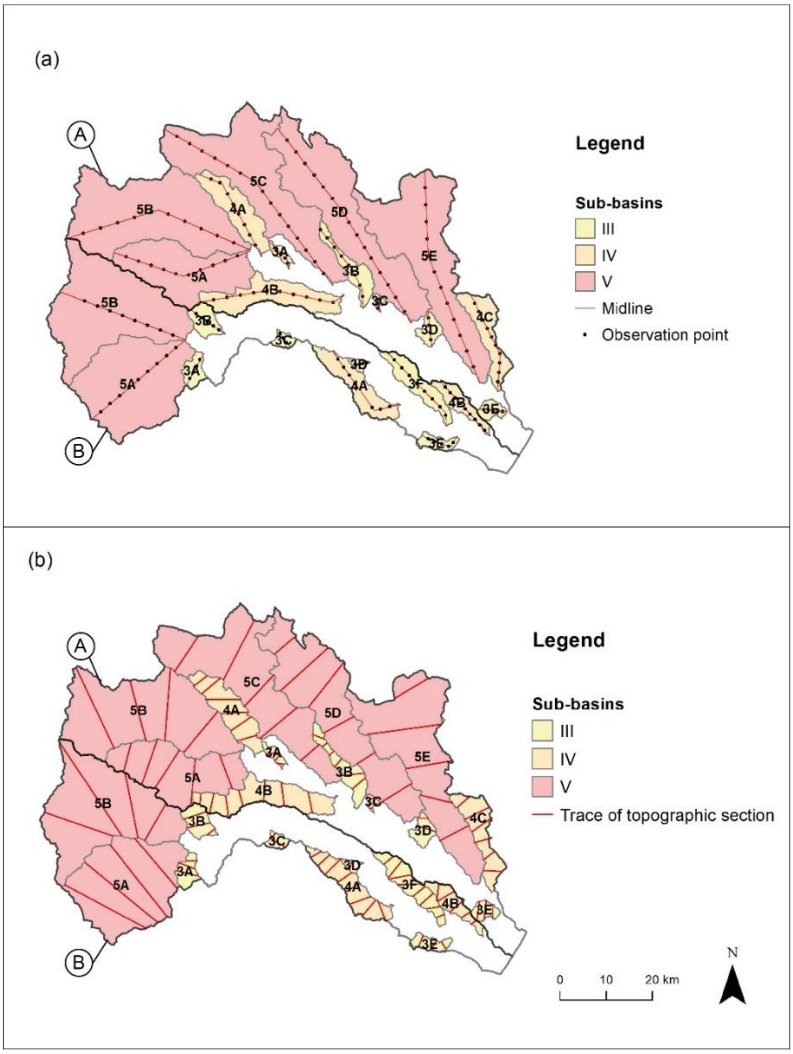


Figura 24 – Calcolo del Tt e del Vf nei sottobacini del Bradano (A) e del Basento (B). a) Localizzazione dei punti di osservazione equidistanti disegnati sulle midlines dei sottobacini per il calcolo del Tt; b) tracce delle sezioni topografiche per il calcolo del Vf in ogni sottobacino.

5.4 Approcci per la misura indiretta dell'erosione

5.4.1 Approcci *GIS-based*

Nell'ambito di questo lavoro, una parte consistente delle analisi è stata condotta mediante l'applicazione di metodi indiretti, basati su indicatori geomorfometrici estratti da Modelli Digitali di Elevazione (DEM) ad alta risoluzione. Tali strumenti consentono di descrivere e classificare in maniera quantitativa le forme del rilievo e di individuare aree soggette a processi di erosione attiva o potenziale. Di seguito si illustrano gli strumenti principali utilizzati.

Land Facet Corridor Analysis: Topographic Position Index Tool (TPI)

Il *Topographic Position Index* (TPI), introdotto da Jenness (2006), è un indice topografico che quantifica la posizione relativa di una cella rispetto all'elevazione media delle celle circostanti. Tale indice viene calcolato come la differenza tra l'elevazione di una cella centrale e la media delle celle adiacenti entro un determinato raggio. I valori positivi identificano elementi morfologici sopraelevati come crinali o dorsali, mentre i valori negativi corrispondono a depressioni o valli. Valori prossimi allo zero sono generalmente associati a versanti o superfici pianeggianti.

In questo studio, il TPI è stato utilizzato per distinguere le diverse zone funzionali del versante (Fig. 25) – zone sorgente, zone di trasporto e zone di deposito – con implicazioni dirette sulla comprensione della connettività dei sedimenti e del comportamento idrologico del bacino.

I calcoli sono stati effettuati su raster derivati da DEM ad alta risoluzione spaziale (anni di riferimento: 2013 e 2025) applicando un raggio da 5 a 15 celle – generalmente il più basso è stato valutato come il più idoneo da adottare per raster a risoluzioni inferiori – per la valutazione locale (Fig. 26) e successivamente integrando una classificazione in sei classi, con raggio da 6 a 15 in base al sito di studio, ottenuta combinando il TPI con la pendenza locale e una normalizzazione altimetrica (*Standardized Elevation*; Fig. 27).

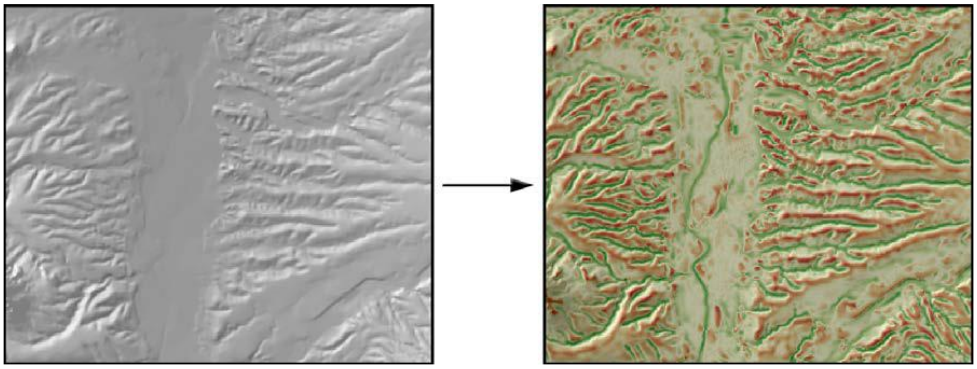


Figura 25 – Conversione di un raster di elevazione (DEM) in un raster TPI. Non viene eseguita alcuna ulteriore classificazione o categorizzazione (da Janness, 2006).

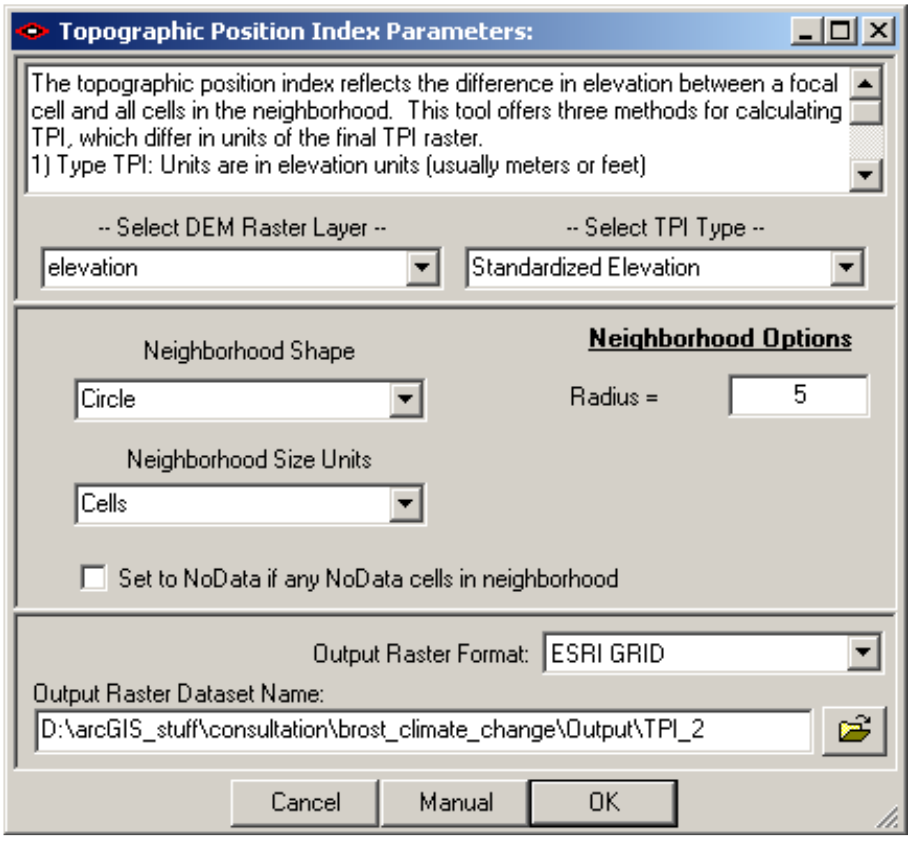


Figura 26 – Interfaccia grafica dei parametri del Topographic Position Index (da Janness, 2006).

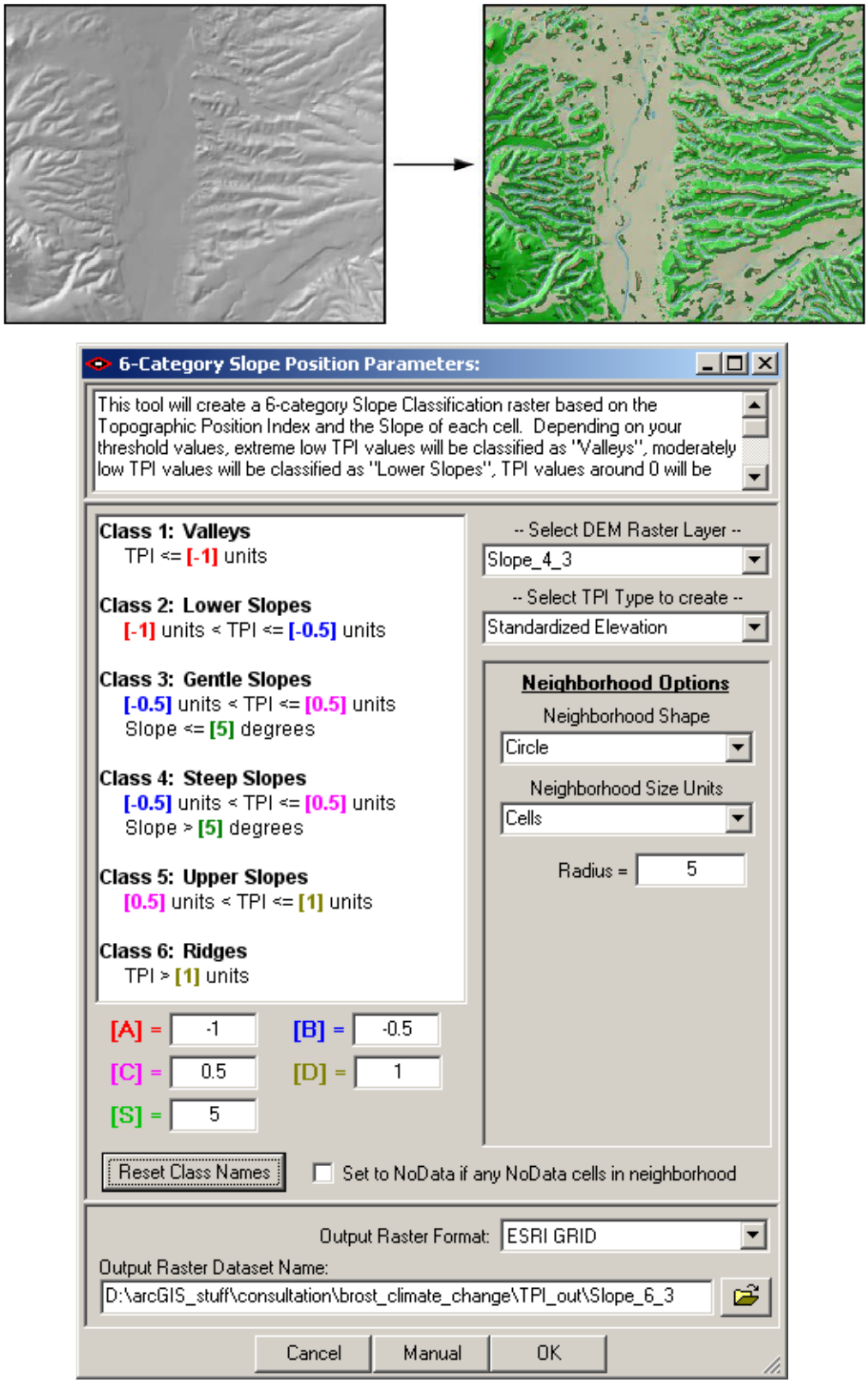


Figura 27 – Raster della posizione topografica a 6 classi basato sui valori TPI e sull'angolo di pendenza (parte alta della figura) e interfaccia grafica dei parametri di 6-Category Slope Position con le soglie dei valori di TPI e di pendenza (da Janness, 2006).

Geomorphon

Il metodo *Geomorphon*, proposto da Jasiewicz e Stepinski (2013), rappresenta una tecnica avanzata di classificazione automatica delle forme del terreno, basata su una visione spaziale del paesaggio piuttosto che su semplici parametri statistici locali (Gioia et al., 2021; Cignetti et al., 2025). Questo algoritmo sfrutta un approccio *pattern-based* che identifica configurazioni topografiche locali denominate *Local Ternary Patterns* (LTP), restituendo una classificazione automatica di dieci forme fondamentali del rilievo: "*flat*", "*summit/peak*", "*ridge*", "*shoulder*", "*spur*", "*slope*", "*hollow*", "*footslope*", "*valley*", "*depression/pit*" (Fig. 28).

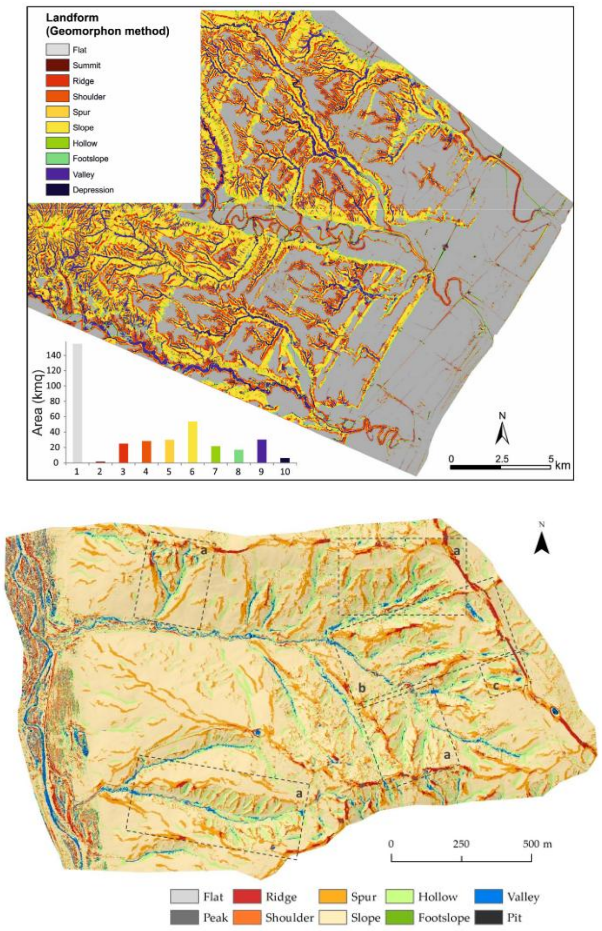


Figura 28 – Esempi di mappe geomorfologiche ottenute con il metodo di classificazione automatica delle forme (Geomorphon) (da Gioia et al., 2021; Cignetti et al., 2025).

A differenza di metodi più tradizionali come il TPI, il Geomorphon utilizza il principio della linea di vista (*line-of-sight*) per valutare l'orientamento zenitale e nadirale nei profili radiali, all'interno di una finestra di analisi flessibile definita da un raggio interno (*skip distance*) e uno esterno (*lookup distance* o *search distance*). La finestra *inner/outer radius* permette di adattare dinamicamente la scala dell'analisi all'estensione reale delle forme del terreno, mentre la soglia di planarità (*flatness threshold*) è la soglia angolare sotto la quale la cella è classificata *flat* e controlla la sensibilità al micro-rilievo e al rumore del DEM. La taratura della "*search distance*" (L) è necessaria per adattare la scala dell'analisi alla dimensione delle forme da classificare, testando quindi diversi valori di L (ad esempio 10, 50, 100 m) e confrontando gli output intermedi con l'ombreggiatura (*hillshade*). Generalmente, valori elevati (L = 50-100 m) potrebbero restituire una rappresentazione eccessivamente generalizzata del territorio per DEMs a risoluzione medio-alta, con misclassificazioni della posizione topografica per le classi *ridge/spur e stream*.

Slope-Area function

Il modello *Slope-Area* (S-A) è un approccio utilizzato in geomorfologia per descrivere la relazione tra la pendenza del terreno e l'area drenata a monte. È stato inizialmente introdotto da Willgoose et al. (1991) e successivamente perfezionato e applicato da altri studiosi (Montgomery, 2001; Tarolli & Dalla Fontana, 2009, tra gli altri).

Il modello si basa sull'osservazione che la morfologia del paesaggio, specialmente nei bacini idrografici, segue una relazione empirica tra *S* e *A* (Fig. 29). Tale relazione è spesso espressa nella forma:

$$S = kA^{-\theta}$$

dove:

- *S* è la pendenza del terreno,
- *A* è l'area drenata a monte di un punto,

- *k* è un coefficiente che dipende dalle caratteristiche del suolo e dell'erosione,
- *θ* è un esponente che varia in base ai processi geomorfologici dominanti.

Nel metodo S-A, i dati della relazione per ogni punto del DTM, tra la pendenza locale con l'area drenata a monte, vengono rappresentati in un grafico *log-log*. La curva tipica mostra, sui versanti dominati da processi diffusi, un tratto iniziale talvolta crescente; oltre una soglia di area la curva "si piega" e, nel dominio fluviale, la pendenza decresce all'aumentare dell'area. Queste rotture identificano domini di processo diversi (versanti, zone di movimenti di massa, canali alluvionali). Due parametri riassumono la firma del reticolo: l'indice di ripidezza (k_s) e l'indice di concavità (θ), stimati adattando una retta al tratto canalizzato del grafico. Operativamente, la risoluzione del DTM è rilevante: celle di 1-5 m descrivono meglio la morfologia dei versanti e i relativi regimi di scala; per riconoscere la sola soglia di canale può bastare una risoluzione di 10 m, mentre risoluzioni grossolane (~30 m) tendono a non consentire i domini di versante e quelli dei canali di basso ordine gerarchico. Per rendere leggibile il diagramma si usano *binning* per classi di area (o medie mobili) e, per individuare in modo più oggettivo le soglie, si può analizzare l'andamento della derivata (δS/δA), che evidenzia i cambi di regime (Fig. 29). Il metodo è ampiamente usato, ma va interpretato con il contesto geomorfologico: in paesaggi complessi (p. es., *badlands*) possono coesistere più soglie e il S-A non sempre discrimina chiaramente le zone deposizionali, per cui è buona pratica confrontare i risultati con osservazioni di campo e altri indicatori indipendenti (Vergari et al., 2019).

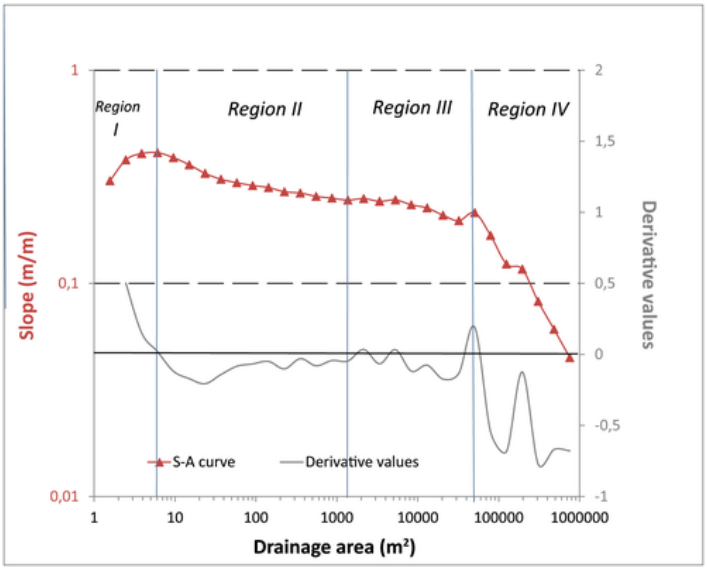


Figura 29 – Grafico S-A esemplificativo che illustra il metodo per l'identificazione quantitativa dei valori soglia di A che separano le regioni da I a IV, esplorando il modello della derivata del grafico (δS/δA) (da Vergari et al., 2019).

5.4.2 Indici morfometrici per l'analisi dei bacini e dei reticoli idrografici

Densità di drenaggio (Drainage density, Dd)

La densità di drenaggio (Dd) è definita come il rapporto tra la lunghezza totale dei corsi d'acqua di 1° e 2° ordine presenti in un bacino idrografico e la sua superficie. Rappresenta un indicatore chiave della concentrazione e distribuzione della rete fluviale e riflette il potenziale di ruscellamento, il tasso di infiltrazione, le condizioni climatiche e la copertura vegetale. Valori elevati di densità di drenaggio indicano una rete idrografica fitta e ben sviluppata, comunemente associata a regioni con forte rilievo e abbondanti precipitazioni, caratterizzate da materiali deboli o impermeabili nel sottosuolo e da scarsa vegetazione. Al contrario, valori bassi sono tipici di aree aride o pianeggianti, con substrati permeabili e resistenti, copertura vegetale densa e modesto rilievo, dove la rete idrografica risulta meno sviluppata (Horton, 1932; Krishnan & Arjun, 2024). La densità di drenaggio è generalmente classificata in quattro categorie (Choudhari et al., 2018): bassa (<2 km/km²), moderata (2-4 km/km²), alta (4-6 km/km²) e molto alta (>6 km/km²).

Per garantire uniformità di calcolo, la Dd è stata determinata applicando una griglia regolare 1×1 km sull'intera superficie del bacino. Per ciascuna cella è stata calcolata la Dd locale sommando la lunghezza totale dei corsi di 1° e 2° ordine e rapportandola all'area della cella. I valori ottenuti sono stati successivamente interpolati mediante *Inverse Distance Weighting* (IDW), al fine di ottenere una superficie continua della densità di drenaggio e rappresentare in maniera omogenea le variazioni spaziali all'interno del bacino.

Numero di corsi d'acqua (Nu)

Con la stessa metodologia adottata per il calcolo del Dd è stato calcolato il numero di corsi d'acqua (Nu), definito come il numero totale di segmenti fluviali di 1° e 2° ordine rapportato all'area del bacino. Anche in questo caso, il calcolo è stato condotto su griglia 1×1 km sovrapposta al bacino investigato. A ciascuna cella è stato assegnato un valore corrispondente al numero di segmenti fluviali contenuti al suo interno. I valori sono stati quindi interpolati tramite IDW, producendo una superficie continua che consente un'analisi spazialmente coerente della frequenza dei corsi d'acqua.

Indice di drenaggio (Drainage Index, DI)

L'indice di drenaggio (DI) è un parametro adimensionale calcolato come rapporto tra la lunghezza totale dei corsi d'acqua di 1° e 2° ordine e il numero totale degli stessi segmenti. Come per Dd e Nu, il DI è stato calcolato per ogni cella della griglia 1×1 km. I valori sono stati quindi interpolati. Questo indice risulta utile per valutare la lunghezza media dei corsi d'acqua, parametro che riflette l'efficienza del convogliamento delle acque in una determinata area. Valori elevati di DI indicano percorsi idrici più lunghi e persistenti, mentre valori bassi sono associati a reti fluviali più dense ma con corsi brevi, che favoriscono un ruscellamento diffuso e deposizione localizzata di sedimenti.

Spaziatura dei canali (Channel spacing)

La spaziatura dei canali è stata calcolata come la distanza lineare tra corsi d'acqua adiacenti di 1° e 2° ordine. Per questa analisi, il bacino investigato è stato suddiviso in settori omogenei, definiti sulla base della similitudine morfologica e della disposizione spaziale della rete idrografica. In ciascun settore è stata calcolata la distanza media tra canali adiacenti, rappresentativa dello *spacing* caratteristico dei corsi d'acqua all'interno di quell'unità morfologica. Questo parametro risulta particolarmente utile per valutare la concentrazione del deflusso e il potenziale di infiltrazione. Una spaziatura ridotta indica generalmente un rapido ruscellamento superficiale e scarsa capacità di infiltrazione, spesso associati a pendii acclivi o suoli compattati. Una spaziatura maggiore suggerisce invece un drenaggio più diffuso, deflussi più lenti e maggiore possibilità di infiltrazione.

Indice di connettività dei sedimenti (Sediment connectivity index, IC)

L'indice di connettività dei sedimenti (IC) è un parametro morfometrico sviluppato per quantificare il grado di connessione potenziale tra aree sorgente di sedimento e aree di accumulo (*sink*), come canali o punti di outlet. Integra sia caratteristiche topografiche sia condizioni superficiali, al fine di valutare la facilità con cui i sedimenti possono essere trasferiti verso valle (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013). L'indice è calcolato come:

$$IC = log10(\frac{Wup}{Ddn})$$

dove W_{up} rappresenta la componente *upslope*, ossia il potenziale di mobilizzazione dei sedimenti dalle aree contributive, influenzato da pendenza e copertura del suolo; mentre D_{dn} rappresenta la componente *downslope*, che quantifica la resistenza o impedimento al trasferimento dei sedimenti verso il *sink* o l'outlet più prossimo, tenendo conto della distanza e delle barriere morfologiche.

L'indice è adimensionale ed espresso in scala logaritmica: valori elevati e positivi indicano aree ad alta connettività sedimentaria, dove i sedimenti hanno maggiori probabilità di raggiungere direttamente la rete fluviale; valori bassi o negativi evidenziano invece aree con scarsa connettività, in cui i sedimenti tendono ad accumularsi o disperdersi prima di raggiungere i canali principali. L'IC è stato calcolato seguendo l'approccio descritto da Borselli et al. (2008).

5.4.3 Tecniche geomatiche per la misura quantitativa dei cambiamenti morfologici e impieghi del DoD

Negli ultimi decenni un'ampia gamma di tecniche geomatiche e di procedure di elaborazione è stata applicata alla geomorfologia per quantificare variazioni volumetriche su intervalli temporali e scale spaziali molto differenti. Tra queste si annoverano la fotogrammetria terrestre, aerotrasportata e satellitare, il laser scanning terrestre (TLS), il LiDAR aerotrasportato (ALS), i rilievi GNSS in modalità RTK e le stazioni totali. In ambito geomorfologico, l'integrazione di più piattaforme osservative consente di ottenere modelli digitali di elevazione (DEM/DSM) accurati e riproducibili, prerequisito essenziale per l'applicazione del *DEM of Difference* (DoD).

La tecnica del DoD consente di quantificare la variazione di quota tra due anni t_2 e t_1 tramite sottrazione raster, utilizzando software integrati in piattaforma GIS (ad esempio, la *Geomorphic Change Detection (GCD)* Toolbox; Fig. 30):

$$DoD = DEM_{t2} - DEM_{t1}$$

La distinzione tra variazione reale e rumore di rilievo richiede un trattamento rigoroso dell'errore, soprattutto quando i DEM derivano dall'integrazione di tecniche diverse (UAV/SfM, TLS, ALS, GNSS), che generano errori verticali spazialmente (e talvolta temporalmente) variabili (Williams, 2012). L'incertezza derivata da questo tipo di analisi può essere spazialmente variabile e dipendere da pendenza, rugosità, densità di punti e dalla presenza di vegetazione. È fondamentale escludere le aree non comuni (*no-data*) e le superfici non comparabili (acqua libera, coperture vegetali stagionali non filtrate) oppure trattarle con maschere dedicate.

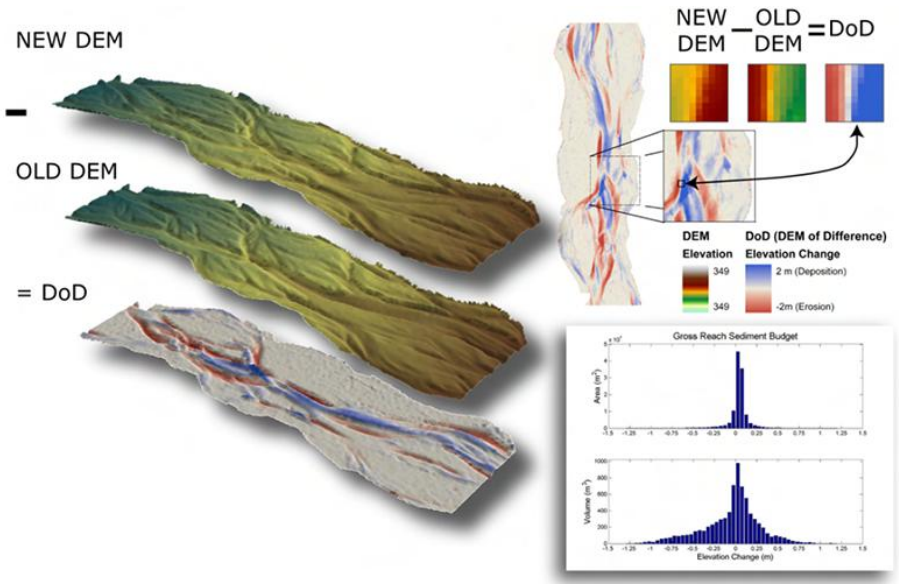


Figura 30 – Modello esemplificativo della procedura di sottrazione di raster per l'elaborazione DoD (da Essa Technologies, www.essa.com).

Le tecnologie UAV/SfM, TLS/ALS, GNSS/RTK e la fotogrammetria multi-piattaforma, combinate con protocolli DoD che includono co-registrazione accurata, propagazione delle incertezze e soglie di rilevabilità, forniscono oggi gli strumenti più efficaci per misurare, interpretare e gestire il cambiamento morfologico in ambienti costieri, fluviali e di versante. In ambienti costieri, ad esempio, sequenze multitemporali di DEM sono state impiegate per stimare le variazioni di quota delle spiagge al passaggio di uragani (Zhang et al., 2005), e i tassi di arretramento falesie in monitoraggi annuali (James & Robson, 2012). I DoD sono stati utilizzati estesamente anche nel monitoraggio di movimenti di massa (Jaboyedoff et al., 2012), ambito in cui il TLS è divenuto la tecnologia di riferimento per la sorveglianza dei crolli di roccia (Rosser et al., 2007; Oppikofer et al., 2009).

La varietà degli esempi in letteratura evidenzia come la misura quantitativa del cambiamento morfologico sia divenuta una strategia analitica centrale per gli studi che riguardano l'evoluzione delle forme alla superficie terrestre. In geomorfologia fluviale, la tecnica del DoD risulta ampiamente adottata per: (i) inferire i tassi di trasporto solido al fondo (*bedload*); (ii) interpretare processi quali scavo, riempimento, migrazione e avulsione dell'alveo; (iii) mappare il disturbo degli habitat; (iv) stimare trend altimetrici del letto; (v) validare modelli morfologici.

L'avvento del telerilevamento ha permesso rilievi spazialmente continui della topografia, superando in gran parte l'uso tradizionale di sezioni trasversali interpolate lungo alveo per stimare i volumi (Griffiths, 1979; Ferguson & Ashworth, 1992; Martin & Church, 1995) o l'impiego di fotografie aeree per derivare l'estensione areale delle variazioni di spessore del letto (Ham & Church, 2000). In alcune situazioni, tuttavia, i rilievi a sezioni regolari restano una soluzione primaria e costo-efficace per il budget sedimentario di lungo termine (annuale-decadale).

In questo lavoro la tecnica del DoD è stata applicata ai siti campione selezionati sull'intervallo 2013-2023 seguendo due flussi paralleli e confrontabili: (i) mediante la *Geomorphic Change Detection* (GCD) Toolbox, e (ii) tramite sottrazione raster con il *Raster Calculator* in GIS. Per garantire la confrontabilità, i DEM multi-epoca sono stati co-registrati allo stesso datum/proiezione, allineati su identica griglia, con mascheratura delle aree non comuni (*no-data*). In considerazione della differente risoluzione spaziale tra alcuni dataset topografici utilizzati, non è stato effettuato un ricampionamento completo dei modelli al fine di evitare una perdita del dettaglio morfologico ad alta frequenza, particolarmente rilevante nei contesti erosivi investigati. Le analisi multitemporali di tipo DoD sono state pertanto condotte privilegiando il mantenimento della risoluzione originaria dei dati e limitando le comparazioni a superfici geomorfologicamente omogenee e prive di anomalie topografiche evidenti. L'interpretazione dei risultati è stata inoltre supportata da controlli geomorfologici visuali e da mascherature localizzate delle aree maggiormente suscettibili a rumore topografico o artefatti derivanti dalla diversa densità di campionamento.

Nella generazione dei modelli digitali del terreno e nelle successive elaborazioni DoD, la presenza di copertura vegetale rappresenta un potenziale fattore di disturbo in particolare nei settori caratterizzati da vegetazione pioniera discontinua o da arbusteti sparsi tipici delle aree calanchive mediterranee. Per mitigare tale effetto, durante le fasi di elaborazione e interpretazione sono state escluse o mascherate le porzioni caratterizzate da copertura vegetale significativa, privilegiando superfici nude o scarsamente vegetate. Tale approccio ha consentito di ridurre il rumore associato agli elementi non appartenenti alla superficie topografica reale, mantenendo al contempo la leggibilità geomorfologica dei micro-cambiamenti legati alle dinamiche erosive investigate.

5.4.4 Telerilevamento satellitare e analisi multitemporali di indici spettrali (NDVI, NDMI, NBR)

Per caratterizzare lo stato della vegetazione e monitorare le variazioni di umidità del suolo e della biomassa, è stata condotta un'analisi multitemporale basata su immagini satellitari Sentinel-2 L1C. I dati, con risoluzione spaziale di 10 m, sono stati scaricati attraverso la piattaforma *Copernicus Open Access Hub* e preprocessati in ambiente GIS per la correzione atmosferica e la ricostruzione degli indici spettrali di interesse.

Sono stati calcolati i seguenti indici:

L' NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*): descrive il livello di vigore della copertura vegetale ed è calcolato come rapporto tra la differenza e la somma delle radiazioni riflesse nel vicino infrarosso e nel rosso, secondo la formula:

$$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)} = \frac{(B8 - B4)}{(B8 + B4)}$$

dove B8 è la banda del vicino infrarosso (NIR) e B4 quella del rosso (RED) del sensore Sentinel-2.

In termini operativi, la densità della vegetazione in un determinato punto dell'immagine è proporzionale alla differenza tra l'intensità della radiazione riflessa nel rosso e nel vicino infrarosso, rapportata alla somma delle stesse. L'indice è stato calcolato in ambiente GIS, seguendo la formula standard Sentinel-2.

I valori di NDVI variano da -1 a +1:

- valori negativi, prossimi a -1, corrispondono generalmente a corpi idrici;
- valori vicini allo zero (-0,1 ÷ 0,1) indicano superfici nude o prive di vegetazione (roccia, sabbia, neve);
- valori medio-bassi positivi (0,2 ÷ 0,4) identificano arbusteti e praterie;

- valori alti, prossimi a 1, caratterizzano aree a vegetazione densa e attiva, come foreste temperate o tropicali.

L'NDMI (*Normalized Difference Moisture Index*) è invece utilizzato per determinare il contenuto idrico della vegetazione e per monitorare situazioni di siccità o stress idrico. L'indice si calcola a partire dalle bande del vicino infrarosso (NIR) e dell'infrarosso a onde corte (SWIR), secondo la formula:

$$NDMI = \frac{(NIR - SWIR)}{(NIR + SWIR)} = \frac{(B8 - B4)}{(B8 + B4)}$$

dove B8A corrisponde alla banda NIR stretta (*narrow* NIR) e B11 alla banda SWIR del Sentinel-2.

Anche in questo caso, i valori variano tra -1 e +1:

- valori negativi, prossimi a -1, indicano suoli nudi o privi di copertura vegetale;
- valori prossimi allo zero (-0,2 ÷ 0,4) segnalano condizioni di vegetazione soggetta a stress idrico;
- valori elevati, positivi (0,4 ÷ 1), corrispondono a chiome vegetali in buono stato, con assenza di stress idrico.

L'applicazione congiunta di NDVI e NDMI consente dunque di analizzare in maniera integrata lo stato di salute della vegetazione e le dinamiche legate al contenuto idrico, risultando particolarmente utile per monitorare fenomeni di degrado del suolo, incendi e variazioni della copertura vegetale in aree mediterranee.

L'NBR (*Normalized Burn Ratio*) è un indice spettrale utilizzato per l'individuazione delle aree percorse dal fuoco e per la valutazione degli effetti degli incendi sulla vegetazione e sul suolo (Key & Benson, 2006). L'indice si basa sul contrasto tra le bande del vicino infrarosso (NIR) e dell'infrarosso a onde corte (SWIR), secondo la formula:

$$NBR = \frac{(NIR - SWIR)}{(NIR + SWIR)} = \frac{(B8 - B12)}{(B8 + B12)}$$

dove B8 corrisponde alla banda NIR e B12 alla banda SWIR del Sentinel-2.

La logica alla base di questo indice è che la vegetazione sana riflette fortemente nel NIR e debolmente nel SWIR, mentre le superfici bruciate o degradate mostrano il comportamento opposto (bassa riflettanza nel NIR, alta nel SWIR). Pertanto, valori elevati di NBR indicano vegetazione intatta, mentre valori bassi sono associati a superfici danneggiate o percorse da incendio.

Per stimare la severità dell'incendio, si utilizza la differenza tra i valori di NBR calcolati prima e dopo l'evento, nota come dNBR (delta NBR):

$$dNBR = (NBR_{pre}) - (NBR_{post})$$

Il dNBR consente di quantificare la variazione della copertura vegetale dovuta al fuoco, discriminando i pixel bruciati da quelli non bruciati e classificando la severità secondo soglie consolidate in letteratura (Key & Benson, 2006).

In particolare:

- valori prossimi a 0 indicano assenza di cambiamenti o vegetazione non danneggiata;
- valori positivi bassi indicano severità bassa o moderata;
- valori positivi elevati corrispondono a severità alta, con forte degradazione della copertura vegetale e del suolo.

L'indice dNBR è stato ampiamente utilizzato in studi internazionali per monitorare l'impatto degli incendi e i successivi processi di recupero vegetazionale (Keeley, 2009). Applicato alle serie temporali Sentinel-2, esso consente di valutare sia l'impatto immediato del fuoco sia l'evoluzione a medio termine della resilienza vegetazionale.

5.4.5 Stima dei frammenti grossolani (*rock fragments*) con protocolli quantitativi per l'analisi micro-topografica

La presenza di frammenti grossolani (RF, particelle ≥ 2 mm) modula in modo decisivo infiltrazione, generazione di ruscellamento e perdita per *inter-interrill*,

con effetti che dipendono da copertura superficiale, dimensione, posizione nel profilo e contesto morfologico/uso del suolo (Cerdà, 2001; Martínez-Zavala & Jordán, 2008; Smets et al., 2011). I *rock fragments* (RF) agiscono sia come elementi di protezione (smorzano *splash*, riducono la compattazione del *topsoil*) sia come modificatori della micro-idraulica (rugosità, intralcio/convogliamento del flusso). Ignorarli potrebbe introdurre *bias* nella stima di connettività dei sedimenti e nella parametrizzazione di modelli di erosione; la letteratura raccomanda di includerli esplicitamente in bilanci idrici/erosivi e nei modelli di processo.

Oltre alla *Visual Estimation* (VE) e alla *Soil Profile Imaging* (PI), è possibile contemplare in banca-dati alcuni protocolli quantitativi:

(i) Copertura superficiale (Rfc, %). La stima di Rfc può essere eseguita con fotografie zenitali su quadrati di riferimento (0.25-1 m^2) e classificazione planimetrica; in prove a pioggia simulata su suoli nudi mediterranei, un incremento di Rfc ritarda il *ponding* e l'avvio del deflusso, aumenta l'infiltrazione e riduce le perdite per *interrill* (Cerdà, 2001; Martínez-Zavala & Jordán, 2008). In ambienti semi-aridi/mediterranei, relazioni robuste tra Rfc e risposta idrologica emergono anche a scala di versante (Zavala et al., 2010; van Wesemael et al., 2000).

(ii) Dimensione e posizione dei RF. In scheda VE è utile classificare i RF per classi dimensionali (p. es., 2-6-20- >20 cm) e per posizione: *on-top* (appoggiati), parzialmente inglobati e subsuperficiali. La posizione modula la micro-idraulica: RF appoggiati dissipano l'energia d'impatto e favoriscono infiltrazione; RF parzialmente inglobati possono convogliare il flusso superficiale, aumentando la connettività (Katra et al., 2008). In ambienti aridi/semi-aridi, RF di grandi dimensioni o inglobati mantengono umidità del *topsoil* più a lungo rispetto alle aree nude, con implicazioni eco-geomorfiche (Katra et al., 2008).

(iii) Frammenti in sottosuolo (*subsurface* RF). RF totalmente incorporati nel *topsoil* alterano la percolazione e la distribuzione dell'acqua, influenzando infiltrazione, *runoff* e *interrill loss*; in prove di pioggia simulata su suoli limoso-sabbiosi, la perdita per *interrill* può aumentare nelle fasi iniziali sopra RF subsuperficiali per rapido incremento dell'umidità e riduzione di coesione nella zona sovrastante (Smets et al., 2011). L'uso di PI (scavi/trincee + analisi

d'immagine) consente di quantificare la % in volume per orizzonte e la profondità dei RF (Smets et al., 2011).

(iv) Effetti idraulici non lineari e soglie. In esperimenti di canale su sedimenti non coesivi, la relazione tra Rfc e resa solida può essere non monotona: fino a ~20% di copertura, l'erosione può aumentare per turbolenze e cavità di scalzamento attorno ai ciottoli; oltre tale soglia, la ridotta spaziatura tra RF inibisce lo sviluppo degli *scour* e la resa decresce. È quindi utile archiviare anche spaziatura/protrusione oltre alla sola Rfc (Bunte & Poesen, 1993).

(v) Pattern colturali e assetto a scala di versante. In coltivi mediterranei, l'aratura provoca *tillage erosion* con trasferimento *downslope* di RF e matrice fine, generando pattern sistematici della copertura RF legati alla curvatura topografica (denudazione su convessità, accumulo in concavità/fondovalle) e influenzando il bilancio idrico/erosivo e la produttività (Poesen et al., 1997; van Wesemael et al., 2000).

Nonostante nella presente tesi non siano state contemplate misure e analisi relative alla presenza di RF, è raccomandato di integrare informazioni di questo tipo per lo studio dei processi di erosione: Rfc (%) per cella/quadrato (foto-zenitale/*point grid*), classi dimensionali e posizione (*on-top*/*embedded*/*subsurface*), %vol per orizzonte da PI (0-10/10-30/>30 cm), spaziatura/protrusione come indicatori idraulici, curvatura topografica/uso del suolo, e (ove disponibili) risultati di test d'infiltrazione o piogge simulate per calibrare i legami con *runoff*/erosione (Cerdà, 2001; Bunte & Poesen, 1993; Martínez-Zavala & Jordán, 2008; Zavala et al., 2010).

5.5 Approcci per la misura diretta dell'erosione

5.5.1 Trappole per sedimenti di versante

L'attività sperimentale condotta in alcuni siti campione ha previsto la quantificazione in tempo reale dei processi di erosione accelerata mediante la

raccolta diretta dei sedimenti, sottoponibili a successive analisi in laboratorio. L'attività di monitoraggio ha previsto, a tal fine, l'installazione e la verifica periodica di trappole per sedimenti appositamente progettate in via sperimentale (L= 40 cm, A= 30 cm, P= 25 cm). Tali dispositivi sono costituiti da box realizzate con lamiere di acciaio inox AISI 304 pressopiegate. La parte superiore è composta da una doppia rete in acciaio inox AISI 304 con maglie di 20×20 mm e diametro del filo di 2 mm, mentre la parte inferiore è realizzata in lamiera forata di acciaio inox AISI 304 con fori di Ø10 mm a cui si aggiunge un foglio in ottone a maglia fitta nei casi in cui si voglia ridurre dispersione del materiale. Queste caratteristiche costruttive garantiscono un'elevata resistenza meccanica, durabilità in condizioni ambientali esterne ed una efficace cattura dei sedimenti, consentendo al tempo stesso il drenaggio dell'acqua.

Le trappole per sedimenti sono state progettate per essere interrate alla base dei versanti soggetti a processi di erosione accelerata. I sedimenti raccolti, una volta estratti, possono essere successivamente analizzati e fornire dati quantitativi e qualitativi sui tassi di erosione e sulle caratteristiche del materiale.

Di seguito sono riportati quattro approcci sperimentali e diversi tipi di analisi che possono essere effettuati mediante trappole per sedimenti con griglia superiore fissa e con griglia superiore removibile, finalizzati a fornire informazioni dettagliate sulla produzione di sedimenti, sulla distribuzione granulometrica e sulla composizione del materiale nei siti monitorati, sia su intervalli temporali molto brevi sia su periodi più lunghi, contribuendo così alla valutazione dei tassi di erosione:

- ***Trappola per sedimenti con griglia superiore removibile e asportazione periodica del materiale accumulato***

  Trappola dotata di griglia superiore (Fig. 31). L'intera cassetta viene rimossa dal terreno a intervalli regolari per l'asportazione e l'analisi dei sedimenti raccolti.

  Misurazioni e analisi:

  - peso totale del sedimento raccolto per ogni intervallo di campionamento;
  - analisi granulometrica;

- composizione dei sedimenti (contenuto organico, analisi mineralogica).

Figura 31 – Trappola per sedimenti con griglia superiore removibile (Officina meccanica Visani s.n.c.).

- ***Trappola per sedimenti con griglia superiore non removibile e asportazione periodica del materiale accumulato***

  Trappola installata alla base del versante in erosione, priva di griglia superiore removibile (Fig. 32), rimossa dal terreno periodicamente per operazioni di pesata.

  Misurazioni e analisi:

  - analisi del materiale eroso:

$$Peso\ totale\ -\ Tara\ =\ Peso\ del\ sedimento\ raccolto$$

Figura 32 – Trappola per sedimenti con griglia superiore non removibile (Officina meccanica Visani s.n.c.).

- ***Trappola per sedimenti con griglia superiore non removibile, fissata permanentemente nel suolo***

Cassetta chiusa fissata permanentemente al suolo per un periodo esteso (mesi), in grado di accumulare sedimenti nel tempo e di stimare i tassi medi di accumulo su intervalli lunghi, riducendo al minimo le operazioni di manutenzione.

Misurazioni e analisi:

- volume totale di sedimento raccolto, misurato dopo la rimozione tramite rilievo volumetrico. Il tasso di erosione viene stimato come:

$$\frac{Volume\ totale}{Periodo\ di\ monitoraggio}$$

- ***Trappola per sedimenti con griglia superiore non removibile, fissata al suolo con misurazioni parziali***

Cassetta chiusa fissata permanentemente alla base del versante. L'accumulo dei sedimenti all'interno viene misurato periodicamente in situ, senza rimuovere la trappola, inserendo un'asta graduata all'interno del sedimento.

Misurazioni e analisi:

- volumi parziali di sedimento misurati periodicamente con un'asta graduata. Il tasso di erosione viene stimato come:

$$\frac{Incremento\ del\ volume\ parziale}{Intervallo\ temporale}$$

Per incrementare l'efficacia e l'efficienza del sistema di monitoraggio dei sedimenti, sarebbe utile l'integrazione di sensori all'interno delle trappole per rilevare in tempo reale il livello di riempimento. Ad esempio, sensori ultrasonici o capacitivi potrebbero essere installati in ciascuna cassetta per monitorare costantemente l'accumulo di sedimenti. Una volta raggiunta una soglia prestabilita, un allarme automatico (via rete GSM o *Internet of Things* – IoT) potrebbe avvisare gli operatori, consentendo un intervento tempestivo sul campo prima che la trappola trabocchi. Tale miglioramento comporterebbe diversi vantaggi:

- acquisizione di dati in tempo reale e riduzione delle ispezioni manuali frequenti;
- ottimizzazione della manutenzione e dei tempi di campionamento in base all'effettivo accumulo, anziché a intervalli prestabiliti;
- maggiore continuità e completezza dei dati, in particolare durante eventi meteorici estremi che possono generare picchi improvvisi di erosione.

5.5.2 Trappole per sedimenti di tipo Bunte

La trappola per sedimenti di tipo Bunte (Fig. 33) è uno strumento impiegato per campionare sedimenti in movimento in contesti fluviali o di erosione superficiale, fornendo dati puntuali su episodi erosivi specifici. La struttura tipica comprende:

- Telaio in alluminio (30,5 x 20,3 x 10,2 cm), garantendo robustezza con un peso contenuto, spesso fissato al terreno tramite picchetti.
- Rete filtrante in nylon (lunghezza: 90 cm), con maglie di 3,3 mm, che permette il passaggio dell'acqua trattenendo la frazione solida dei sedimenti.
- Bicchiere di raccolta posizionato sotto la rete, destinato a trattenere il materiale solido sospeso.

Figura 33 – Trappola per sedimenti di tipo Bunte (Scubla S.r.l.).

Il dispositivo viene generalmente attivato per circa un'ora, tempo durante il quale il volume della rete filtrante raggiunge al massimo il 40% della capacità totale, prevenendo il rischio di saturazione che potrebbe compromettere l'efficacia del campionamento. Al termine del periodo di campionamento, la trappola viene rimossa e il materiale raccolto nel bicchiere viene analizzato per

valutare quantitativamente e qualitativamente i sedimenti trasportati (p. es., peso, granulometria, composizione).

5.5.3 Strumenti per l'analisi della portata e del trasporto torbido

Mulinello idrometrico

Per la misura della velocità della corrente in corsi d'acqua naturali (fiumi, torrenti, rii) e artificiali (canali, condotte, scarichi), sono stati utilizzati mulinelli idrometrici portatili (Fig. 34), in grado di misurare velocità comprese tra 0,03 e 7,5 m/s con una precisione dell'1%. L'impiego dei mulinelli idrometrici consente di integrare le informazioni dirette sulla velocità dei flussi idrici con la determinazione delle portate, fornendo un supporto fondamentale per l'analisi idrologica e geomorfologica dei bacini in studio.
L'apparato è costituito da un'elica in nylon rinforzato di 2" di diametro, collegata tramite cavo a un palmare elettronico. L'elica, montata su aste telescopiche in lega di alluminio e acciaio inox graduate ogni 5 cm, trasmette i dati di rotazione al dispositivo di lettura. I sensori e l'elettronica risultano impermeabili ma facilmente sostituibili in caso di guasto.

Per il seguente studio è stata utilizzata la serie 3000, modello avanzato che integra un *datalogger* con capacità di memorizzare fino a 1.000 stazioni, suddivise in 1-100 sezioni trasversali. Registra profondità, larghezza, velocità e angoli di misura, associandoli a data e ora. Inoltre, calcola automaticamente la portata (Q) e consente l'esportazione dei dati in formato elettronico tramite porta RS232 e software dedicato. L'interfaccia, con display LCD a due righe e tastiera, permette l'inserimento manuale di angoli di misura non perpendicolari alla sezione.

Figura 34 – Correntometro Serie 3000 (Scubla S.r.l.).

Torbidimetro

Il torbidimetro portatile HI 93703C (Fig. 35) rappresenta uno strumento avanzato per la misurazione della torbidità dell'acqua. Dotato di un microprocessore integrato, garantisce rilevazioni accurate anche in condizioni ambientali esterne. Può memorizzare fino a 199 misure a campione, che possono in seguito essere trasferite al computer.

Figura 35 – Torbidimetro HI93703C (Scubla S.r.l.).

Specifiche tecniche:

- Scala Torbidità: da 0 a 50; FTU da 50 a 1000 FTU

- Risoluzione Torbidità: 0,01 FTU fino a 50,00 FTU; 1 FTU fino a 1000 FTU
- Precisione Torbidità: ±0,5 FTU oppure ± 5%
- Calibrazione: a 3 punti (0 FTU, 10 FTU e 500 FTU)
- Sensore: fotocellula al silicio
- Sorgente luminosa: led Infrarosso
- Condizioni d'uso: da 0 a 50°C max 95% U.R
- Memorizzazione misure a campione: 199
- Temperatura operativa: da 0 a 40 °C
- Dimensioni (mm): 220 x 82 x 66

Il torbidimetro viene utilizzato per il monitoraggio ambientale in corpi idrici superficiali (fiumi, laghi, sistemi erosivi), per controlli qualitativi durante eventi climatici estremi o variazioni rapide del regime idrologico, per la validazione e l'integrazione dei dati raccolti attraverso altre metodologie dirette di campionamento sedimentario.

6 Presentazione dei dati e risultati

6.1 Dati climatici

6.1.1 Stazioni pluviometriche di Ferrandina, Grassano e Matera (Basilicata)

Le serie storiche – relative alle stazioni pluviometriche di Ferrandina SP, Grassano SP e Matera (Tab. 11) – sono state analizzate secondo le procedure descritte nel capitolo 5 (par. 5.2), con particolare riferimento al calcolo degli indici pluviometrici (ICIP e IFCI) e al fattore di erosività da pioggia (R) così da evidenziare le principali tendenze pluviometriche nel periodo 2013-2023, nonché le condizioni di aridità e potenziale erosività associate agli eventi estremi.

I dati raccolti hanno permesso di ottenere una caratterizzazione climatica di base delle aree all'interno delle quali sono stati selezionati i siti pilota, e di individuare trend e anomalie che possano essere correlati sia alle dinamiche geomorfologiche locali sia ai processi di cambiamento climatico su scala regionale.

Tabella 11 – Schema riassuntivo relativo alle stazioni termo-pluviometriche lucane investigate, con i principali parametri annuali calcolati per l'intervallo temporale 2013-2023.

Stazione climatica	Quota (m s.l.m.)	Periodo di registrazione	Periodo osservato	PRCP media annua (mm)	T media annua (°C)	N. medio giorni/anno T_max >30°	R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} anno^{-1})	N. giorni piovosi >1mm (media)	N. giorni secchi <1mm (media)
Ferrandina SP	486	1951-1972/ 1997-2023	2013-2023	~515	16,4	63	662,4	60	300
Grassano SP	542	1951-1972/ 1986-2023	2013-2023	~605	15,6	48	735	69	292
Matera	475	1951-1972/ 1985-2023	2013-2023	~530	16,7	60	697,5	68	294

Statistiche di lungo periodo (1951-2023)

Adottando una lettura robusta delle serie annue (1951-2023), quindi escludendo gli anni incompleti (cfr. Cap. 5), emerge un quadro coerente del gradiente pluviometrico locale (Tab. 12): Grassano SP risulta mediamente la più piovosa (~605 mm/anno, mediana ~612; CV ~29%), seguita da Matera (~530

mm/anno, mediana ~515; CV ~28-29%) e Ferrandina SP (~515 mm/anno, mediana ~523; CV ~33%). La variabilità interannuale è marcata in tutte le stazioni, con massimi storici concentrati nel 1972 (~1150 mm Grassano; ~1040 mm Matera; ~1068 mm Ferrandina) e minimi robusti nei primi anni 2000–2010 (~227 mm a Grassano e ~186 mm a Ferrandina nel 2003; ~240 mm a Matera nel 2011). Le medie decennali indicano un periodo più umido tra anni ’50 e ’70 e un decennio siccitoso negli anni ’80, seguito da valori più contenuti nei 2000 e un parziale recupero nel 2010-2020, che tuttavia non riporta i livelli dei decenni più piovosi del XX secolo. Le tendenze lineari (1951-2023) mostrano un calo significativo delle precipitazioni annue: Grassano -36 mm/decennio ($p<0,01$; R^2~0,21), Matera -21 mm/decennio (p~0,01; R^2~0,09) e Ferrandina -~20 mm/decennio (p~0,04-0,05; R^2~0,08-0,09), delineando un segnale di progressiva aridificazione coerente con il contesto mediterraneo. Anche il confronto tra “normali” climatiche evidenzia un arretramento: a Grassano si passa da ~655 mm (1961-1990) a ~541 mm (1991–2020), -17%; a Matera da ~509 a ~491 mm (-3%); a Ferrandina il calo apparente (da ~536 a ~428 mm, -20%) va interpretato con cautela per la copertura ridotta nella prima finestra temporale.

Tabella 12 – Medie (1951-2023) calcolate escludendo anni incompleti (PRCP annue <150 mm). A Ferrandina le 'normali' 1961–1990 hanno n anni ridotto.

Stazione	Grassano SP	Matera	Ferrandina SP
n anni (robusti)	60	60	48
Media (mm/anno)	605	531,4	515,5
Mediana (mm/anno)	612	515,6	522,8
CV (%)	29,2	27,6	32,5
Min (mm)	227	239,8	185,6
Anno Min	2003	2011	2003
Max (mm)	1151,3	1039,8	1068,4
Anno Max	1972	1972	1972
Trend (mm/dec)	-35,7	-21,2	-18,9
Normale 1961–1990 (mm)	654,6	531,2	536,2
n anni (61–90)	17	17	12
Normale 1991–2020 (mm)	540,7	490,6	461,2
n anni (91–20)	30	30	23
Δ% (91–20 vs 61–90)	-17,4	-7,7	-14

Ferrandina SP

Nel periodo 2013–2023 le precipitazioni annue variano da un minimo di 300,8 mm (2013) a un massimo di 651,0 mm (2015), con media ~509,8 mm/anno. Il numero di giorni piovosi (>1 mm) oscilla tra 19 giorni (2013) e 75 giorni (2018), con media ~60,3 giorni/anno; i giorni secchi restano largamente prevalenti (~305-310/anno in media), in linea con il regime mediterraneo. L'SDII (intensità media nei giorni piovosi) mostra media ~8,90 mm/giorno, con massimo 15,83 mm/giorno nel 2013 (anno secco ma con eventi molto concentrati) e minimo 7,25 mm/giorno nel 2017.

I valori medi stagionali nel periodo investigato mostrano che la pioggia si ripartisce in: Autunno 30,8%, Primavera 28,5%, Inverno 21,7%, Estate 19,0%. La frequenza dei giorni piovosi segue un ordine simile (Primavera 29,7%, Inverno 27,0%, Autunno 26,5%, Estate 16,7%), confermando il peso di autunno e primavera nella climatologia locale, mentre l'estate contribuisce meno ai totali ma può ospitare episodi intensi.

L'indice di erosività delle precipitazioni EI_{30} è stato calcolato a partire dai valori giornalieri presenti nel dataset e aggregato su base annua mediante somma dei contributi giornalieri (unità: $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$). Di seguito si riportano i principali risultati per l'intervallo 2013-2023.

La serie annuale di EI_{30} mostra una variabilità interannuale marcata (Fig. 36), con un valore medio nel periodo pari a ~662,4 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ (deviazione standard ~211,8, coefficiente di variazione ~32%). Il valore minimo osservato è 312,39 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ (anno 2017), mentre il valore massimo è 953,86 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ (anno 2020). La mediana del campione – ovvero la tendenza centrale, alternativa alla media, che rappresenta il valore che divide il campione ordinato in due metà – è ~662,83, molto vicina alla media, a indicare una distribuzione non fortemente asimmetrica ma piuttosto caratterizzata da alcuni anni con erosività elevata.

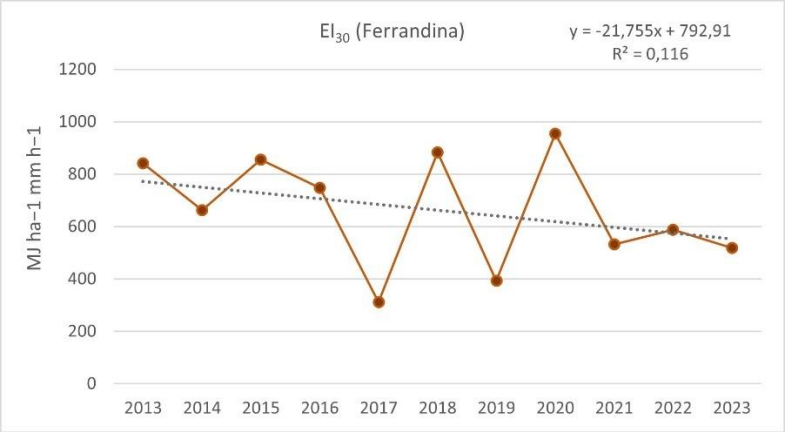


Figura 36 – Valori annuali di EI_{30} calcolati per la stazione pluviometrica di Ferrandina SP dal 2013 al 2025.

I percentili di interesse calcolati sulla serie 2013-2023 sono i seguenti: 90° ~883, 95° ~918,4, 98° ~939,7 MJ·mm·ha^{-1}·h^{-1}; ciò indica che gli anni con EI30 superiori a ~880-940 rappresentano gli eventi di erosività più estremi nel decennio considerato (nel nostro caso: 2018 e 2020 sono i più elevati). Nel periodo 2013-2023, quattro anni superano la soglia di 800 MJ·mm·ha^{-1}·h^{-1} e un anno supera 900 MJ·mm·ha^{-1}·h^{-1} (2020). Sei anni su undici riportano un valore di EI30 superiore alla media del periodo.

Non emergono evidenze robuste di un trend lineare di lungo periodo sull'erosività in questo campione decennale; resta invece evidente una forte variabilità interannuale e la presenza di anni con erosività eccezionalmente alta (soprattutto 2018 e 2020).

L'analisi incrociata tra l'indice di erosività EI30 annuale e gli indicatori di eventi pluri-giornalieri (P3) mostra che gli anni caratterizzati da elevata erosività sono generalmente associati a un maggior numero di eventi con accumuli a 3 giorni superiori a 30 mm e 50 mm (Tab. 13). Il coefficiente di correlazione di Pearson (*r*, misura statistica che quantifica la forza e la direzione della relazione lineare tra due variabili quantitative) tra EI30 e il numero di eventi P3>30 è pari a ~0,70, mentre per P3>50 è ~0,67, a indicare una relazione consistente. Al contrario, la correlazione con la precipitazione annua totale è più modesta (r ~0,52), suggerendo che la distribuzione temporale e la frequenza degli eventi intensi pesano maggiormente sulla stima dell'erosività rispetto alla sola quantità annuale di pioggia. Anni come 2015, 2018 e soprattutto 2020 si distinguono per EI30 elevati e per un numero significativo di P3 intensi, sottolineando il ruolo degli episodi pluri-giornalieri intensi nell'attivazione dei processi erosivi.

Tabella 13 – Schema riepilogativo dell'analisi incrociata tra l'indice di erosività EI_{30} annuale e gli indicatori di eventi pluri-giornalieri (P3) relativo per l'intervallo temporale 2013-2023, relativi alla stazione pluviometrica Ferrandina SP.

Ferrandina SP					
Anno	**EI30 annuale**	**PRCP annue**	**N.eventi cumulati P3 >30**	**N.eventi cumulati P3 >50**	**Cumulata P3**
2013	840,7	300,8	10	5	4,0
2014	662,8	516,8	9	7	8,0
2015	855,8	651,0	12	3	20,6
2016	747,5	613,0	10	7	20,4
2017	312,4	348,2	3	0	16,6
2018	883,0	612,2	17	5	0,2
2019	392,7	504,8	9	2	0,2
2020	953,9	622,6	12	5	0,0
2021	531,7	470,2	10	2	0,4
2022	587,4	484,2	12	0	0,4
2023	518,3	483,6	11	0	0,4

L'ICIP annuo (Indice di Concentrazione e Intensità) ha una media ~1,176, con minimo 0,206 nel 2013 e massimo 1,655 nel 2018 (anni con pioggia più "raccolta" in pochi eventi energici; Fig. 37). Le medie stagionali di IFCI indicano il maggior contributo combinato di frequenza/intensità in Autunno (~3,37), seguito da Primavera (~2,68), Estate (~2,59) e Inverno (~1,75). Per ICIP stagionale, le medie risultano Autunno ~0,056, Primavera ~0,063, Inverno ~0,041, Estate ~0,024.

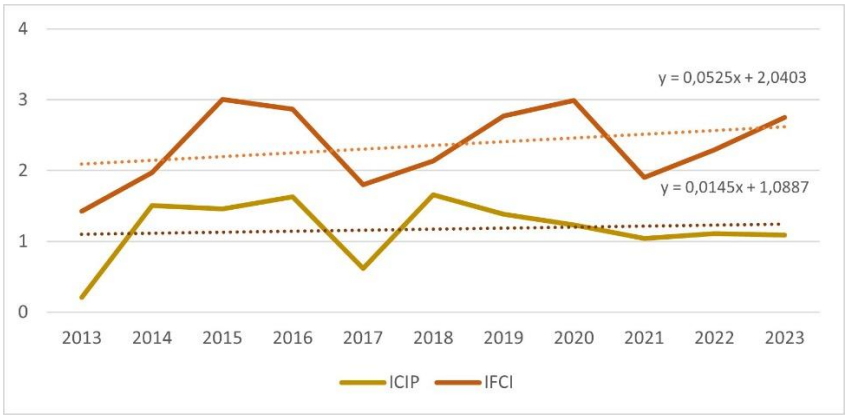


Figura 37 – Valori annuali di ICIP e IFCI calcolati per la stazione pluviometrica di Ferrandina SP dal 2013 al 2025.

Il confronto con l'EI_{30} annuo conferma che la sola quantità annua non spiega l'erosività: contano concentrazione e frequenza degli eventi intensi. Anni come 2018 (molti giorni piovosi, alto ICIP) e 2020 (elevata erosività EI30) si distinguono per episodi più numerosi e/o più concentrati; al contrario il 2013 è un anno secco con poche precipitazioni intense (pochi giorni, SDII alto) con impatto annuale più contenuto.

Grassano SP

Nel periodo indagato (2013-2023) le precipitazioni annue variano da un minimo di 378,8 mm (2017) a un massimo di 722,0 mm (2016), con una media pari a ~578,6 mm/anno. I giorni piovosi (>1 mm) oscillano tra 51 (2017) e 85 (2016), con una media di ~69 giorni/anno; i giorni secchi risultano ~292/anno in media. L'SDII (intensità media nei giorni piovosi) ha media ~8,39 mm/giorno, con massimo 9,66 mm/giorno nel 2015 e minimo 6,85 mm/giorno nel 2014.

I valori medi stagionali mostrano che la pioggia si ripartisce come segue: in Autunno 31,5%, Primavera 28,4%, Inverno 20,4%, Estate 19,7%. La frequenza dei giorni piovosi segue: Primavera 29,6%, Autunno 28,6%, Inverno 24,2%, Estate 17,6% (~20 giorni in primavera, 19 in autunno, 16 in inverno, 12 in estate). Ciò conferma il ruolo primaverile-autunnale per i totali e la relativa minor incidenza estiva sui conteggi, pur con episodi intensi.

L'indice di erosività EI30, ricavato a partire dai valori giornalieri e successivamente aggregato su base annua, evidenzia anche per la stazione di Grassano una forte variabilità interannuale. Nel periodo 2013-2023 la media è pari a circa 735 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$, con una mediana molto simile (~704), a indicare una distribuzione complessivamente equilibrata ma con la presenza di anni particolarmente estremi. La deviazione standard, pari a circa 263, e un coefficiente di variazione di quasi 36%, confermano infatti la presenza di oscillazioni marcate. I valori estremi si registrano nel 2017, con un minimo di circa 333 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$, e nel 2013, con un massimo che supera i 1260 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$, a testimonianza di un anno eccezionalmente erosivo (Fig. 38).

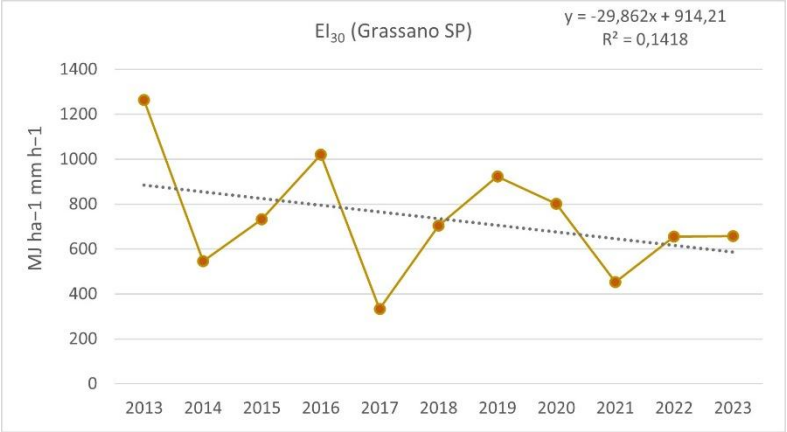


Figura 38 – Valori annuali di EI_{30} calcolati per la stazione pluviometrica di Grassano SP dal 2013 al 2025.

L'analisi dei percentili aiuta a distinguere meglio gli anni "ordinari" da quelli eccezionali: il 90° percentile si colloca intorno a 1020, il 95° a 1142 e il 98° a circa 1215 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$. Ciò significa che soltanto una piccola parte della distribuzione (gli anni davvero estremi) raggiunge e supera queste soglie. In particolare, nel decennio analizzato, quattro anni hanno riportato valori superiori a 800 (2013, 2016, 2019 e 2020), e tre anni hanno addirittura superato la soglia dei 900 (2013, 2016 e 2019). È interessante notare che, pur in presenza di anni con erosività molto contenuta, come il 2017, circa un terzo del campione si colloca nettamente al di sopra della media, delineando una dinamica fortemente influenzata da episodi estremi.

L'analisi della tendenza di lungo periodo, condotta tramite regressione lineare, indica anche in questo caso che, nel periodo considerato, non si osservano segnali robusti di un trend crescente o decrescente, mentre resta evidente una ciclicità interannuale con anni eccezionalmente erosivi (2013, 2016 e 2019) che si alternano ad altri molto più deboli (2017, 2021).

Il confronto con gli indicatori di precipitazioni cumulative su 3 giorni (P3) conferma il peso degli episodi intensi nella costruzione dell'indice (Tab. 14). La correlazione tra EI_{30} e il numero di eventi con accumuli superiori a 30 mm in tre giorni risulta elevata (r ~0,72), così come quella con gli eventi oltre 50 mm (r ~0,62). Anche la relazione con la precipitazione annua totale è piuttosto forte (r ~0,82), ma appare meno descrittiva: ciò suggerisce che, più che la quantità complessiva di pioggia, a determinare i valori estremi di erosività siano la distribuzione temporale e la concentrazione degli eventi intensi. Gli anni con EI_{30} più elevato (2013, 2016 e 2019) sono anche quelli con il maggior numero di

eventi P3 significativi, in particolare il 2016, con ben 11 episodi oltre 50 mm, e il 2019, con 12. Questi risultati rafforzano l'idea che l'erosività non sia legata soltanto al volume annuo di precipitazione, ma soprattutto alla capacità di alcuni eventi intensi, isolati o ravvicinati, di generare potenziale erosivo molto elevato.

Tabella 14 – Schema riepilogativo dell'analisi incrociata tra l'indice di erosività EI_{30} annuale e gli indicatori di eventi pluri-giornalieri (P3) relativo per l'intervallo temporale 2013-2023, relativi alla stazione pluviometrica Grassano SP.

Grassano SP					
Anno	**EI_{30} annuale**	**PRCP annue**	**N.eventi cumulati P3 >30**	**N.eventi cumulati P3 >50**	**Cumulata P3**
2013	1263,4	645,6	15	4	9,7
2014	545,5	555,2	11	3	12,2
2015	731,9	666,4	14	3	26,0
2016	1020,1	722,0	13	11	27,6
2017	332,9	378,8	7	0	25,5
2018	703,9	612,6	11	1	2,0
2019	923,5	645,6	17	12	0,4
2020	800,9	591,2	14	4	0,0
2021	451,9	452,4	8	1	0,0
2022	654,6	518,2	10	0	0,0
2023	656,8	576,4	16	2	0,0

Gli indici stagionali e annuali di IFCI (frequenza-intensità) e di ICIP (concentrazione-intensità) consentono di analizzare più in dettaglio la struttura degli eventi piovosi (Fig. 39). Nel periodo 2013-2023, le medie stagionali dell'IFCI mostrano un contributo combinato di frequenza e intensità più marcato in Autunno (~2,90), seguito da Estate (~2,69), Primavera (~2,03) e Inverno (~1,72). Questa distribuzione evidenzia come la stagione autunnale rappresenti il momento dell'anno con la maggiore incidenza di eventi frequenti e relativamente intensi, mentre l'inverno contribuisce meno, confermando il carattere più irregolare e meno energetico delle precipitazioni di quel periodo.

Passando all'ICIP, che misura la concentrazione delle piogge in pochi episodi rilevanti, emergono valori medi stagionali più elevati in Autunno (~0,069) e Primavera (~0,069), seguiti da Inverno (~0,039) ed Estate (~0,030). L'ICIP annuale ha un valore medio di circa 1,50, con oscillazioni significative: un minimo di 0,72 nel 2017 (anno caratterizzato da poche piogge distribuite e scarsa

concentrazione) e un massimo di 2,27 nel 2016 (anno con piogge raccolte in pochi eventi intensi e ravvicinati).

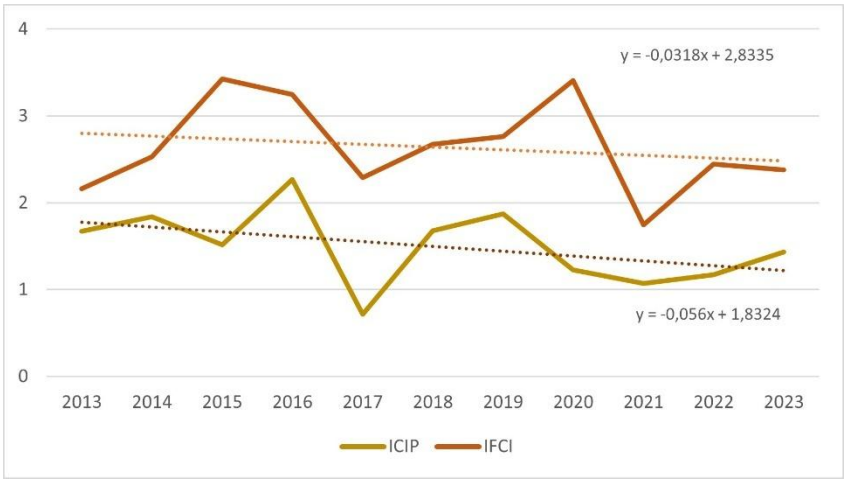


Figura 39 – Valori annuali di ICIP e IFCI calcolati per la stazione pluviometrica di Grassano SP dal 2013 al 2025.

Questi risultati confermano che l'erosività non dipende unicamente dalla quantità totale di precipitazione, ma è strettamente connessa a come la pioggia si concentra nel tempo. Anni come il 2016 e il 2019, con valori elevati di IFCI e ICIP, coincidono con episodi multipli e intensi di P3 che hanno alimentato anche gli alti valori di EI30. Al contrario, anni come il 2017, pur segnati da qualche episodio intenso (SDII relativamente alto), hanno avuto una distribuzione più rarefatta e un impatto erosivo complessivamente contenuto. In altre parole, è la combinazione di frequenza e concentrazione degli eventi intensi a determinare i picchi erosivi più importanti, più che il semplice ammontare di pioggia caduta nell'anno.

Matera

Nel periodo 2013-2023 la pluviometria registrata a Matera mostra un quadro coerente con il regime mediterraneo, ma con oscillazioni significative sia in termini di quantità che di distribuzione stagionale. Le precipitazioni annue oscillano tra un minimo di 400 mm nel 2021 e un massimo di 651 mm nel 2013, con una media di circa 546 mm/anno. I giorni piovosi (>1 mm) variano da 48 nel

2017 a 86 nel 2014, con una media di ~68 giorni/anno, mentre i giorni secchi restano largamente prevalenti (quasi 294/anno). L'indice SDII, che rappresenta l'intensità media della pioggia nei soli giorni piovosi, mostra una media di 8,0 mm/giorno, con valori estremi compresi tra 6,6 mm/giorno (2021) e 9,6 mm/giorno (2020). Ciò suggerisce che anche in annate relativamente secche non manchino episodi intensi concentrati.

La ripartizione stagionale delle piogge conferma il ruolo centrale delle mezze stagioni: Autunno (29%) e Primavera (26%) rappresentano insieme oltre metà del totale annuo, mentre Inverno (23%) ed Estate (22%) risultano più contenuti ma comunque significativi. Anche il numero di giorni piovosi segue un andamento simile: in media circa 20 giorni in Primavera, 18 in Autunno, 18 in Inverno e poco più di 12 in Estate, a sottolineare come la stagione estiva contribuisca meno ai totali ma resti capace di eventi intensi e localizzati.

I valori relativi all'erosività delle precipitazioni (EI30) evidenziano una forte variabilità (Fig. 40). Il valore medio nel decennio è ~697 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$, con una mediana di ~579, una deviazione standard di ~310 e un coefficiente di variazione del 44%, segno di oscillazioni ampie tra anni molto energetici e anni deboli. Il minimo è stato registrato nel 2021 (338), mentre il massimo nel 2013 (1373), un anno estremamente erosivo. L'analisi dei percentili colloca il 90° a ~1179, il 95° a ~1276 e il 98° a ~1334: superare queste soglie significa trovarsi in condizioni eccezionali. Nel periodo considerato, soltanto due anni (2013 e 2020) hanno superato i 900, e sempre gli stessi due hanno superato anche la soglia degli 800, a indicare che la distribuzione è condizionata da pochi episodi straordinari. Non a caso, solo 3 anni su 11 (2013, 2019 e 2020) riportano valori sopra la media del decennio. L'analisi di tendenza lineare restituisce una pendenza negativa senza significatività statistica: più che un trend di lungo periodo, emerge una dinamica dominata da oscillazioni interannuali e picchi isolati.

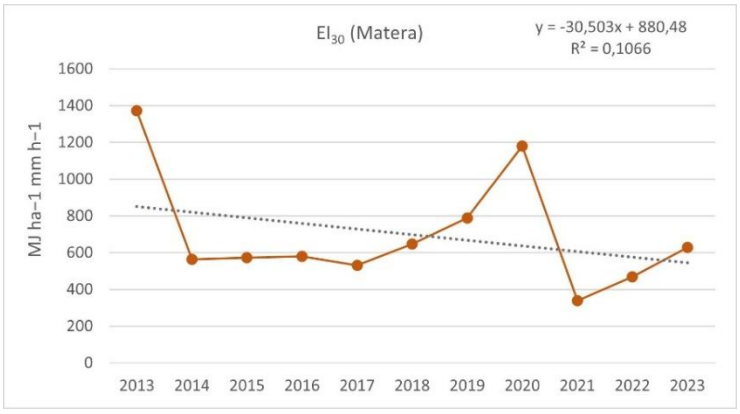


Figura 40 – Valori annuali di EI_{30} calcolati per la stazione pluviometrica di Matera dal 2013 al 2025.

Il confronto con gli eventi pluri-giornalieri (P3) conferma il ruolo chiave delle precipitazioni concentrate (Tab. 15). La correlazione tra EI30 e il numero di eventi con accumuli >30 mm in tre giorni è modesta (r ~0,26), mentre quella con eventi oltre 50 mm è molto più robusta (r ~0,73). Anche la correlazione con la precipitazione totale è elevata (r ~0,75), ma appare meno descrittiva rispetto al legame con i P3>50. Gli anni a maggiore erosività (2013 e 2020) si distinguono proprio per la presenza di più eventi intensi: nel 2013 con 3 episodi >50 mm, e nel 2020 con ben 8. Altri anni come il 2019 mostrano invece una combinazione di piogge abbondanti e 5 episodi intensi che sostengono un EI30 elevato, pur senza raggiungere le soglie estreme del 2013 e 2020.

Tabella 15 – Schema riepilogativo dell'analisi incrociata tra l'indice di erosività EI_{30} annuale e gli indicatori di eventi pluri-giornalieri (P3) relativo per l'intervallo temporale 2013-2023, relativi alla stazione pluviometrica Matera.

Matera					
Anno	**EI_{30} annuale**	**PRCP annue**	**N.eventi cumulati P3 >30**	**N.eventi cumulati P3 >50**	**Cumulata P3**
2013	1373,1	651,2	9	3	4,2
2014	563,8	580,4	11	0	11,8
2015	572,7	555,4	8	0	26,8
2016	579,5	585,6	10	1	26,2
2017	532,2	434,6	13	0	18,4
2018	648,0	610,0	11	1	1,2
2019	789,2	581,4	9	5	0,2
2020	1179,0	627,2	10	8	0,0
2021	338,5	400,0	5	0	0,0
2022	468,7	472,2	4	0	0,0
2023	627,4	505,0	7	3	0,0

Gli indici di concentrazione–intensità (ICIP) e frequenza-intensità (IFCI) aiutano a leggere come gli eventi piovosi si distribuiscono e quanto "pesano" sulla costruzione dell'erosività (Fig. 41). L'ICIP annuale mostra una media ~1,40, con oscillazioni ampie: il minimo ~0,742 si registra nel 2017, quando le piogge risultano più diffuse e poco raccolte, mentre il massimo ~1,971 cade nel 2018, anno in cui la pioggia è fortemente concentrata in pochi episodi rilevanti. La dinamica stagionale conferma il ruolo delle mezze stagioni nella concentrazione: le medie stagionali di ICIP sono primavera ~0,061 e autunno ~0,059 (le più alte), quindi Inverno ~0,047 ed estate ~0,032. In altre parole, primavera e autunno tendono a ospitare gli episodi che "raccolgono" gran parte della pioggia in intervalli brevi, mentre l'estate – pur potendo dare eventi intensi – mostra in media una concentrazione inferiore.

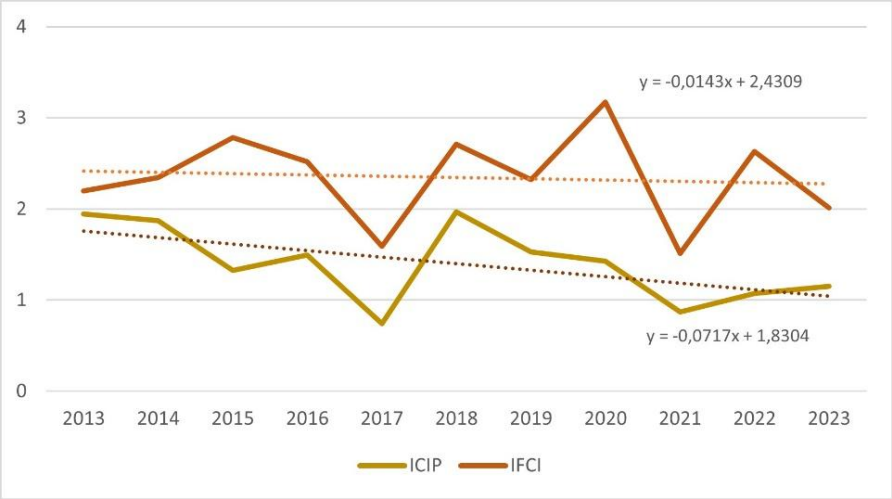


Figura 41 – Valori annuali di ICIP e IFCI calcolati per la stazione pluviometrica di Matera dal 2013 al 2025.

I valori di IFCI stagionali (che sintetizzano la combinazione di frequenza e intensità degli eventi) delineano un quadro complementare: la media è più elevata in estate (~3,53), poi autunno (~2,50), primavera (~2,22) e inverno (~1,72). Questa graduatoria suggerisce che l'estate, pur meno "concentrata" secondo l'ICIP, può presentare sequenze di episodi energici che alzano l'IFCI; l'autunno mantiene un ruolo di driver importante (IFCI e ICIP entrambi alti), mentre l'inverno è mediamente meno incisivo.

Il confronto con l'EI_{30} annuo è coerente: il 2013 associa EI_{30} molto elevato a un ICIP annuale alto (~1,94) e a un IFCI estivo marcato (~5,32), segno di eventi

frequenti e intensi, in parte estivi, che hanno contribuito alla forte erosività. Il 2018, massimo ICIP annuale (~1,97), mostra ICIP autunnale e estivo sopra media (~0,080 e ~0,061, rispettivamente): l'anno è caratterizzato da piogge molto raccolte; l'EI_{30} resta alto ma non estremo, indicando che la concentrazione è stata notevole, mentre frequenza/intensità non sempre hanno raggiunto i picchi del 2013. Il 2020 combina EI30 molto alto con ICIP annuale moderatamente sopra media (~1,43) e un IFCI autunnale elevato (~3,17): qui il peso della frequenza/intensità autunnale è cruciale, insieme alla presenza di P3 >50 mm (si veda l'incrocio EI_{30}-P3). All'opposto, 2017 (ICIP annuo minimo) evidenzia precipitazioni poco concentrate, coerenti con un impatto erosivo più contenuto.

In sintesi, anche in questo caso l'erosività non dipende solo dai totali annui: contano come e quando piove. Primavera e autunno tendono a concentrare gli episodi (ICIP più alto), mentre l'estate spicca per frequenza/intensità (IFCI più alto). Gli anni con EI_{30} elevato sono quelli in cui concentrazione (ICIP) e/o sequenze energetiche (IFCI) si combinano con eventi P3 intensi, amplificando il potenziale erosivo su base annua.

6.1.2 Stazioni pluviometriche di Araguás e Valpalmas (Aragona)

Parallelamente ai risultati ottenuti per le stazioni lucane, sono stati analizzati anche i dati pluviometrici provenienti dai siti aragonesi di Araguás (ambiente semiumido) e Valpalmas (ambiente semiarido), relativi al lungo periodo (1961-2023) e al periodo 2013-2023 (Tab. 16). Le serie mostrano andamenti coerenti con quelli osservati nell'Italia meridionale, pur con differenze legate al diverso inquadramento climatico e geomorfologico. In particolare, le variazioni stagionali e la frequenza degli eventi estremi risultano utili per il confronto transnazionale, permettendo di valutare analogie e divergenze nei processi di risposta idrologica e nelle dinamiche di degradazione dei suoli in ambienti mediterranei.

La stazione di Valpalmas si trova a un'altitudine di circa 493 m s.l.m., mentre Araguás si colloca tra 695 m e 750 m s.l.m., indicativi della sua ubicazione ai piedi della catena prealpina aragonese.

Tabella 16 – Schema riassuntivo relativo alle stazioni termo-pluviometriche aragonesi investigate, con i principali parametri annuali calcolati per l'intervallo temporale 2013-2023.

Stazione climatica	Quota (m s.l.m.)	Periodo di registrazione	Periodo osservato	PRCP media annua (mm)	N. giorni piovosi >1mm (media)	N. giorni secchi <1mm (media)
Araguás	695-750	1961-2023	2013-2023	~909	~100	~265
Valpalmas	493	1961-2023	2013-2023	~537	~75	~290

Statistiche di lungo periodo (1961-2023)

I dati relativi all'intervallo temporale 1961–2023 delle due stazioni (Tab. 17) mostrano un chiaro gradiente pluviometrico: la stazione di Araguás mostra dati corrispondenti ad un'area più umida (media ~828 mm/anno; mediana ~816; CV ~18%) mentre quella di Valpalmas registra valori coerenti con aree sensibilmente più aride (media ~485 mm/anno; mediana ~483; CV ~22%). La variabilità interannuale è marcata in entrambe le aree, ma con ampiezza maggiore a Valpalmas (CV più alto, min ~297 mm nel 1970, max ~768 mm nel 1969), coerente con un regime semi-arido sub-mediterraneo soggetto a oscillazioni ampie. Ad Araguás la variabilità è più contenuta (min ~521 mm nel 2011; max ~1169 mm nel 2013), con un regime mediterraneo a segnatura montana più regolare.

I percentili dei totali annui confermano questa differenza: ad Araguás P90 ~1.023 mm, P95 ~1.061 mm, P98 ~1.134 mm; a Valpalmas P90 ~650 mm, P95 ~663 mm, P98 ~709 mm.

Gli indici stagionali di concentrazione/intensità evidenziano differenze strutturali. Ad Araguás le medie nel periodo 1961–2023 di ICIP e IFCI sono più elevate (autunno e inverno registrano i massimi valori), e i percentili alti segnalano stagioni capaci di episodi molto "energetici": ad esempio IFCI P95 ~9,8 in autunno e ~8,3 in inverno; ICIP P95 ~0,17-0,18 tra primavera e inverno. A Valpalmas le medie dei due indici e i percentili risultano inferiori ma mostrano picchi in autunno (IFCI P95 ~5,6) e in estate/primavera (IFCI P95 ~5,6/4,8; ICIP P95 ~0,17 in primavera).

Il confronto tra "normali" 30ennali non segnala riduzioni dei cumulati: Araguás passa da ~818 mm (1961-1990) a ~836 mm (1991-2020) (+2,2%), Valpalmas da

~467 a ~503 mm (+7,7%). Le tendenze lineari 1961-2023 sono debolmente positive (Araguás +10,4 mm/decennio; Valpalmas +5,5 mm/decennio) e non significative: sul lungo periodo prevale dunque una stabilità dei totali annui (con lieve crescita), in contrasto con molte aree del Mediterraneo meridionale dove si osservano cali dei valori cumulati. Questa lettura di bassa frequenza fornisce il contesto utile per interpretare l'ultima decade, dove i pattern evento-centrici e la distribuzione stagionale diventano decisivi per gli impatti.

Tabella 17 – Valori (1961-2023) relativi alle stazioni di Araguás e Valpalmas.

Stazione	Araguás	Valpalmas
n anni	63	63
Media (mm/anno)	827,9	484,7
Mediana (mm/anno)	815,6	483,4
CV (%)	18,1	22,03
Min (mm)	521,3	296,5
Anno Min	2011	1970
Max (mm)	1169	767,7
Anno Max	2013	1969
Trend (mm/dec)	10,4	5,5
Normale 1961–1990 (mm)	817,6	467,2
n anni (61–90)	30	30
Normale 1991–2020 (mm)	835,9	503,2
n anni (91–20)	30	30
Δ% (91–20 vs 61–90)	2,24	7,7

Araguás

Nell'ultima decade la stazione di Araguás si colloca su valori medi annui elevati (~909 mm/anno), ma con forte variabilità interannuale: le precipitazioni annue variano da un minimo di ~622,6 mm (2015) a un massimo di ~1.169,0 mm (2013). Il numero di giorni piovosi (>1 mm) oscilla tra 84 giorni (2017) e 125 giorni (2013), con media ~100,5 giorni/anno; i giorni secchi restano prevalenti, in media ~265/anno, in linea con un regime mediterraneo temperato da effetti orografici, che alterna fasi di frequente precipitazione a lunghi intervalli asciutti. L'SDII (intensità media nei giorni piovosi) suggerisce episodi strutturati e talora

energici, con una media ~9,12 mm/giorno, un massimo di ~11,41 mm/giorno nel 2019 e un minimo di ~7,00 mm/giorno nel 2015, indicando che anche negli anni più asciutti gli eventi tendono a mantenere un'intensità non trascurabile.

La ripartizione stagionale dei valori cumulati di precipitazione mostra un regime bi-stagionale freddo-autunnale: Inverno 28,9%, Autunno 28,8%, Primavera 25,1%, Estate 17,2%. La frequenza dei giorni piovosi segue un ordine simile ma più distribuito (Primavera 28,1%, Inverno 25,9%, Autunno 25,2%, Estate 20,8%), a conferma del peso di inverno e autunno nei totali e del contributo primaverile in termini di ricorrenza degli eventi.

L'analisi dei percentili relativi alla distribuzione annua degli eventi piovosi (P90 ~1.062 mm, P95 ~1.115 mm, P98 ~1.147 mm) mostra che solo due anni superano la soglia P90 (2013 e 2023), e un solo anno supera le soglie P95-P98 (2013). In altre parole, la decade include anni particolarmente umidi, in un contesto di volumi comunque elevati, a segnalare la presenza di annate eccezionali (2013).

L'ICIP annuo evidenzia livelli medio-alti di concentrazione degli apporti: media ~2,49, mediana ~2,61, con minimo ~1,706 (2015) e massimo ~3,203 (2013). Le code della distribuzione sono ben sviluppate (P90 ~2,909; P95 ~3,056; P98 ~3,144), segnalando annate in cui poche sequenze di pioggia cumulano quote molto elevate del totale annuale.

Per l'IFCI annuo sono stati registrati valori medi di ~4,90, con mediana ~5,30, minimo ~3,369 (2015) e massimo ~6,386 (2013).

I valori percentili (P95), enfatizzano gli anni in cui pochi eventi molto intensi trainano l'energia stagionale: il 2015 risulta l'anno relativamente più asciutto, che segna i valori minimi. In generale, per la stazione di Araguás sono stati registrati alti livelli di precipitazione annua associata a forte concentrazione (ICIP alto) e ad elevati valori di IFCI, soprattutto quando si considerano soglie >P95: un profilo tipicamente mediterraneo-orografico, con autunno/inverno cruciali per la costruzione dell'energia annua.

L'ICIP stagionale chiarisce quando la pioggia tende a "concentrarsi" in pochi episodi. Le medie registrate sono pari a ~0,084 in inverno, ~0,089 in primavera, ~0,041 in estate, ~0,084 in autunno. I percentili alti (P95) si registrano in primavera (~0,205) e a seguire in autunno/inverno (~0,149/0,143), mentre in estate i valori restano bassi (~0,076). In termini fisici, ciò indica che i massimi di concentrazione – cioè pochi eventi con alte concentrazioni di pioggia –

avvengono soprattutto tra fine inverno e primavera e in autunno, mentre l'estate, pur contribuendo, raramente concentra grandi quote su pochi eventi.

L'energia pluviometrica stagionale (IFCI) evidenzia il ruolo di autunno e inverno. Le medie registrate sono: autunno ~6,13, inverno ~5,58, primavera ~4,56, estate ~4,27. I percentili alti (P95) si registrano in autunno ~10,43 e inverno ~8,11; anche l'estate può occasionalmente esprimere episodi molto energici (P95 ~8,85), benché con minor ricorrenza. Questo quadro suggerisce che gli anni sopra P90 dei totali non dipendono solo dalla quantità di pioggia caduta, ma dal "quando" e dal "come": stagioni fredde/autunnali con eventi frequenti e intensi modulano i massimi annui, mentre la primavera tende a registrare episodi a più alta concentrazione (ICIP).

Nel complesso, l'area combina alti volumi con frequenza elevata di giorni piovosi, un profilo coerente con la quota e con un forzante orografico che tende a sostenere sia i cumulati sia la ricorrenza degli eventi. Si registrano inoltre complessivamente indici stagionali che sottolineano la centralità di autunno e inverno per gli episodi più "energetici", mentre la primavera spicca per concentrazione (ICIP). Su un arco temporale di 11 anni non emerge un trend statisticamente significativo (dominano le oscillazioni interannuali), ma la distribuzione degli eventi rimane cruciale per gli impatti.

Valpalmas

Nel periodo 2013–2023 le precipitazioni annue variano da un minimo di ~373,0 mm (2022) a un massimo di ~714,3 mm (2018), con media ~536,7 mm/anno. Il numero di giorni piovosi (>1 mm) oscilla tra 61 giorni (2017) e 89 giorni (2018), con media ~75,7 giorni/anno; i giorni secchi risultano in media ~289,5/anno, riflettendo un regime più intermittente rispetto ad Araguás. L'SDII presenta media ~7,10 mm/giorno, con massimo ~9,87 mm/giorno nel 2016 e minimo ~5,49 mm/giorno nel 2022: quadro tipico di regimi semi-aridi dove l'intensità media riflette la scarsità di giorni piovosi e la preferenza stagionale degli eventi. La ripartizione stagionale dei cumulati evidenzia un profilo primaverile-autunnale: Primavera 29,7%, Autunno 28,4%, Inverno 21,5%, Estate 20,5%, con frequenza dei giorni piovosi concentrata in primavera (~ 28,8%) e inverno/autunno (~26%), e estate più intermittente (~19,5%), suggerendo che a

Valpalmas la primavera pesa sia sui totali sia sulla ricorrenza degli eventi, mentre l'estate contribuisce meno e in modo più episodico.

La decade presenta code più contenute rispetto ad Araguás: P90 ~662 mm, P95 ~688 mm, P98 ~704 mm. Gli anni 2016 e 2018 superano la soglia P90, ma solo il 2018 supera le soglie P95-P98. In sostanza, la coda alta esiste ma è meno estesa: gli anni "molto piovosi" sono pochi e si collocano nelle mezze stagioni, coerentemente con un regime più intermittente.

L'ICIP annuo calcolato sui dati registrati dalla stazione di Valpalmas risulta più moderato rispetto ad Araguás ma conserva una chiara firma di concentrazione primaverile/autunnale: media ~1,47, mediana ~1,52; min ~1,022 (2022) e max ~1,957 (2018). Il 2018 mostra evidenza di un anno particolarmente piovoso in cui pochi episodi spiegano gran parte del totale.

I valori annui dell'IFCI (media ~2,93, mediana ~2,87; min ~1,700 (2023) e max ~3,788 (2018)) mostrano un 2018 con molti episodi sopra soglia (P90), mentre il 2016 registra pochi episodi estremi >P95. I minimi nel 2023 suggeriscono un'annualità a bassa energia integrata (meno episodi intensi e/o meno frequenti). Nel complesso, l'area mostra energia media annua inferiore ad Araguás, ma con alcune annate "di punta" (2016–2018) dove pochi eventi intensi riescono comunque a innalzare marcatamente l'IFCI.

Le medie stagionali dell'ICIP indicano un profilo primaverile–autunnale: primavera ~0,079, autunno ~0,065, inverno ~0,047, estate ~0,034. Per i P95 alti valori sono stati registrati in primavera ~0,175 (con Autunno ~0,119), mentre in estate restano bassi (~0,065), a segnalare una concentrazione maggiore in pochi eventi in primavera (e, in misura minore, in autunno). Questo quadro risulta coerente con transizioni stagionali che massimizzano la concentrazione senza necessariamente aumentare molto la frequenza.

L'energia stagionale (IFCI) è più modesta che ad Araguás ma mostra picchi in autunno ed estate (autunno ~3,47, primavera ~2,97, estate ~2,84, inverno ~2,32). Alti valori percentili (P95) emergono in autunno ~6,83 ed estate ~5,22 (primavera ~4,80; inverno ~3,49): nonostante la minore piovosità, episodi intensi si verificano soprattutto in autunno e, a tratti, in estate (temporali intensi ma non sempre numerosi). In termini di impatto, il 2018 – unico oltre soglia P95-P98 dei totali – riflette proprio stagioni attive nelle mezze stagioni, dove l'IFCI può innalzarsi per combinazione di ricorrenza e intensità.

La stazione di Valpalmas registra volumi inferiori e minore ricorrenza di eventi piovosi rispetto ad Araguás; tuttavia, primavera e autunno governano sia i totali sia le code alte degli indici, con estati più intermittenti ma capaci di episodi intensi. Come per Araguás, su una finestra di 11 anni il trend non è statisticamente significativo; i pattern intra-annuali (concentrazione e frequenza) risultano determinanti per gli impatti idrologici.

6.2 Confronto tra i bacini idrografici del Bradano e del Basento (Basilicata): studio dell'instabilità di versante

6.2.1 Cinematica dei corpi di frana

L'integrazione degli inventari di frana (PAI e IFFI) evidenzia differenze marcate nel comportamento cinematico dei fenomeni gravitativi nei bacini del Bradano e del Basento. Nel bacino del Bradano sono state censite 14.569 frane, mentre il bacino del Basento ne conta 16.356, per un totale complessivo di 30.925 eventi distribuiti su una superficie totale di 541,87 km², pari a circa il 12,5% dell'intera superficie drenata (4336,58 km²; Tab. 18).

Tabella 18 – Cinematica dei corpi di frana nei bacini del Bradano e del Basento. Dati raccolti dalle banche dati ufficiali PAI e IFFI.

Bradano and Basento river valleys landslide types			
Kinematics	**N. landslide bodies**	**Area (sq.km)**	**%**
Complex landslide	503	11.77	0.27
Earthflow	16307	205.95	4.75
Lateral spread	16	0.61	0.01
Rock fall	545	14.54	0.34
Roto-translational landslide	6211	72.43	1.67
Sinkhole	86	1.52	0.03
Shallow landslide	7257	235.06	5.42
Total	30925	541.87	**12.50**

L'analisi della cinematica delle frane nei due bacini mette in luce comportamenti meccanici distinti, legati sia al substrato geologico che alle condizioni morfotettoniche. Tra le tipologie principali, colate di terra (*earthflow*) e frane superficiali (*shallow landslide*) risultano dominanti in entrambi i bacini, pur con distribuzioni e proporzioni relative differenti. Complessivamente, queste due categorie rappresentano oltre il 75% degli eventi inventariati e interessano circa il 10% delle superfici dei bacini.

Nel bacino del Fiume Bradano prevalgono movimenti lenti e coesivi, in particolare nelle unità argillose e a granulometria fine, meccanicamente deboli e suscettibili a instabilità superficiali diffuse. L'elevata incidenza di frane superficiali (~32% dei casi) conferma la diffusione di instabilità superficiale, favorita da versanti a pendenze moderate e da coperture alterate. Le frane superficiali sono seguite da colate di terra (~44%), frane roto-traslazionali (~19%) e, in misura minore, da crolli di roccia, frane complesse e fenomeni di *sinkhole* (Tab. 19).

Tabella 19 – Cinematica dei corpi di frana nel bacino del Bradano.

Bradano river valley landslide types				
Kinematics	**N. landslide bodies**	**Area (sq.km)**	**Landslide area over river basin area (%)**	**Landslide bodies over total bodies (%)**
Complex landslide	266	4.4	0.16	1.8
Earthflow	6483	79.571	2.84	44.5
Lateral spread	13	0.54	0.02	0.1
Rock fall	268	12.068	0.43	1.8
Roto-translational landslide	2762	33.477	1.20	19.0
Sinkhole	83	1.499	0.05	0.6
Shallow landslide	4694	146.564	5.24	32.2
Total	14569	278.12	**9.94**	

Il bacino del Basento mostra invece una marcata prevalenza di colate di terra (>60% dei casi), a testimonianza della diffusa presenza di materiali plastici e fortemente condizionati dal contenuto idrico (Tab. 20). I sedimenti sciolti e fini risultano i più critici sia in termini di frequenza sia di superficie coinvolta. La significativa incidenza di frane roto-traslazionali in entrambi i bacini conferma inoltre il ruolo di discontinuità strutturali e di piani di stratificazione nei

meccanismi gravitativi dell'Appennino (cfr. Gioia et al., 2024; Santangelo et al., 2013).

Tabella 20 – Cinematica dei corpi di frana nel bacino del Basento.

Basento river valley landslide types				
Kinematics	**N. landslide bodies**	**Area (sq.km)**	**Landslide area over river basin area (%)**	**Landslide bodies over total bodies (%)**
Complex landslide	237	7.368	0.48	1.4
Earthflow	9824	126.377	8.22	60.1
Lateral spread	3	0.074	0.00	0.0
Rock fall	277	2.47	0.16	1.7
Roto-translational landslide	3449	38.978	2.54	21.1
Sinkhole	3	0.016	0.00	0.0
Shallow landslide	2563	88.493	5.76	15.7
Total	16356	263.776	**17.16**	

Se normalizzati per superficie, i dati mostrano che il bacino del Basento presenta una maggiore concentrazione di materiali suscettibili a frana, in particolare nei versanti acclivi e nelle valli incise, in coerenza con i parametri morfometrici discussi in seguito (valori bassi di Vf, incisione più marcata).

L'analisi dei dati in destra e sinistra orografica evidenzia asimmetrie significative sia in termini di frequenza che di tipologia di movimento, sottolineando il ruolo del *tilting* tettonico, dell'esposizione dei versanti e dei controlli litostrutturali (Giano et al., 2018). Nel bacino del Bradano, la destra orografica presenta 8.509 frane, che interessano 132,89 km² di area (4,75% della superficie del versante), mentre la sinistra orografica registra 6.113 frane su un'area di 145,23 km² (5,19%). Nonostante la superficie minore (851 km² *vs* 1948 km²), la destra orografica concentra un numero più elevato di eventi, indicativo di una morfologia più acclive e instabile. Qui prevalgono colate di terra (45%), frane superficiali (30%) e roto-traslazionali (21%), mentre in sinistra orografica le frane superficiali risultano più diffuse, con minore incidenza di instabilità profonde.

Al contrario, nel bacino del Basento si osserva una concentrazione maggiore di eventi in sinistra orografica, con 9.017 corpi di frana che interessano un'area di

145,94 km² (9,49%), rispetto a 7.371 eventi in un'area di 117,80 km² (7,66%) della destra. L'elevata densità di frane in sinistra orografica riflette la sua maggiore estensione all'interno della catena appenninica, caratterizzata da più alti tassi di sollevamento e di incisione. In questo settore dominano le colate di terra (57%), seguite da frane superficiali (19%) e roto-traslazionali (20%); in destra orografica prevalgono le colate di terra, ma con minore incidenza di frane superficiali e maggiore frequenza di crolli. La maggiore presenza di instabilità profonde e strutturalmente controllate in sinistra orografica conferma l'influenza del sollevamento tettonico, in contrasto con forme meno incise che caratterizzano il versante opposto.

La distribuzione delle frane nei due settori morfotettonici (Catena appenninica *vs* Avanfossa bradanica) chiarisce ulteriormente il ruolo del quadro strutturale nel controllo delle tipologie e frequenze di frana. Il settore appenninico del bacino del Bradano conta 7.557 frane distribuite in un'area di 131,31 km², con una densità pari a 5,75 corpi/km², dominato da colate di terra e frane roto-traslazionali. L'avanfossa, con 7.138 frane su una superficie di 151,52 km², presenta invece una maggiore incidenza di frane superficiali e colate poco profonde. Nel bacino del Basento, il settore appenninico risulta significativamente più instabile, riflettendo la maggiore complessità strutturale, un'energia del rilievo più marcata e la presenza di valli condizionate da lineamenti tettonici. In questo settore si concentrano circa 13.800 corpi di frana distribuiti su 174,49 km² di area (7,9 corpi/km²), con predominanza di colate più profonde, accompagnate da diffusi crolli di roccia lungo i versanti più acclivi. Nel settore di avanfossa si registrano circa 2.500 corpi di frana, in prevalenza di tipo superficiale e colate di terra, con densità inferiore. In entrambi i bacini la catena appenninica risulta quindi più predisposta a instabilità, non solo per le maggiori pendenze e l'elevata energia di rilievo, ma probabilmente anche per i più alti tassi di sollevamento. Al contrario, l'avanfossa è caratterizzata da versanti più ampi e meno incisi, dove prevalgono movimenti superficiali, in particolare frane poco profonde e colate.

6.2.2 Distribuzione spaziale dei corpi di frana

La distribuzione spaziale e le proprietà statistiche dei corpi di frana nei bacini del Bradano e del Basento riflettono una complessa interazione tra

configurazione morfostrutturale e tettonica attiva. L'analisi della distribuzione delle frane tra i versanti orografici destro e sinistro delle rispettive valli fluviali evidenzia marcate asimmetrie spaziali, suggerendo un controllo strutturale sottostante.

Nel bacino del Bradano (~2800 km²), il versante in destra orografica ospita 8.509 frane distribuite su un'area di ~851 km², per una superficie complessiva coinvolta di 132,89 km² (4,75%). Il versante in sinistra idrografica, esteso oltre il doppio (~1948 km²), presenta invece 6.113 frane che coprono una superficie di 145,23 km² (5,19%). Ne risulta una densità di circa 10 corpi di frana/km² sul versante in destra idrografica, contro 3,1/km² sul versante opposto, indicando una forte asimmetria nella distribuzione delle instabilità non imputabile alla sola estensione areale (Tab. 21).

Tabella 21 – Distribuzione spaziale dei corpi di frana in destra e sinistra orografica del bacino del Fiume Bradano.

Bradano River basin				
	Area (sq.km)	**N. landslide bodies**	**Landslide area**	**%**
Right	851.1	8509	132.89	4.75
Left	1948.03	6113	145.23	5.19
Total	2799.13	14622	278.12	**9.94**

Un andamento simile, seppur con distribuzione inversa, si osserva nel bacino del Basento (~1537 km²). In questo caso, il versante in sinistra orografica (~626 km²) ospita 9.017 frane, mentre in destra (~910 km²) ne sono state contate 7.371. Pur essendo meno esteso, il versante in sinistra idrografica mostra un numero maggiore di eventi e una superficie coinvolta superiore (145,94 km²; 9,49% della superficie del versante), rispetto ai 117,80 km² (7,66%) del versante opposto. Complessivamente, il bacino del Basento presenta una percentuale di superficie interessata da frane (17,15%) significativamente più elevata rispetto al Bradano (9,93%), a conferma di una maggiore suscettibilità geomorfologica (Tab. 22).

Questi risultati evidenziano comportamenti morfostrutturali contrastanti tra i due bacini.

Tabella 22 – Distribuzione spaziale dei corpi di frana in destra e sinistra orografica del bacino del Fiume Basento.

Basento River basin				
	Area (sq.km)	**N. landslide bodies**	**Landslide area**	**%**
Right	910.8	7371	117.80	7.66
Left	626.65	9017	145.94	9.49
Total	1537.45	16388	263.74	**17.15**

Nel Bradano, la prevalenza del versante destro può riflettere condizioni di *tilting* tettonico o sollevamento differenziale, coerenti con l'asimmetria strutturale e la presenza di sistemi di faglie ereditati.

La distinzione tra il settore di Catena appenninica e quello di Avanfossa mostra ulteriori contrasti. Nel bacino del Bradano, l'avanfossa (2327 km²) ospita 7.138 frane su un'area di 191,98 km² (6,86%), mentre la catena (472 km²) ne contiene 7.557, distribuite però su una superficie inferiore (86,14 km²; 3,08%). Ne risulta una maggiore densità e concentrazione di eventi nel settore appenninico, caratterizzato da morfologia più aspra e complessità strutturale maggiore.

Nel bacino del Basento il contrasto è ancora più marcato: la Catena appenninica ospita 13.597 frane distribuite su 962,24 km² (11,31% dell'area di catena), rappresentando oltre l'85% dell'area totale del bacino. L'avanfossa, pur non essendo immune ai movimenti di massa, presenta densità inferiori e morfologia più ampia e meno dissezionata, con 2.780 eventi su 575,21 km² (5,84%). Nel complesso, la Catena, pur occupando un'area minore (1434 km² contro 2902 km²), concentra oltre 21.000 corpi di frana, quasi il doppio rispetto ai 9.918 eventi dell'avanfossa (Tab. 23). Questi risultati confermano il ruolo dominante dei fattori tettonici, della pendenza dei versanti e dei contrasti litologici nel predisporre i pendii a instabilità.

Tabella 23 – Comparazione delle banche dati tra i settori di catena e avanfossa dei due bacini.

	Total area (sq.km)	***N. landslide bodies***	***Landslide area (sq.km)***	***%***
Foredeep	2902.27	9918	281.78	6.50
Apennine Chain	1434.31	21154	260.09	6.00
Total	4336.58	31072	541.86	**12.50**

L’analisi della distribuzione spaziale dei movimenti di massa tramite *Kernel density estimation* (Fig. 42) evidenzia la massima concentrazione di frane nella porzione più a monte del bacino del Bradano, in corrispondenza dell’affioramento delle unità alloctone della catena appenninica, in particolare in destra orografica, che mostra una pericolosità media da frana (R2) nella sua porzione occidentale (Fig. 42a). Al contrario, il bacino del Basento presenta maggiore instabilità sul versante in sinistra orografica, verosimilmente legata alle maggiori energie di rilievo del settore appenninico e ai contrasti litologici. In quest’area si osserva una pericolosità elevata (R3) nella porzione più occidentale del bacino, dove si concentra la maggior parte degli insediamenti urbani (Fig. 42b).

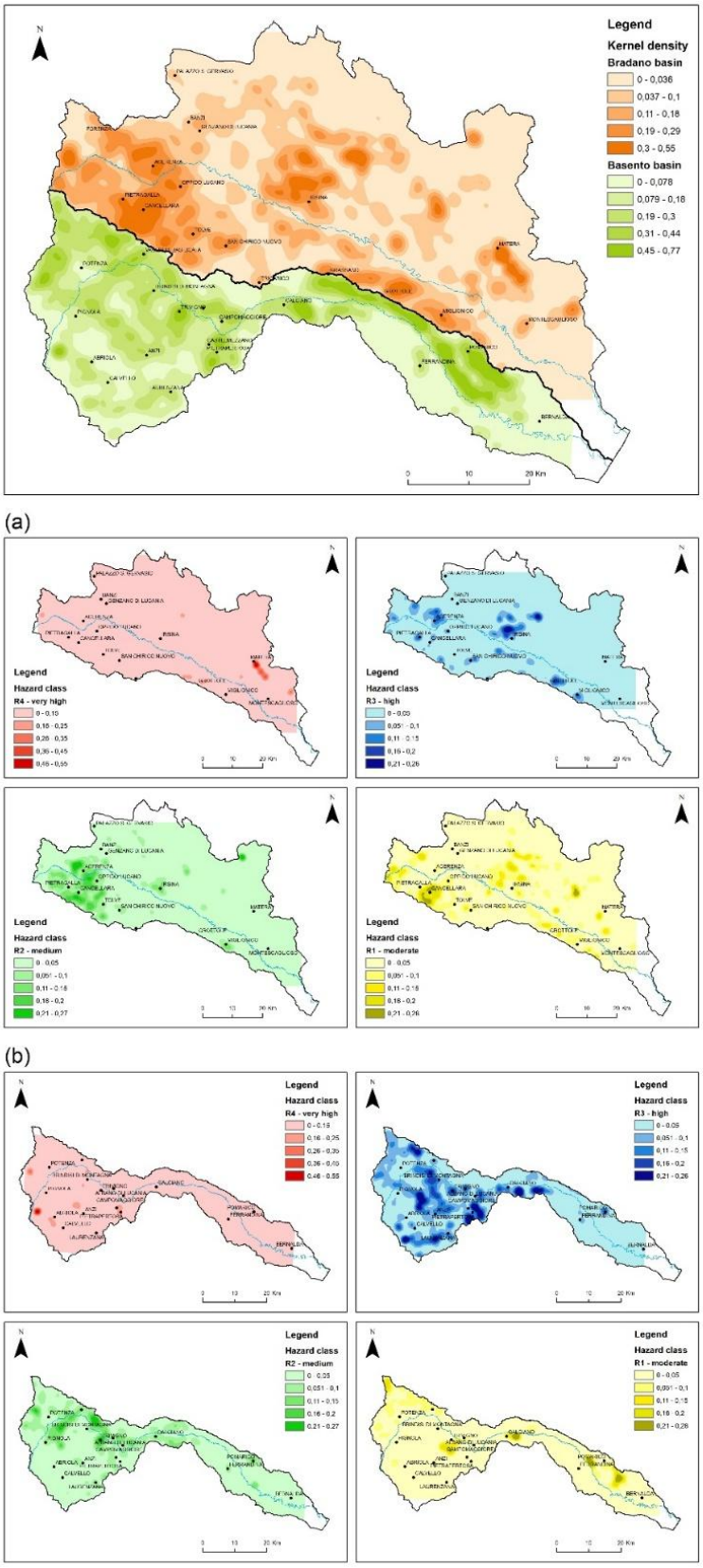


Figura 42 – Distribuzione spaziale dei corpi di frana basata sul metodo Kernel density (in alto alla figura). Le aree urbane sono state incluse nella figura. Mappe di Kernel density raffiguranti le classi di rischio nei bacini del Bradano (a) e del Basento (b).

6.2.3 Condizionamento litologico

L'integrazione dei dati litologici con gli inventari di frana evidenzia una forte correlazione tra composizione litologica e distribuzione dei movimenti di massa nei bacini del Bradano e del Basento (Fig. 43). Alcune discrepanze o lievi variazioni rispetto a valori precedentemente riportati (Lazzari et al. 2018) derivano principalmente da effetti di sovrapposizione poligonale nella fase di elaborazione GIS, in particolare nei casi in cui un singolo corpo di frana intercetta più unità litologiche. Nonostante ciò, le tendenze generali rimangono coerenti e confermano l'importanza della caratterizzazione litostratigrafica nell'analisi della suscettibilità a frana.

Nel bacino fluviale del Bradano, i corpi di frana risultano concentrati prevalentemente nelle formazioni ricche in argille (Fig. 43a), in particolare:

- argille con intercalazioni di arenarie e conglomerati (6.764 eventi su 148,5 km²);
- argille, marne e calcari (3.377 eventi su 33,5 km²);
- arenarie e marne argillose (2.794 eventi su 27,7 km²);
- conglomerati con arenarie debolmente cementate e argille (2.217 eventi su 23,8 km²).

Questa distribuzione suggerisce un forte controllo litologico sull'instabilità dei versanti, dove la presenza di sequenze intercalate argilloso-sabbiose favorisce sia frane superficiali sia movimenti profondi. La debolezza meccanica degli strati argillosi, spesso alternati a livelli più competenti di arenarie o conglomerati tipici delle successioni flyschoidi – e, in misura subordinata, dei riempimenti di avanfossa – facilita scorrimenti lungo i piani di stratificazione, specialmente in condizioni di saturazione prolungata.

Il bacino del Basento mostra una concentrazione ancor più marcata all'interno di una singola unità litologica:

- argille, marne e calcari comprendono 10.850 eventi franosi distribuiti su 128,2 km²;
- argille con arenarie e conglomerati (2.725 eventi su 79,4 km²);

- arenarie e marne argillose (2.252 eventi su 24,6 km²);
- conglomerati con arenarie debolmente cementate e argille (1.517 eventi su 14,4 km²).

Nel bacino del Basento, oltre il 55% delle frane mappate ricade nell'unità litologica argille–marne–calcari (Fig. 43a), a testimonianza della sua elevata suscettibilità. Tale unità è caratterizzata da materiali intensamente fratturati, alterati e stratificati, che rispondono rapidamente agli input idrologici, favorendo instabilità diffuse e spesso di tipo complesso.

Dal confronto tra i due bacini emerge che, mentre nel Bradano i movimenti gravitativi risultano più distribuiti tra le diverse unità argillose, il Basento evidenzia un controllo litologico molto più marcato, con una singola unità che ospita la maggior parte degli eventi. Questo quadro suggerisce che, nel bacino del Basento, fattori "litologici" quali il grado di fratturazione e l'alterazione esercitano un'influenza ancora più rilevante rispetto al Bradano.

I risultati sottolineano inoltre l'importanza di considerare sia l'estensione areale sia l'eterogeneità interna delle unità litologiche nella valutazione della suscettibilità a frana. Le unità a dominante argillosa tendono a registrare un numero assoluto maggiore di eventi. È opportuno osservare che in ampie porzioni di entrambi i bacini un'elevata densità di frane si associa a paesaggi dominati da calanchi (ad esempio nei tratti medio-bassi dei bacini), pur trattandosi di fenomeni distinti con differenti meccanismi di attivazione. La densità di frane (eventi per unità di area) può variare significativamente, riflettendo differenze nelle proprietà dei materiali, nei contesti strutturali e nel rilievo locale.

La maggiore dispersione di tipologie e localizzazioni osservata nel bacino del Bradano riflette condizioni litologiche locali capaci di innescare instabilità diverse e distribuite in modo irregolare. Al contrario, il bacino del Basento mostra una complessità geologica superiore (Schiattarella et al, 2024), includendo un'ampia porzione della Catena appenninica e una porzione più ridotta dell'Avanfossa bradanica. Nel settore montano, dominato da flysch e formazioni scagliose preorogeniche altamente deformate e alterate, si concentrano i movimenti di massa più numerosi e diffusi.

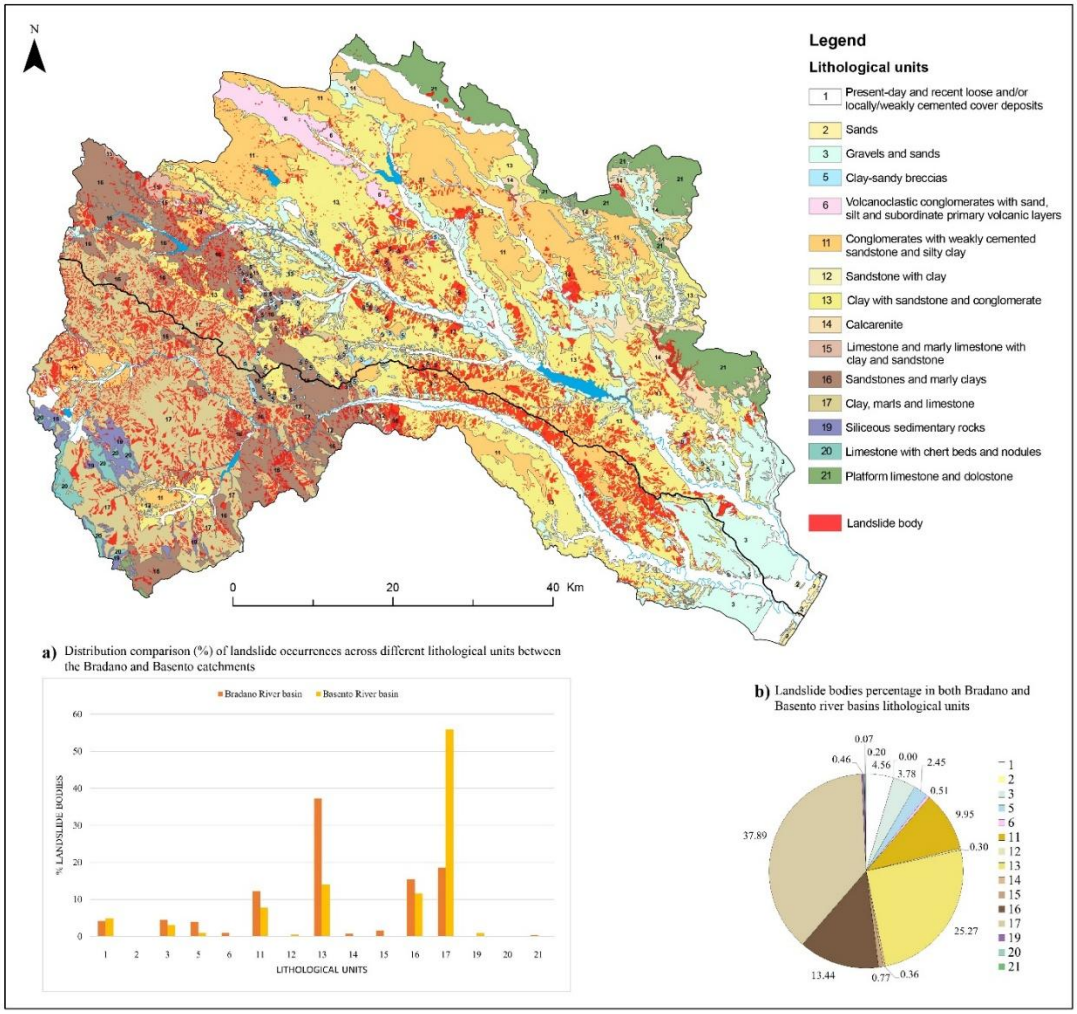


Figura 43 – Integrazione dei dati litologici con i corpi di frana nei bacini dei fiumi Bradano e Basento. Mappa geolitologica modificata sulla base di Schiattarella et al., 2024.

6.2.4 Indici geomorfometrici

L'analisi degli indici morfometrici nei sottobacini di 3°, 4° e 5° ordine dei bacini del Bradano e del Basento (Tabb. 24 e 25) fornisce una base più solida per interpretare il controllo tettonico sulla morfologia del paesaggio. Negli ultimi anni numerosi studi si sono focalizzati sulla stima di parametri quantitativi per ricostruire la storia evolutiva di diversi settori dell'Appennino meridionale, in particolare i valori di sollevamento e/o tassi di erosione a medio-lungo termine (Schiattarella et al. 2008, 2017; Martino & Schiattarella 2010; Gioia et al. 2011b, tra gli altri). I tassi di erosione riferiti a intervalli temporali più giovani e brevi rappresentano validi riferimenti da cui derivare ulteriori parametri utili a stimare la

relazione tra cambiamenti climatici ed evoluzione recente del paesaggio. Il valore medio dei tassi di sollevamento calcolati per i singoli bacini idrografici è compreso tra 0,6 e 0,8 mm/anno in epoca quaternaria (Schiattarella et al., 2017, e riferimenti citati). Tali valori, circa tre volte superiori a quelli di erosione, suggeriscono che non tutti i settori dell'Appennino meridionale si trovano in condizioni di *steady state* durante il Pleistocene superiore-Olocene (Schiattarella et al., 2008). Inoltre, la differenza media tra i tassi di sollevamento dei settori di catena e di avanfossa è di circa 0,2-0,3 mm/anno (Schiattarella et al., 2006). Una visione integrata di queste stime, unita ai valori degli indici geomorfici, permette di ottenere risultati significativi per l'interpretazione di tali paesaggi, ampiamente interessati da fenomeni di instabilità di versante.

Tabella 24 – Morfometria del bacino idrografico del Fiume Bradano.

Bradano River basin morphometry													
Order	N_ basin	Sector	Basin area	Right area (kmq)	Af	Tt	Cross-sections	Erd	Eld	Esc	Vw	Vf (section value)	Vf (mean value)
5	5A	Chain	243,195	204,08	84%	0,56	A1	979,442	701,441	556,351	23,414	0,082	0,221
							A2	959,569	701,666	460,157	69,994	0,189	
							A3	861,378	522,016	378,576	26,776	0,086	
							A4	914,071	507,807	312,718	234,743	0,589	
							A5	425,974	375,659	249,943	23,664	0,157	
5	5B	Chain	457,851	172,01	38%	0,25	B1	812,617	764,002	536,234	56,738	0,225	1,608
							B2	640,492	604,695	391,113	192,166	0,830	
							B3	654,846	523,925	315,617	242,121	0,884	
							B4	561,663	324,385	254,217	848,458	4,494	
5	5C	Foredeep	428,554	172,80	40%	0,16	C1	537,548	447,627	362,960	791,880	6,109	2,324
							C2	392,493	643,210	311,024	13,511	0,065	
							C3	407,176	463,543	263,870	590,658	3,444	
							C4	567,161	496,888	209,098	31,767	0,098	
							C5	475,477	452,540	161,977	575,480	1,905	
5	5D	Foredeep	415,455	178,51	43%	0,13	D1	456,297	628,181	419,641	254,945	2,080	1,901
							D2	463,336	599,292	378,982	624,489	4,100	
							D3	467,519	544,302	343,214	290,705	1,787	
							D4	453,758	431,443	263,224	173,804	0,969	
							D5	411,759	424,411	226,089	448,802	2,338	
							D6	320,377	399,037	150,162	27,654	0,132	
5	5E	Foredeep	419,329	234,13	56%	0,33	E1	458,392	480,468	394,570	979,477	13,084	6,308
							E2	438,485	407,330	368,070	241,384	4,402	
							E3	402,820	398,677	341,163	781,986	13,124	
							E4	334,106	485,813	186,920	25,856	0,116	
							E5	174,292	331,475	73,232	146,056	0,813	
4	4A	Foredeep	94,346	36,86	39%	0,17	A1	576,589	508,143	422,313	96,143	0,801	1,625
							A2	405,467	394,233	352,523	168,673	3,564	

							A3	364,240	424,565	298,760	15,486	0,162	
							A4	356,910	402,017	262,104	365,652	3,116	
							A5	335,278	397,694	237,123	156,545	1,210	
							A6	338,887	555,209	214,352	209,202	0,899	
4	4B	Foredeep	126,648	71,40	57%	0,18	B1	859,515	697,542	604,826	24,903	0,143	0,859
							B2	738,386	674,425	495,634	69,553	0,330	
							B3	714,590	538,649	425,268	100,600	0,500	
							B4	720,988	400,655	352,309	228,353	1,095	
							B5	345,395	573,563	274,814	234,098	1,268	
							B6	556,204	380,723	222,309	352,573	1,432	
							B7	498,754	472,616	167,662	395,139	1,242	
4	4C	Foredeep	78,179	43,72	56%	0,14	C1	429,961	421,235	414,043	199,045	17,226	6,917
							C2	348,417	345,681	331,050	61,187	3,824	
							C3	288,740	344,143	244,679	31,737	0,442	
							C4	233,035	165,889	147,980	275,301	5,348	
							C5	119,165	113,381	98,525	100,076	5,639	
							C6	104,371	88,128	56,590	357,798	9,022	
3	3A	Foredeep	10,326	8,05	78%	0,51	A1	429,280	402,265	386,308	17,051	0,579	0,990
							A2	463,528	332,698	242,827	73,628	0,474	
							A3	318,776	309,606	224,657	82,289	0,919	
							A4	295,111	220,241	181,831	153,360	2,022	
3	3B	Foredeep	49,017	16,68	35%	0,29	B1	445,605	458,745	426,640	101,134	3,961	1,084
							B2	445,606	457,025	354,466	66,642	0,688	
							B3	420,874	432,393	292,606	52,443	0,391	
							B4	379,743	396,968	238,469	33,288	0,222	
							B5	413,640	431,220	177,668	13,362	0,055	
							B6	212,693	386,900	141,620	187,870	1,188	
3	3C	Foredeep	5,125	3,84	68%	0,22	C1	251,277	242,042	206,902	19,642	0,494	0,628
							C2	178,161	192,317	136,190	43,233	0,881	
							C3	160,505	169,760	107,542	29,285	0,509	
3	3D	Foredeep	22,076	14,27	65%	0,44	D1	159,475	172,314	121,064	103,016	2,298	3,436
							D2	120,851	152,298	81,508	251,801	4,573	
3	3E	Foredeep	17,031	10,51	62%	0,25	E1	76,857	84,362	74,115	62,939	9,691	11,339
							E2	59,348	63,374	34,878	245,541	9,272	
							E3	44,479	21,834	13,431	296,941	15,054	

Tabella 25 – Morfometria del bacino idrografico del Fiume Basento.

Basento River basin morphometry													
Order	**N_ basin**	**Sector**	**Basin area**	**Right area (kmq)**	**Af**	**Tt**	**Cross-sections**	**Erd**	**Eld**	**Esc**	**Vw**	**Vf (section value)**	**Vf (mean value)**
5	5A	Chain	361,407	125,922	35%	0,332	A1	1237,753	1653,030	782,329	91,370	0,138	0,322
							A2	1290,873	1442,482	649,510	26,239	0,037	
							A3	1325,788	1226,534	585,596	430,319	0,623	
							A4	1209,359	1132,626	531,040	330,185	0,516	
5	5B	Chain	425,107	163,176	38%	0,361	B1	1227,080	1056,897	726,456	114,084	0,275	0,452

							B2	1207,242	1139,302	640,089	387,315	0,726	
							B3	1131,442	981,089	576,569	290,932	0,606	
							B4	1137,237	828,285	502,469	97,148	0,202	
4	4A	Foredeep	81,514	36,083	44%	0,305	A1	585,050	563,614	483,769	32,302	0,357	1,730
							A2	523,733	542,116	365,970	19,202	0,115	
							A3	522,260	517,893	259,921	49,978	0,192	
							A4	287,397	503,674	193,624	69,955	0,346	
							A5	366,435	393,485	154,169	175,436	0,777	
							A6	194,609	332,648	113,988	267,063	1,785	
							A7	157,405	119,198	84,269	456,816	8,454	
							A8	349,932	91,864	53,945	303,001	1,815	
4	4B	Foredeep	38,329	30,459	79%	0,643	B1	224,692	236,520	198,376	49,800	1,545	0,678
							B2	222,522	174,036	135,096	50,673	0,802	
							B3	151,855	136,191	88,767	14,548	0,263	
							B4	119,888	112,597	58,767	16,141	0,281	
							B5	92,763	78,385	38,837	23,973	0,513	
3	3A	Chain	23,880	10,773	45%	0,412	A1	1112,428	1002,784	726,922	25,702	0,078	0,080
							A2	1030,776	1039,891	653,634	38,749	0,102	
							A3	637,555	1015,832	535,131	21,122	0,072	
3	3B	Chain	32,256	17,608	54%	0,126	B1	811,363	635,943	382,302	80,275	0,235	0,223
							B2	676,292	438,222	394,478	57,912	0,356	
							B3	1045,502	758,467	471,319	40,965	0,095	
3	3C	Foredeep	11,436	7,252	63%	0,462	C1	368,554	403,231	241,070	136,870	0,945	1,141
							C2	212,292	456,614	200,419	183,030	1,336	
3	3D	Foredeep	6,819	4,771	70%	0,442	D1	507,437	353,768	235,519	21,708	0,111	0,610
							D2	242,742	191,099	112,101	116,707	1,113	
3	3E	Foredeep	19,077	10,083	53%	0,262	E1	231,513	232,856	125,839	26,577	0,250	0,460
							E2	160,620	152,135	78,122	27,901	0,357	
							E3	125,623	137,763	45,916	66,968	0,781	
3	3F	Foredeep	63,248	39,250	62%	0,326	F1	452,140	444,107	311,872	386,026	2,833	0,745
							F2	461,455	310,664	199,598	12,144	0,065	
							F3	451,455	418,189	139,298	68,191	0,231	
							F4	394,263	289,979	116,761	60,579	0,269	
							F5	275,874	321,865	91,604	41,112	0,198	
							F6	319,681	257,008	70,985	148,800	0,685	
							F7	254,174	201,933	50,216	107,216	0,603	
							F8	150,208	175,279	36,409	141,073	1,117	

Le statistiche riassuntive dei tre indici principali – Af (*Asymmetry Factor*), Tt (*Transverse Topographic Symmetry*) e Vf (*Valley Floor Width-to-Height Ratio*) – mostrano contrasti chiari e quantificabili tra i settori di catena e di avanfossa dei due bacini (Tab. 26).

Nei settori di catena, i sottobacini del Bradano presentano un valore medio di Af pari al 61% (dev. std. = 33%) rispetto ai sottobacini del Basento, che oscillano da un minimo del 35% a un massimo del 54% (media = 43%; dev. std. = 9%). Nei settori di avanfossa, i valori di Af indicano condizioni di asimmetria in entrambi i bacini, con il Bradano che registra una media del 54% (intervallo 35-78%) e il Basento del 62% (intervallo 44-79%; Tab. 26; Fig. 44).

Tabella 26 – Statistiche riassuntive per Af (Asymmetry Factor), Tt (Transverse Topographic Symmetry) e Vf (Valley Floor Width-to-Height Ratio).

		Af (%)				Tt				Vf mean			
Sector	**River basin**	**mean**	**std**	**min**	**max**	**mean**	**std**	**min**	**max**	**mean**	**std**	**min**	**max**
Chain	**Bradano**	61	33	38	84	0.41	0.22	0.25	0.56	0.91	0.98	0.22	1.6
	Basento	43	9	35	54	0.31	0.13	0.12	0.41	0.27	0.16	0.08	0.45
Foredeep	**Bradano**	54	14	35	78	0.26	0.12	0.13	0.51	3.4	3.4	0.63	11.34
	Basento	62	12	44	79	0.41	0.14	0.26	0.64	0.89	0.47	0.46	1.73

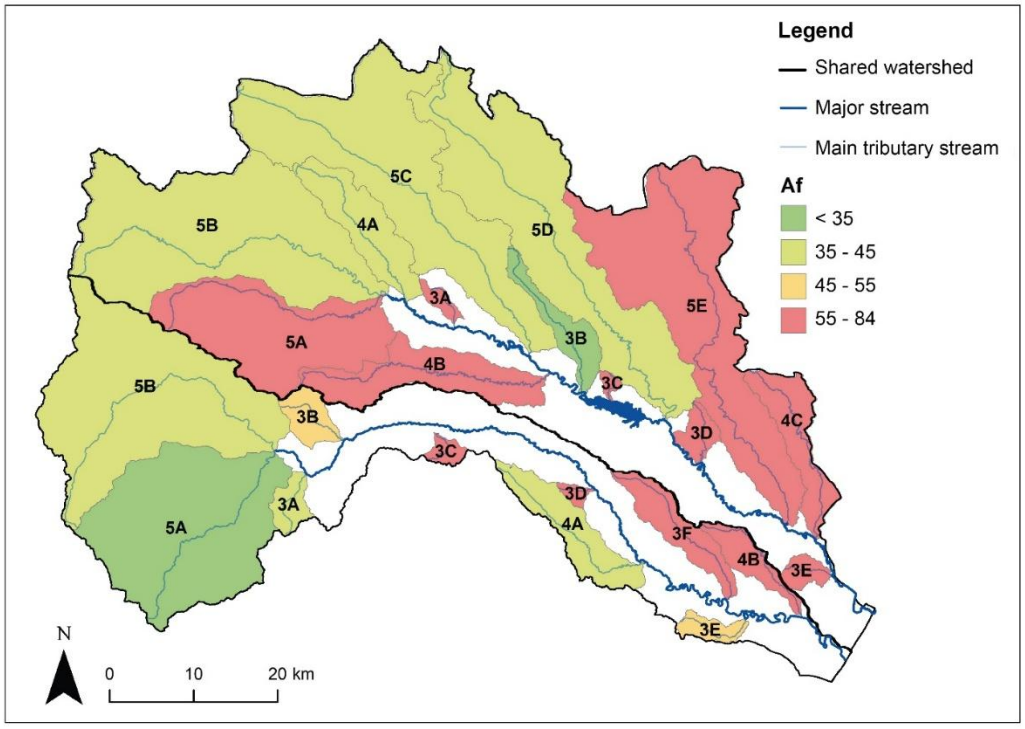


Figura 44 – Valori di Af nei bacini del Bradano e del Basento.

Il valore medio di Tt si attesta intorno a 0,41 nel settore di catena del Bradano, mentre nello stesso dominio del Basento risulta leggermente inferiore (0,31), a

sostegno dell'interpretazione di condizioni di asimmetria più marcate nel settore appenninico del Bradano. Nei settori di avanfossa, i valori medi di Tt (~0,26 per il Bradano e 0,41 per il Basento) mostrano una lieve maggiore asimmetria per i sottobacini del Basento, indicando un certo contrasto con i valori di Af. È tuttavia opportuno sottolineare che entrambi gli indici possono essere influenzati da anomalie morfologiche locali e da comportamenti complessi di alcuni sottobacini. Tali configurazioni possono generare valori elevati di Af o Tt che non riflettono necessariamente segnali tettonici regionali, ma piuttosto dinamiche geomorfologiche interne. Ad esempio, il sottobacino 5E, situato sul versante sinistro del Bradano, rappresenta un'anomalia nel contesto generale, mostrando un alveo principale che migra verso sinistra nel tratto superiore, per poi attraversare l'*horst* calcareo della Murgia Materana e divergersi nettamente verso destra nel tratto inferiore (cfr. Figg. 43 e 44).

L'indice Vf mette in evidenza il contrasto più netto tra i settori di catena e quelli di avanfossa del bacino del Bradano. Nel settore di catena, i valori di Vf sono bassi (media = 0,91), coerenti con valli strette e a profilo a "V", tipiche di paesaggi tettonicamente attivi o morfologicamente giovani. Nello stesso dominio del Basento, i valori risultano ancora più bassi (media = 0,27), riflettendo valli molto strette e acclivi, plasmate da elevati tassi di incisione in risposta a intensi sollevamenti. Nei settori di avanfossa, il Bradano presenta valori elevati di Vf, con massimi fino a 11,34 (media = 3,4), indicativi di valli ampie e mature, probabilmente legate a processi di accumulo sedimentario e allargamento vallivo. In particolare, i valori più alti (riferiti soprattutto ai sottobacini 5E, 4C e 3E) possono risentire sia della presenza di porzioni di avampaese apulo carbonatico (Cretacico) inglobate nel bacino del Bradano, sia di gradienti topografici minori e/o condizioni morfostrutturali favorevoli all'allargamento delle valli. I valori di Vf registrati nel settore di avanfossa del Basento risultano significativamente più bassi rispetto a quelli dello stesso settore del Bradano, ma vicini a quelli del dominio di catena del Basento, a causa della presenza di numerose valli incise o fondovalle stretti fiancheggiati da versanti acclivi, conseguenti al sollevamento tardo-quaternario (Figg. 45 e 46).

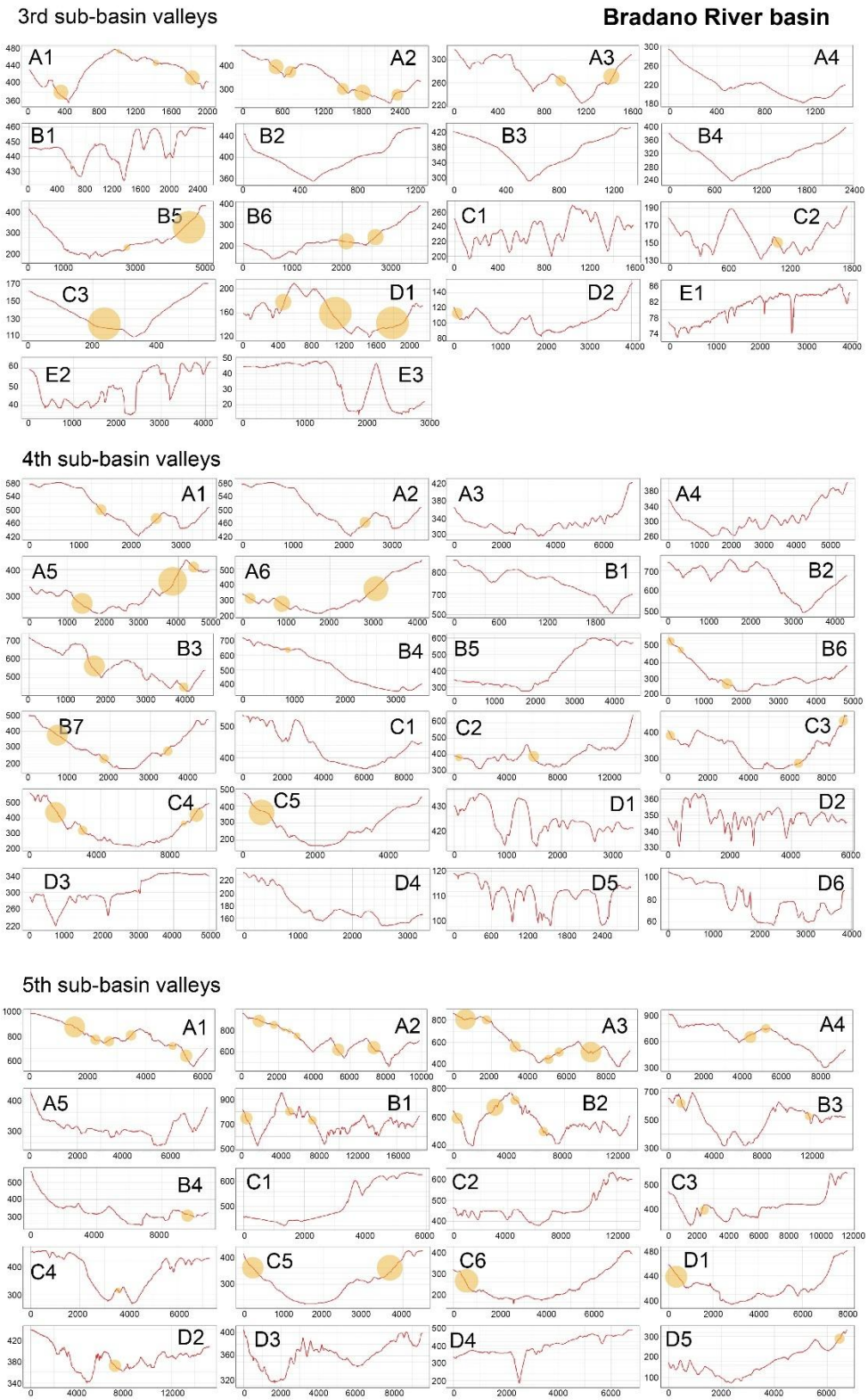


Figura 45 – Profili topografici interpolati lungo le valli del fiume Bradano. Le aree evidenziate indicano la presenza di fenomeni gravitativi.

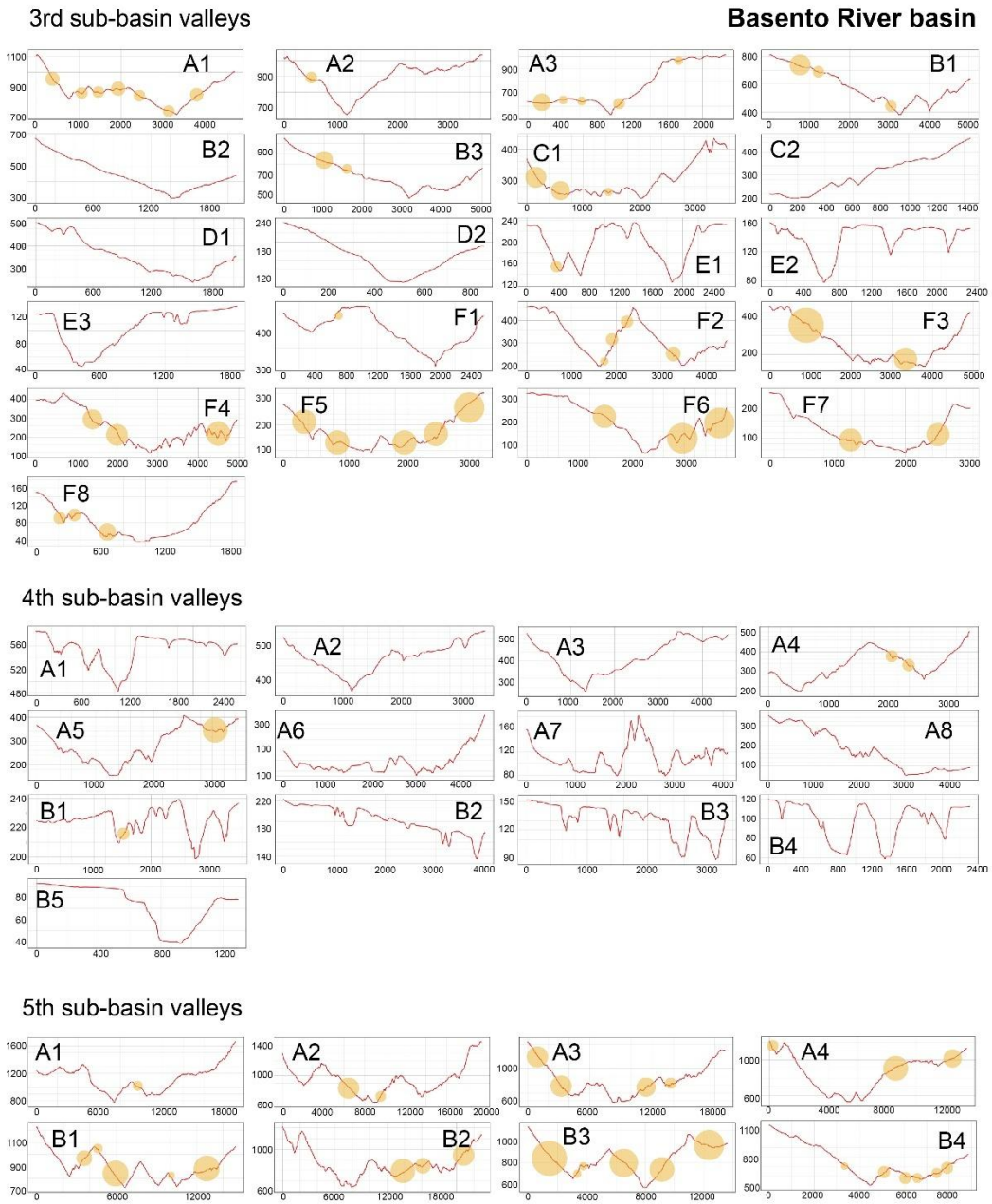


Figura 46 – Profili topografici interpolati lungo le valli del fiume Basento. Le aree evidenziate indicano la presenza di fenomeni gravitativi.

6.3 Siti campione in Basilicata (Italia): studio dell'erosione accelerata

Come accennato nel capitolo precedente (sottoparagrafo 5.1.2), i siti-campione identificati per lo studio dell'erosione includono piccoli bacini e versanti localizzati nei bacini idrografici dei fiumi Bradano, Basento, Cavone, Agri e Sinni

(Tab. 27), ciascuno dei quali presenta chiare evidenze di erosione accelerata. Lo sviluppo di *rills* e *gullies*, in particolare, rappresenta il principale processo erosivo, contribuendo significativamente alla denudazione complessiva a scala di bacino. Dal punto di vista geomorfologico, i *key-sites* condividono caratteristiche morfologiche e litologiche simili, con una predominanza di substrati argillosi, particolarmente suscettibili all'erosione in presenza di intense precipitazioni. Solo alcuni siti pilota sono stati campionati a titolo esemplificativo all'interno del bacino dei Fiumi Bradano e Basento, per la raccolta di dati e le analisi successive (Tab. 27, Fig. 47).

Tabella 27 – Esempi paradigmatici per lo studio dei processi di erosione accelerata, localizzati nei bacini idrografici di alcuni dei principali fiumi della Basilicata: Bradano, Basento, Agri e Sinni. In giallo i siti investigati.

Bacino idrografico	ID	Tipo	Sito-campione	Regime climatico	Area (km^2)	Coordinate (XY)	Stazione pluviometrica di riferimento	Processi geomorfologici rilevati
Bradano	1	***Naturale***	***Fosso di Salati* catchment (upper portion)**	Semi-arido	1,98	LAT = 4496690; LONG = 637009	Matera (LAT: 4502237,9; LONG:634831,5; ALT: 475); Bradano a S. Lucia (LAT: 633666,544 ; LONG: 4493 857,706 ; ALT: 70)	Processi fluviali; erosione accelerata; dinamiche morfoclimatiche
	2	***Naturale***	***Picciano* catchments**	Semi-arido	0,22	LAT = 4505240; LONG = 622669	S. Giuliano (LAT: 4499670,92; LONG: 621174,5; ALT: 107)	
	3	***Naturale***		Semi-arido	0,88	LAT = 4502090; LONG = 620310	S. Giuliano (LAT: 4499670,92; LONG: 621174,5; ALT: 107)	
	4	***Naturale***		Semi-arido	0,18	LAT = 4501430; LONG = 619747	S. Giuliano (LAT: 4499670,92; LONG: 621174,5; ALT: 107)	
	5	***Naturale***		Semi-arido	1,02	LAT = 4502640; LONG = 620040	S. Giuliano (LAT: 4499670,92; LONG: 621174,5; ALT: 107)	

	6	*Naturale*		Semi-arido	0,98	LAT = 4502040; LONG = 619206	S. Giuliano (LAT: 4499670,92; LONG: 621174,5; ALT: 107	
	7	*Naturale*	***Taccone – Serra Montavuto Piccolo* catchment**	Semi-arido	0,43	LAT = 4517060; LONG = 600310	Irsina (LAT: 4511632,5; LONG: 604597,3; ALT: 550)	
	8	*Naturale*	***Fosso dei Greci* slopes**	Semi-arido	0,09	LAT = 4509520; LONG = 605477	Irsina (LAT: 4511632,5; LONG: 604597,3; ALT: 550)	
	9	*Antropico*	***S. Maria d'Irsi SS655 slope***	Semi-arido	0,005	LAT = 4506370; LONG = 617624	Irsina (LAT: 4511632,5; LONG: 604597,3; ALT: 550)	Erosione accelerata; dinamiche morfoclimatiche
Basento	10	*Naturale*	***Le Vigne* catchment**	Semi-arido	0,9	LAT = 4486786; LONG = 626936	Ferrandina SP (LAT: 4482713,2; LONG: 623061,2; ALT: 486)	Processi fluviali; erosione accelerata; dinamiche morfoclimatiche
	11	*Antropico*	***Macchia del Cerro* excavation**	Semi-arido	0,06	LAT = 4493770; LONG = 604971	Grassano SP (LAT: 4498793,1; LONG: 607400,5; ALT: 542)	Erosione accelerata; dinamiche di versante e instabilità
	12	*Antropico*	***Grassano-Garaguso railway station* artificial slope**	Semi-arido	0,01	LAT = 4493959; LONG = 605729	Grassano SP (LAT: 4498793,1; LONG: 607400,5; ALT: 542)	Erosione accelerata; dinamiche morfoclimatiche
	13	*Naturale*	***Grassano-Garaguso Badlands***	Semi-arido	0,01	LAT = 4495397; LONG = 605514	Grassano SP (LAT: 4498793,1; LONG: 607400,5; ALT: 542)	Erosione accelerata; dinamiche morfoclimatiche
Agri e Sinni	14	*Naturale*	***Tursi catchments***	Semi-arido	0,04	LAT = 4456590; LONG = 624943	Tursi (LAT: 4456992,8; LONG: 625440,1; ALT: 348)	
	15	*Naturale*		Semi-arido	0,27	LAT = 4456620; LONG = 625329	Tursi (LAT: 4456992,8; LONG: 625440,1; ALT: 348)	
	16	*Naturale, archeologico*	***S. Maria d'Anglona – Calanchi di Marone* slopes**	Semi-arido	0,46	LAT = 4456350; LONG = 632891	Tursi (LAT: 4456992,8; LONG: 625440,1; ALT: 348)	

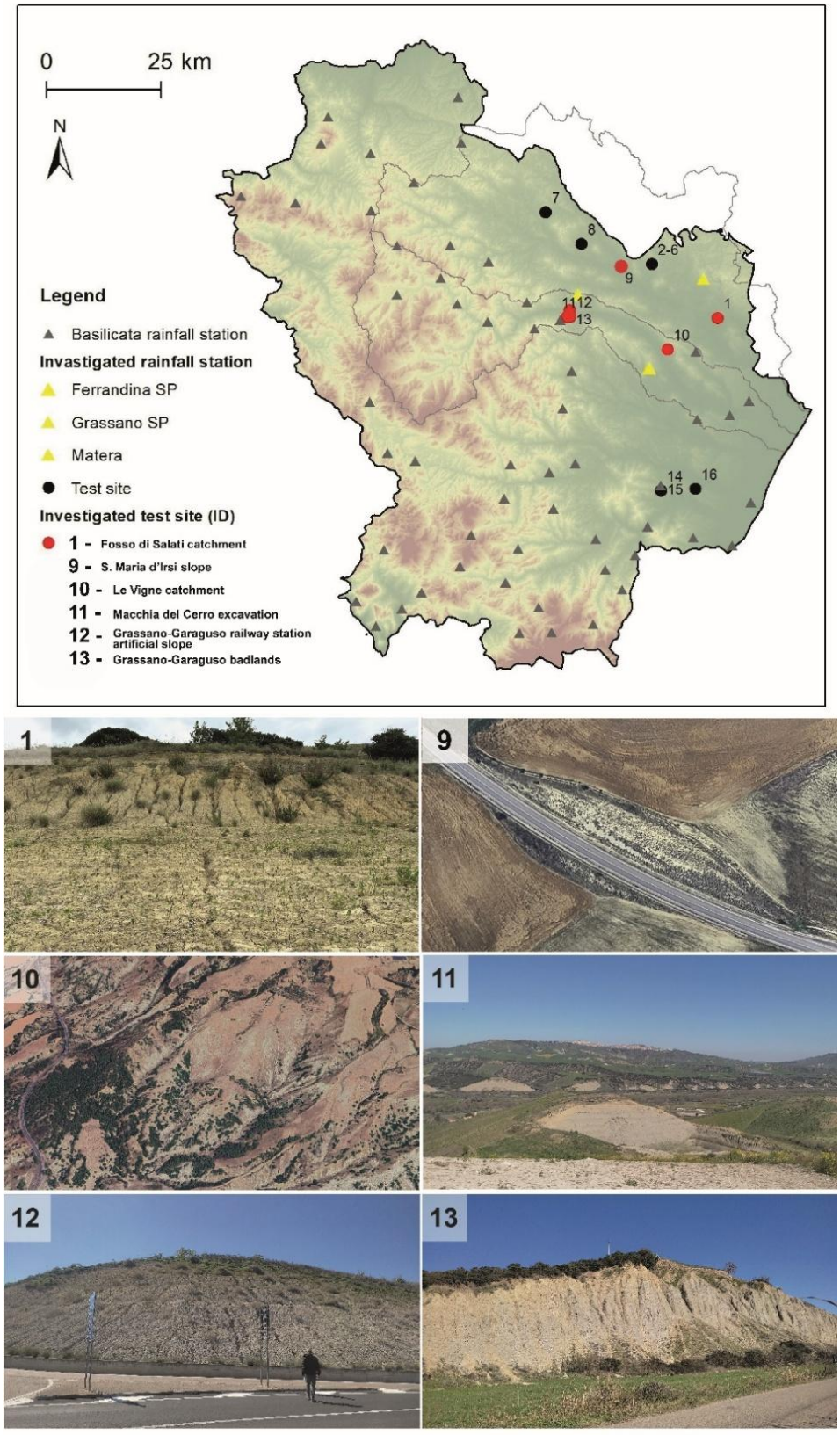


Figura 47 – Localizzazione delle stazioni pluviometriche della Basilicata (in giallo le stazioni selezionate per le analisi decadali) e dei test sites (in rosso i siti selezionati nella porzione di avanfossa dei bacini del Bradano e del Basento su cui sono state condotte le analisi).

6.3.1 Test-site: Sottobacino Fosso di Salati

L'area di studio ricade all'interno del bacino del fiume Bradano e si colloca nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale (Schiattarella et al., 2017). Il bacino di Fosso di Salati costituisce un piccolo sottobacino di circa 21,9 km² (latitudine: 4493460, longitudine: 637881), con quota media pari a 111,4 m s.l.m. e pendenza media di 8,3°, caratterizzato dalla presenza di depositi clastici quaternari (Fig. 48; cfr. Appendice A.4). Il substrato affiorante in maniera estesa in tutta l'area è rappresentata dalle Argille subappennine, di età pleistocenica inferiore (Schiattarella et al., 2024).

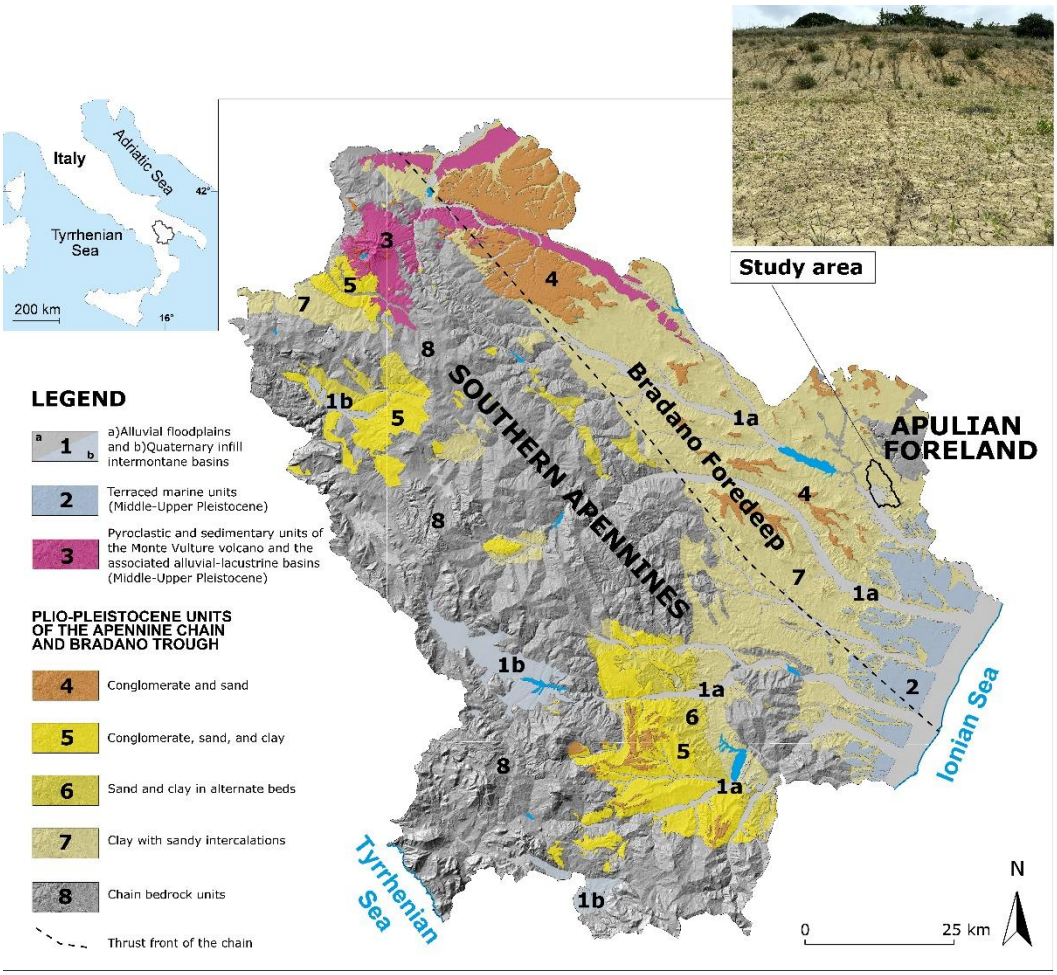


Figura 48 – Collocazione dell'area di studio di Fosso di Salati. Sketch map geologica regionale. In alto dettaglio della porzione a monte del bacino.

Per lo studio dell'area sono stati utilizzati i seguenti dati (Contillo et al., sottoposto per la stampa a *Zeitschrift fuer Geomorphologie*):

- serie temporali di precipitazioni orarie e temperature dalla stazione meteorologica di Matera (latitudine: 403935; longitudine: 163543; quota: 475 m; intervallo 2001-2023);
- Modello Digitale del Terreno (DEM) con risoluzione spaziale di 5 m acquisito nel 2013;
- dati sugli incendi boschivi provenienti dal dataset dell'Autorità Regionale della Basilicata (http://rsdi.regione.basilicata.it);
- immagini satellitari Sentinel-2 L1C (*Copernicus Browser*) con risoluzione di 7 m/px, utilizzate per il calcolo degli indici NDVI, NDMI e NBR;
- dati litologici ricavati da rilievi di dettaglio in campo.

Analisi climatica

L'analisi delle serie temporali orarie di precipitazione relative al periodo 2015–2023 mostra l'alternanza di lunghi periodi di siccità con brevi fasi caratterizzate da eventi piovosi intensi. Il valore medio annuo del fattore di erosività (*R factor*) calcolato per l'area di studio, utilizzando i dati pluviometrici orari della stazione di Matera, è pari a 613,96 MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1} per il periodo 2015-2023, con un massimo registrato nel 2020 (1133,19 MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}) e un minimo nel 2021 (340,42 MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}) (Fig. 49).

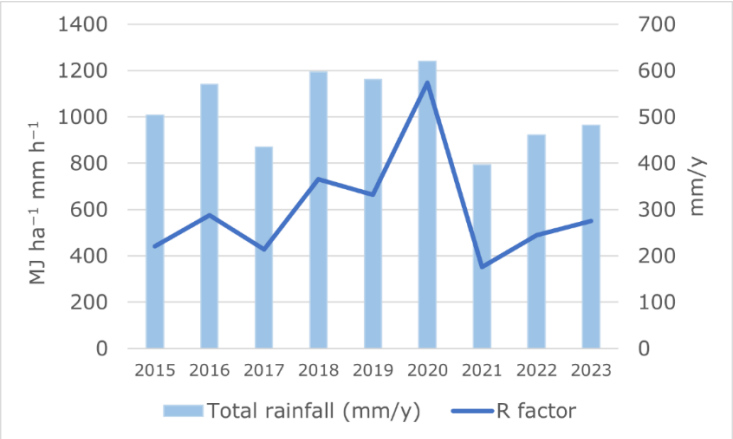


Figura 49 – Fattore di erosività da pioggia (R factor, MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}) e precipitazioni totale annue (mm/y) dal 2015 al 2023.

I dati orari evidenziano un regime pluviometrico caratterizzato da un aumento della durata dei periodi secchi, alternati a precipitazioni di elevata intensità concentrate in 2-3 giorni consecutivi, con effetti diretti sull'evoluzione rapida dei versanti a scala di bacino. È inoltre evidente un incremento dell'erosività e della frequenza di eventi estremi con intensità superiore a 30 mm/giorno. Si segnala, ad esempio, che nel giugno 2020, dopo un prolungato periodo siccitoso, sono stati registrati 84,2 mm in 24 ore, corrispondenti a un fattore di erosività di 414,30 MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}. Dal 2015 al 2023 sono stati censiti 15 eventi con precipitazioni superiori a 30 mm/giorno (con valori compresi tra 30,8 mm e 84,2 mm, e *R factor* tra 63,82 e 414,30 MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}). Le piogge abbondanti che precedono gli eventi più critici, saturando i suoli, facilitano l'attivazione di fenomeni di ruscellamento superficiale (*rill* e *gully erosion*).

L'indice di aridità di De Martonne calcolato per il periodo 2015–2023 mostra un valore medio pari a 19,85, indicativo di un clima semiarido, con valori minimi nel 2021 (15,37) e massimi nel 2020 (24,02). Secondo la classificazione climatica di De Martonne (Tab. 28), valori compresi tra 0-10 definiscono un clima arido, tra 10-20 semiarido, tra 20-24 mediterraneo, tra 24-28 semi-umido, tra 28-35 umido, tra 35-55 molto umido, e oltre 55 estremamente umido (Bove et al., 2005; Bačević et al., 2017).

Tabella 28 – Classificazione climatica basata sull'indice di De Martonne.

Values of De Martonne Index	Types of climates
0-10	Arid
10-20	Semi-Arid
20-24	Mediterranean
24-28	Semi-Humid
28-35	Humid
35-55	Very Humid
> **55**	Extremely Humid

Parametri morfometrici per lo studio del reticolo idrografico

Per inquadrare l'evoluzione del paesaggio nell'area di studio, i dati pluviometrici sono stati integrati con parametri morfometrici, valutazioni semi-

quantitative di erosione e dati satellitari relativi alla vegetazione e al contenuto idrico degli ultimi dieci anni.

L'analisi degli indici idrologici e morfometrici derivati dal DEM 2013 mette in luce aspetti chiave delle dinamiche geomorfologiche del sottobacino del Fosso di Salati. La distribuzione spaziale della densità di drenaggio (Dd) e del numero di corsi d'acqua (Nu) (Fig. 50a,b) evidenzia una marcata variabilità, con valori massimi localizzati nei settori nord-orientali e sud-orientali del bacino. In tali aree, caratterizzate da Dd > 6 km/km² e Nu > 80, la rete idrografica è più fitta e i processi superficiali risultano più attivi rispetto ai settori centrali e nord-occidentali, dove i valori sono inferiori. Elevati valori di Nu, in particolare in aree con tributari ravvicinati, indicano la dominanza di percorsi di drenaggio brevi e frequenti.

Valori più elevati di Drainage Index (DI, 0,11-0,15) lungo l'asse NO-SE del bacino si sovrappongono parzialmente a zone con alta densità di drenaggio, indicando percorsi di deflusso più lunghi e persistenti. Al contrario, valori bassi nella porzione nord-orientale riflettono una rete più densa ma con corsi brevi, che favorisce un deflusso diffuso e deposizione localizzata di sedimenti. I valori minimi di spaziatura tra canali sono stati registrati nei settori nord-orientali e sud-orientali, dove corsi quasi paralleli e ravvicinati favoriscono la convergenza del deflusso e incrementano la capacità erosiva del ruscellamento superficiale. Viceversa, valori più elevati di spaziatura, caratteristici del settore centrale, indicano una minore capacità di incisione complessiva.

L'analisi del gradiente di pendenza e dell'indice di connettività dei sedimenti (IC) (Fig. 51a,d) fornisce indicazioni sul potenziale erosivo e sui flussi di sedimento. Le pendenze superano i 30° nei settori da nord-est a sud-est, in corrispondenza dei valori più alti di IC (fino a +2,38; Fig. 51d), che denotano forte connettività tra aree sorgente e aree di accumulo e una spiccata capacità di trasferimento di sedimenti verso valle. Valori bassi o negativi di IC sono invece associati principalmente agli interfluvi e alle depressioni deposizionali, che funzionano da *sink* sedimentari o zone di raccolta temporanee.

La mappa quantitativa del *Topographic Position Index* (TPI) (Fig. 51c) evidenzia variazioni microtopografiche fondamentali per il deflusso idrologico locale e l'innesco di fenomeni di incanalamento, con i valori più elevati di differenza altimetrica concentrati nei medesimi settori (NE e SE). La

categorizzazione del TPI (Fig. 51b) mostra contrasti netti cresta–valle e segnala che versanti acclivi dominano nelle aree più soggette a erosione.

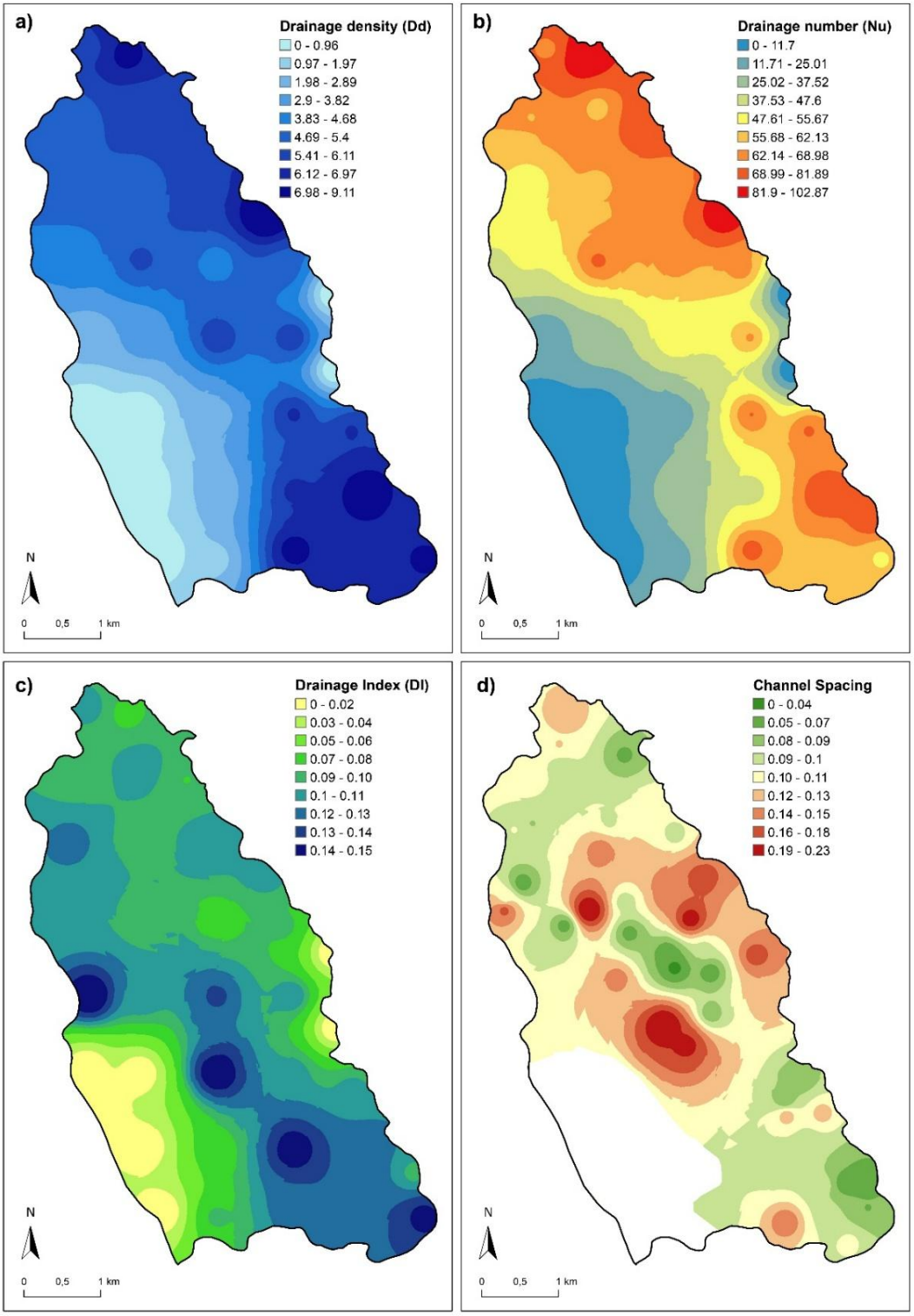


Figura 50 – Mappe che mostrano a) densità di drenaggio (Dd); b) numero di drenaggio (Nu); c) indice di drenaggio (DI); d) spaziatura dei canali. L'area in bianco in d) indica l'assenza di dati (assenza di drenaggio naturale).

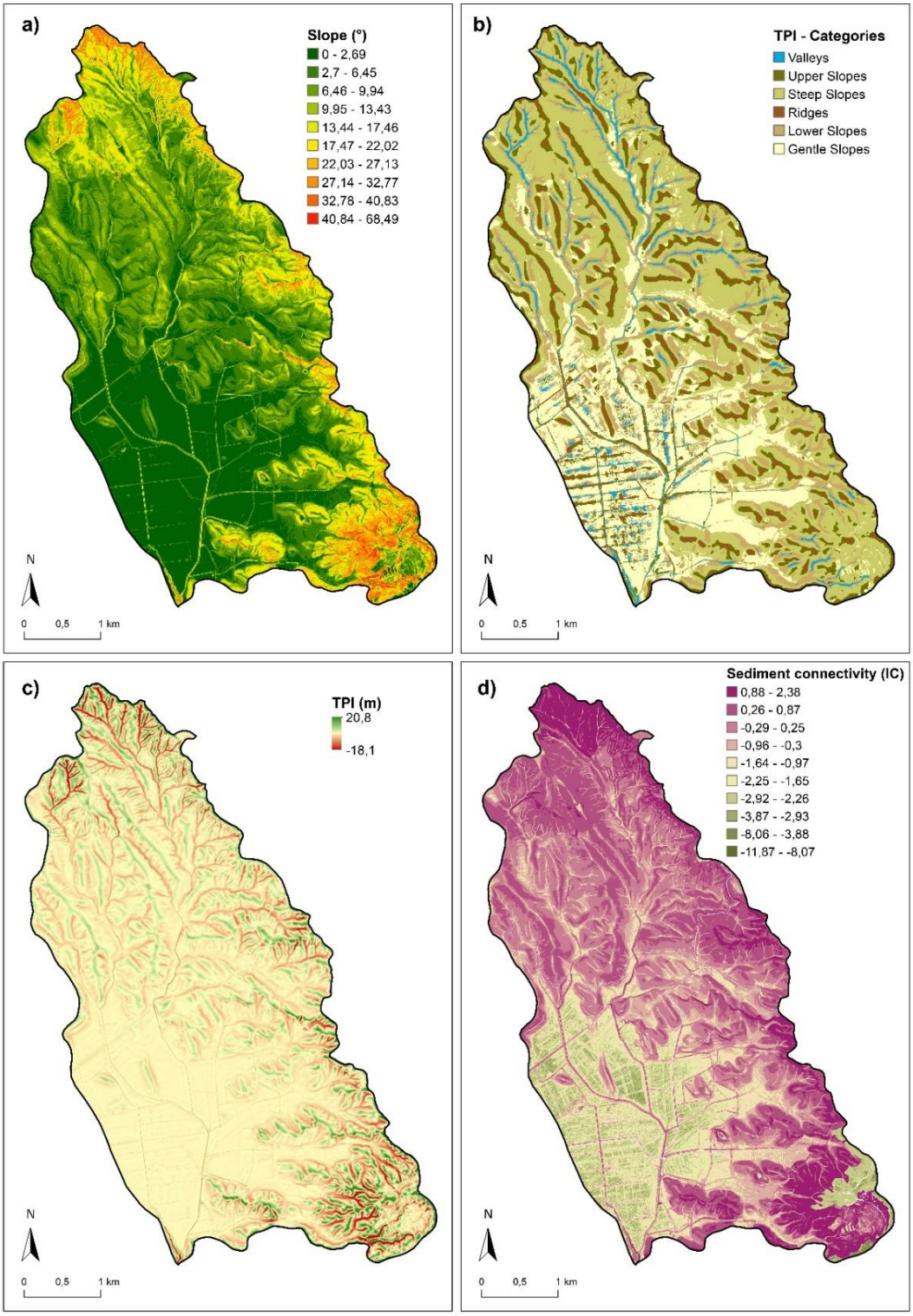


Figura 51 – Mappe che mostrano a) pendenza; b) categorizzazione del Topographic Position Index (TPI); c) variazioni topografiche in metri del Topographic Position Index (TPI); d) valori dell'indice di connettività dei sedimenti (IC).

Analisi da telerilevamento satellitare

Le immagini satellitari acquisite da Sentinel-2 L1C si riferiscono al settore nord-orientale del bacino (circa 198,2 ha), dove sono emerse le evidenze più chiare (rilievi in campo e foto-aeree) di degrado del suolo (Fig. 52).

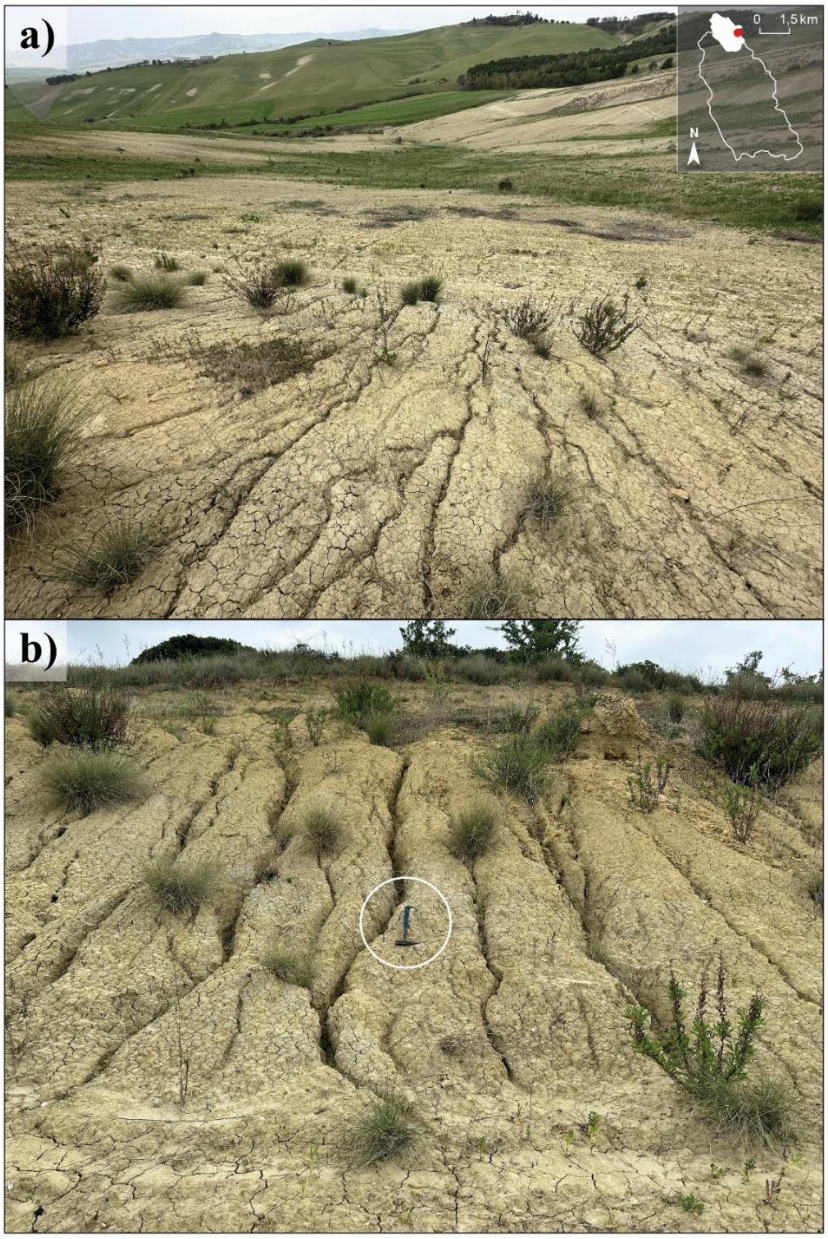


Figura 52 – Esempi di fenomeni di erosione accelerata osservati nella parte più settentrionale del bacino idrografico di Fosso di Salati. a) Panoramica della parte superiore del versante, che mostra la formazione diffusa di rills e gullies su terreni a grana fine. b) Primo piano ripreso alla base dello stesso versante, che evidenzia la morfologia dettagliata dei rills e dei gullies incipienti (nel cerchio bianco: martello con manico da 30 cm). La copertura vegetale è rada e sono evidenti i segni di un'erosione superficiale attiva.

Gli indici NDVI e NDMI sono stati calcolati in ambiente GIS per i mesi di luglio e novembre dal 2015 al 2023 (Fig. 53), integrando anche i dati più recenti relativi a luglio e novembre 2024. È stata così rilevata una variazione media in termini di copertura vegetale e contenuto idrico del suolo, confrontando i dati del 2015 con quelli del 2023.

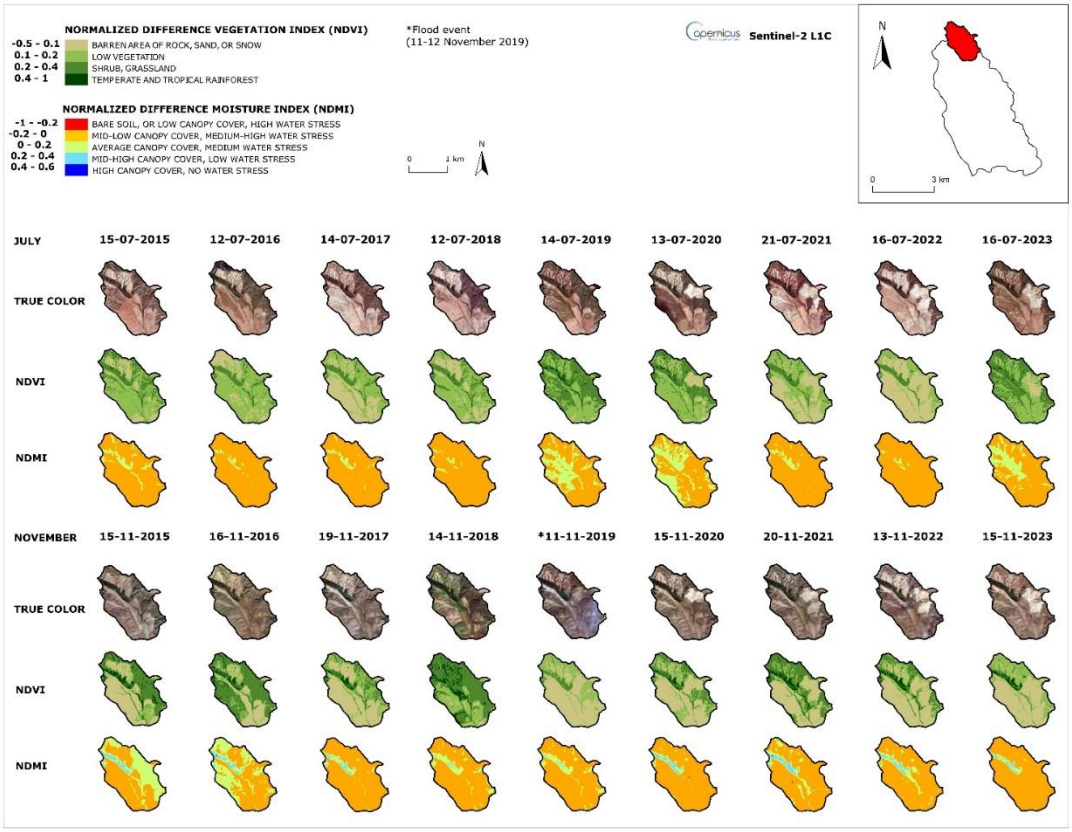


Figura 53 – Dati satellitari (TRUE COLOR, NDVI, NDMI) dal 2015 al 2023 relativi alla porzione superiore del bacino di Fosso di Salati.

L'analisi ha consentito di distinguere variazioni positive e negative nell'area nell'arco di circa dieci anni. Il confronto tra 2015 e 2023, in relazione allo stato della vegetazione (Fig. 54), evidenzia in periodo estivo (luglio) un trend generalmente positivo:

- le aree nude sono diminuite dal 17,2% all'8,6% (cambiamento positivo);
- le aree a bassa vegetazione hanno subito una leggera riduzione (dal 57,6% al 47,5%);

- le superfici a prateria e arbusteto sono quasi raddoppiate (dal 24,2% al 42%; cambiamento positivo);
- le aree a vegetazione densa sono cresciute dallo 0,5% all'1% (cambiamento positivo).

Al contrario, nel periodo invernale (novembre) si osserva un cambiamento prevalentemente negativo:

- le aree nude sono aumentate dal 43% al 60,6%;
- le superfici vegetate si sono drasticamente ridotte (arbusti e praterie dal 34,3% al 6,1%; boschi dal 7,1% al 3%);
- un lieve incremento ha riguardato solo le aree a bassa vegetazione (dal 14,6% al 29,7%).

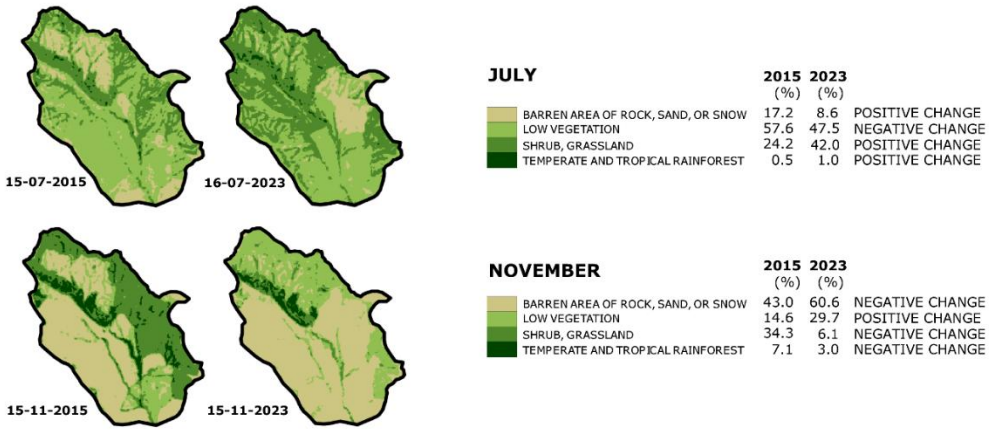


Figura 54 – Status del tipo di vegetazione nel 2015 e nel 2023.

La Fig. 55 evidenzia un cambiamento medio negativo nella porzione orientale dell'area, con una transizione verso tipologie di vegetazione assimilabili a zone nude e con conseguente perdita di contenuto idrico. Al contrario, la porzione nord-occidentale ha registrato un cambiamento medio positivo in termini di recupero vegetazionale e incremento di umidità. Nella stessa figura è inoltre riportato il confronto tra gli intervalli cronologici 2015-2023 e 2015-2024, al fine di evidenziare le modificazioni più recenti.

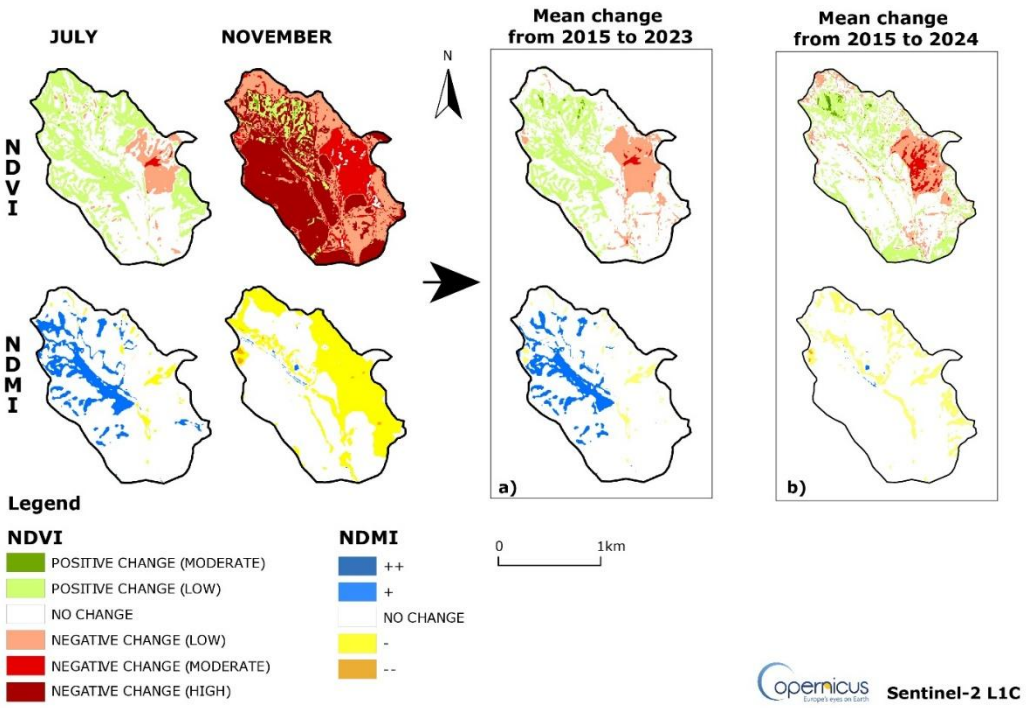


Figura 55 – Rilevamento dei cambiamenti nella vegetazione (NDVI) e nel contenuto idrico (NDMI), confrontando i dati del 2015 con quelli del 2023 e del 2024.

L'analisi è stata incrociata con i dati relativi all'incendio del 8 luglio 2016, che ha interessato un'area di 60,59 ha. L'indice NBR relativo al pre-evento (2 luglio 2016) e al post-evento (9 luglio 2016 e 11 agosto 2016) ha permesso di individuare la superficie bruciata nella porzione alta del bacino. Per quantificare l'impatto immediato del fuoco sulla vegetazione (soprasuolo) e sui suoli (sottosuolo) (Keeley, 2009), i pixel interessati e non dall'incendio sono stati discriminati sulla base delle differenze pre-/post-incendio dell'NBR (dNBR). Quest'ultimo ha consentito di valutare la severità dell'incendio secondo le soglie di classificazione proposte da Key & Benson (2006) (Tab. 29).

Come mostra la Fig. 56, i valori sono stati calcolati sia a un giorno sia a 30 giorni dall'evento, applicando la seguente formula:

$$dNBR = (NBR_{pre}) - (NBR_{post})$$

Il 9 luglio il valore massimo di severità ha raggiunto 0,41 (moderata–bassa severità) in alcune porzioni, con vaste aree a bassa severità nella parte alta del bacino. L'11 agosto il valore massimo è sceso a 0,23 (bassa severità), con una

riduzione significativa delle superfici danneggiate e un'espansione delle aree di ricrescita vegetale.

Tabella 29 – Delta NBR (dNBR) secondo la classificazione di Key & Benson (2006).

Class	Burn severity range (multiplied by 1000)
≥ 600	High severity
440-660	Moderate high severity
270-440	Moderate low severity
100-270	Low severity
< 100	Unburned or regrowth

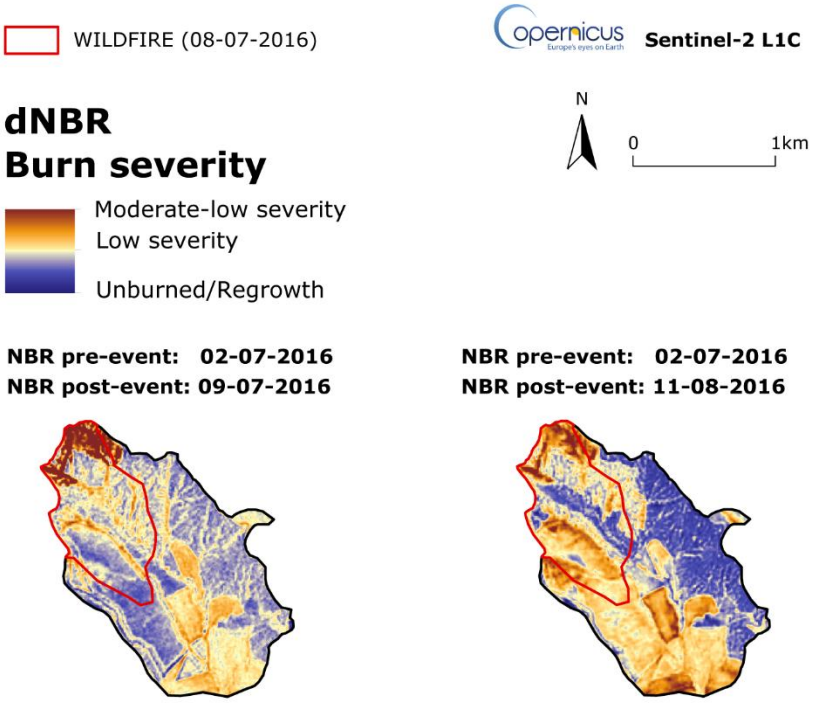


Figura 56 – dNBR calcolato un giorno e 30 giorni dopo la data dell'incendio.

I risultati ottenuti da tale analisi, confrontati con gli indici NDVI e NDMI pre-/post-evento, indicano che la condizione di massima aridità, caratterizzata da un'ampia estensione di aree nude, si è verificata circa 30 giorni dopo l'incendio, mentre un moderato recupero della vegetazione – particolarmente evidente nei settori maggiormente drenati – è stato osservato a circa tre mesi di distanza (Fig. 57).

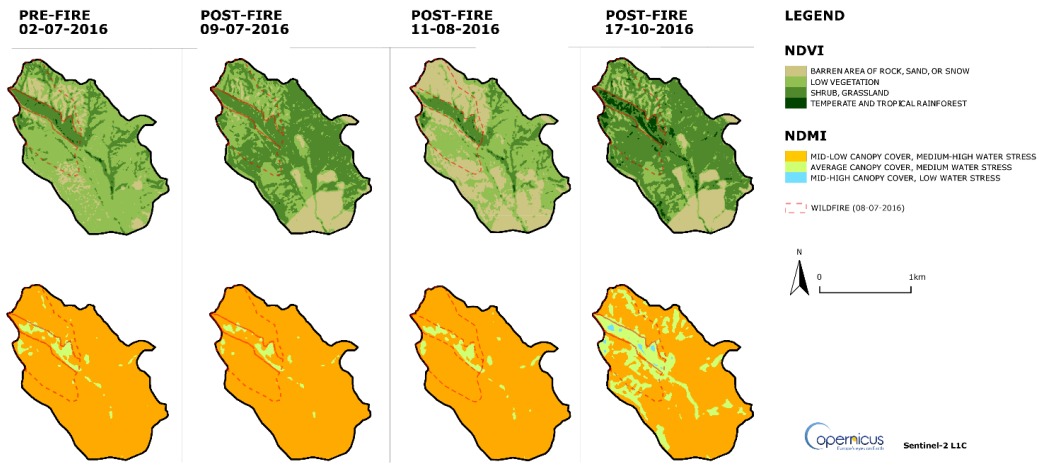


Figura 57 – Condizioni pre-/post-incendio della vegetazione e del contenuto idrico.

Le immagini Sentinel-2 L1C relative al settore nord-orientale del bacino evidenziano inoltre una “migrazione” dell’erosione verso SE, almeno in questa porzione del bacino, a partire dal 2020 (Fig. 53). Tale dinamica risulta coerente con il valore massimo dell’indice di erosività delle precipitazioni registrato nello stesso anno (Fig. 49).

6.3.2 Test-site: Taglio antropico SS655 in località S. Maria d’Irsi

Il versante indagato nei pressi di S. Maria d’Irsi è ubicato lungo la viabilità principale (Strada Statale SS655) del bacino del Fiume Bradano, in sinistra orografica, in corrispondenza di un tratto rettilineo di strada; il poligono di studio (area circa 0,51 ha, X: 617624 m, Y: 4506370 m, ETRS89/UTM 33N) occupa la scarpata a monte della carreggiata e presenta un’esposizione prevalente verso S. Il sito presenta una quota media di circa 206 m s.l.m. e una pendenza media di circa 26°. L’assetto morfologico, la geometria planimetrica allungata parallelamente alla strada e il profilo trasversale a gradoni suggeriscono con buona evidenza un versante di rimaneggiamento antropico, probabilmente modellato in occasione dei lavori stradali su unità argillose del bacino del Bradano (Fig. 58 e Fig. 59).

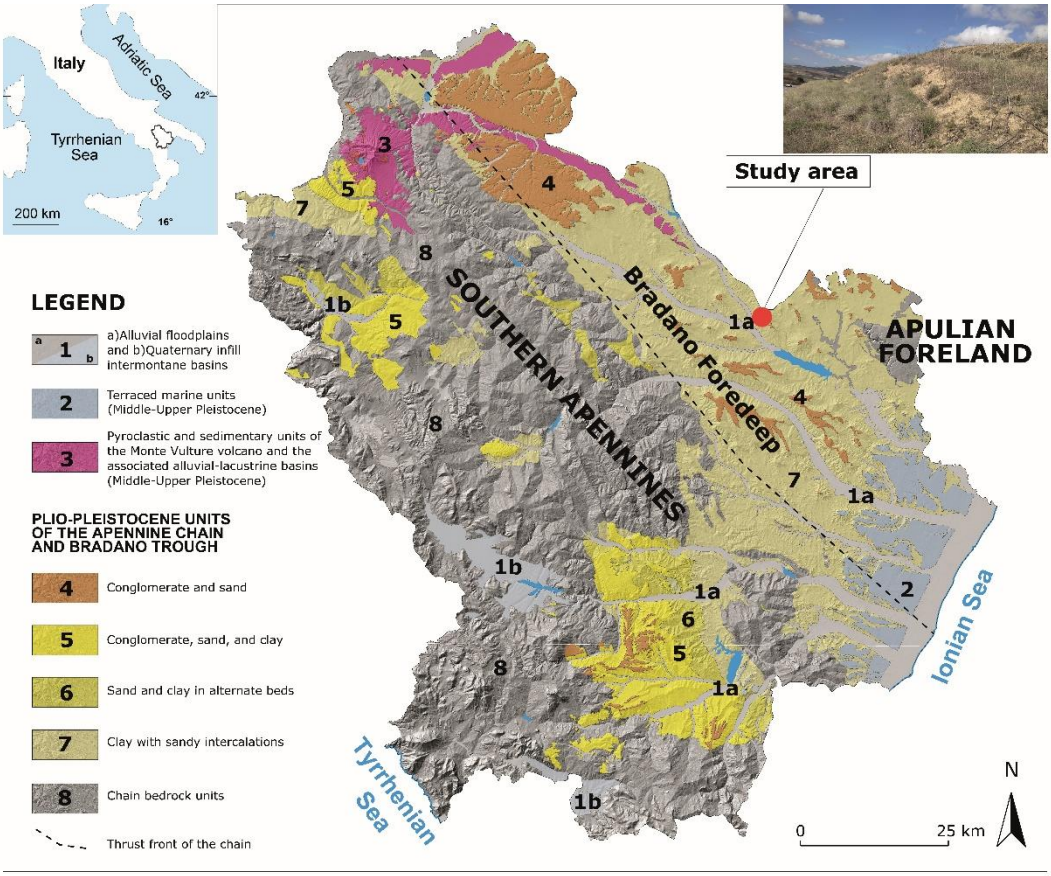


Figura 58 – Collocazione del versante antropico nei pressi di S. Maria d'Irsi Sketch map geologica regionale. In alto dettaglio dell'area di studio.

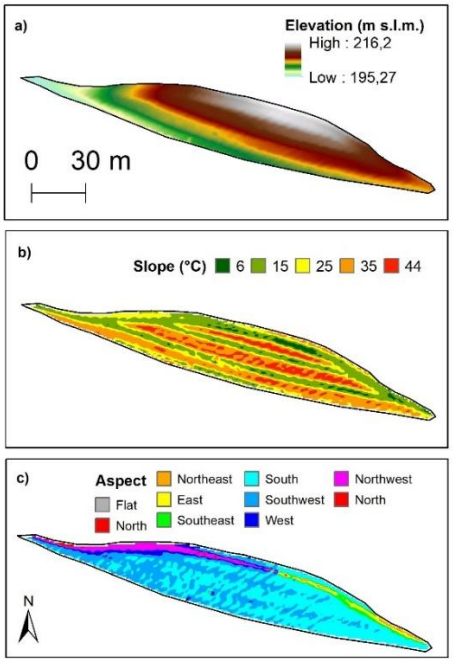


Figura 59 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c).

In sezione trasversale il pendio mostra una tripla rottura di pendenza che articola il versante in blocchi principali con pendenze comprese tra 35° e 45°, e caratterizzati da processi di erosione accelerata: un ciglio superiore debolmente inclinato, colonizzato da vegetazione erbacea continua; due gradoni intermedio a pendenze medio–elevate, in gran parte nudo o coperto da ciuffi discontinui di graminacee e arbusti secchi, e un terzo gradone immediatamente a monte del margine stradale prevalentemente nudo caratterizzato da una rete *rills*. La geometria del profilo conferma l'origine artificiale del versante, impostato come grande scarpata di sbancamento con successivo rimaneggiamento e parziale inerbimento.

I rilievi sul campo hanno permesso di identificare un substrato argilloso fortemente fratturato e disseccato, intercalato a sottili livelli più sabbiosi o limosi che localmente fungono da superfici di debolezza e micro-elementi di rottura. Sulle porzioni più acclivi sono presenti *rills* e micro-*gullies* effimeri, lunghi alcuni metri, ai piedi delle quali è possibile riconoscere accumuli di materiale eroso, evidenziando un regime di erosione prevalentemente superficiale e concentrata (Fig. 60).

Figura 60 – Versante intermedio caratterizzato da vegetazione sparsa e forme di erosione, con coltri colluviali al piede.

La vegetazione erbacea a ciuffi è più rada sul gradone intermedio e quello immediatamente a monte del margine stradale: la distribuzione disomogenea contribuisce a canalizzare il deflusso tra i ciuffi e a rinforzare la connessione tra *rills* e piede di versante. Localmente si osservano colamenti di materiale fine che alimentano coltri colluviali sottili lungo il piede; qui è stata installata la *sediment*

trap di tipo *fixed grid*, per intercettare il trasporto solido in uscita dal pendio e valutarne la risposta agli eventi di pioggia registrati dalla stazione climatica più prossima di Irsina, assunta come riferimento pluviometrico per il sito.

6.3.3 Test-site: Sottobacino in località Le Vigne

L'area di studio è localizzata all'interno del bacino del Fiume Basento, in sinistra orografica, nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale. L'area di studio in località Le Vigne costituisce un piccolo sottobacino di circa 94,8 ha (0,9 km²; latitudine: 4486786, longitudine: 626936), con quota media pari a 260,19 m s.l.m. e pendenza media di 33,4° (Fig. 61; cfr. Appendice A.5).

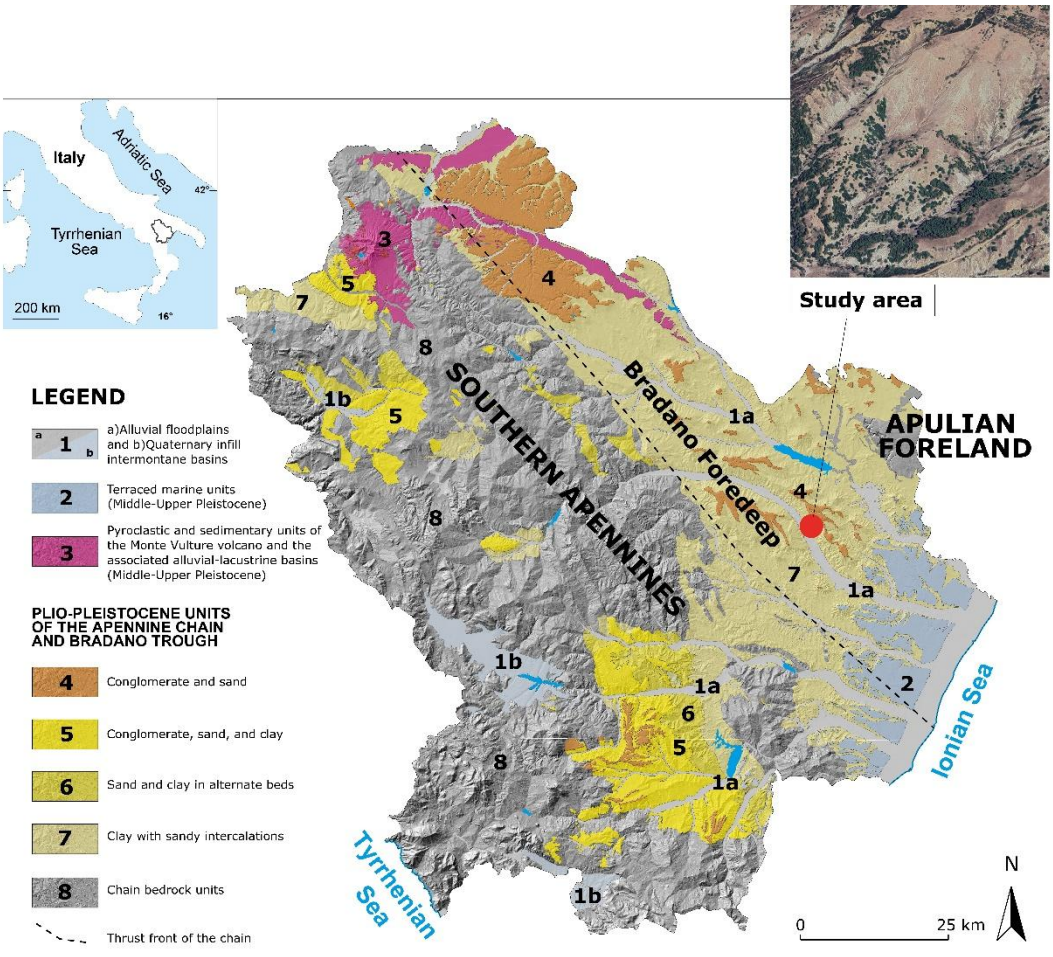


Figura 61 – Collocazione dell'area di studio in località Le Vigne. Sketch map geologica regionale. In alto immagine rappresentativa del sito da Google Earth acquisita nell'agosto 2023.

La copertura UAV di marzo 2025 ha permesso di derivare un DEM ad alta risoluzione e informazioni topografiche chiave (Fig. 62).

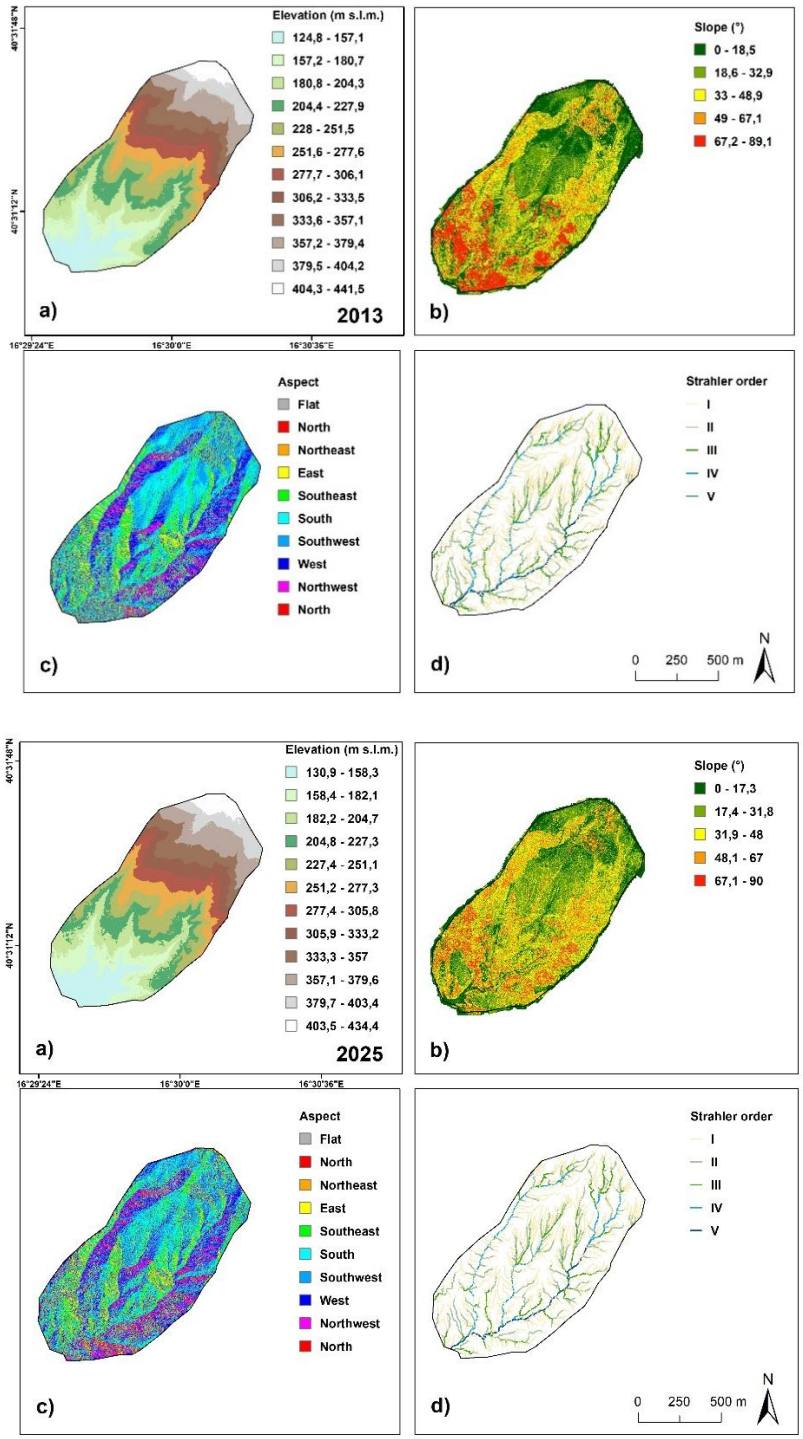


Figura 62 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c), reticolo idrografico (d) del bacino nel 2013 e nel 2025.

Il modello altimetrico evidenzia un bacino con rilievo interno ben articolato, caratterizzato da interfluvi che delimitano un reticolo gerarchizzato e da fondovalle incisi. Le classi altimetriche mostrano una progressione regolare dai settori di monte ai settori di valle, con le quote più elevate localizzate a nord-ovest e le aree di deflusso verso sud-est. La mappa delle pendenze mostra una netta polarizzazione dei versanti, basse pendenze diffuse su fondovalle e settori di bassa energia (superfici lievemente concave); alte pendenze concentrate perlopiù lungo scarpate di erosione, incisioni e tratti sub-verticali. Il reticolo, estratto dal DEM e classificato fino al V ordine, mostra una struttura dendritica–subdendritica con fitta ramificazione di I-II ordine.

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

L'analisi del *DEM of Difference* (DoD) tra i modelli del 2013 (LiDAR) e del 2025 (UAV) ha permesso di quantificare le variazioni morfometriche e individuare le principali aree di erosione e deposizione (Fig. 63). Le differenze altimetriche evidenziano una prevalenza di variazioni negative, con perdite di volume localizzate lungo i canali e le incisioni principali (valori <-1,5 m), indicativi di processi di erosione lineare e di erosione diffusa sui versanti. Le aree a valori positivi (>+0,3 m) risultano invece distribuite nei settori di fondovalle e nelle porzioni mediane dei versanti, suggerendo fenomeni di riempimento o deposizione colluviale. Il bilancio complessivo indica una leggera perdita volumetrica netta, coerente con la tendenza erosiva del bacino e la sua elevata energia morfologica. L'analisi di dettaglio condotta sull'area test (Fig. 63a) conferma l'attività dei piccoli canali effimeri e delle scarpate, in cui le incisioni si approfondiscono e si ramificano rispetto al 2013.

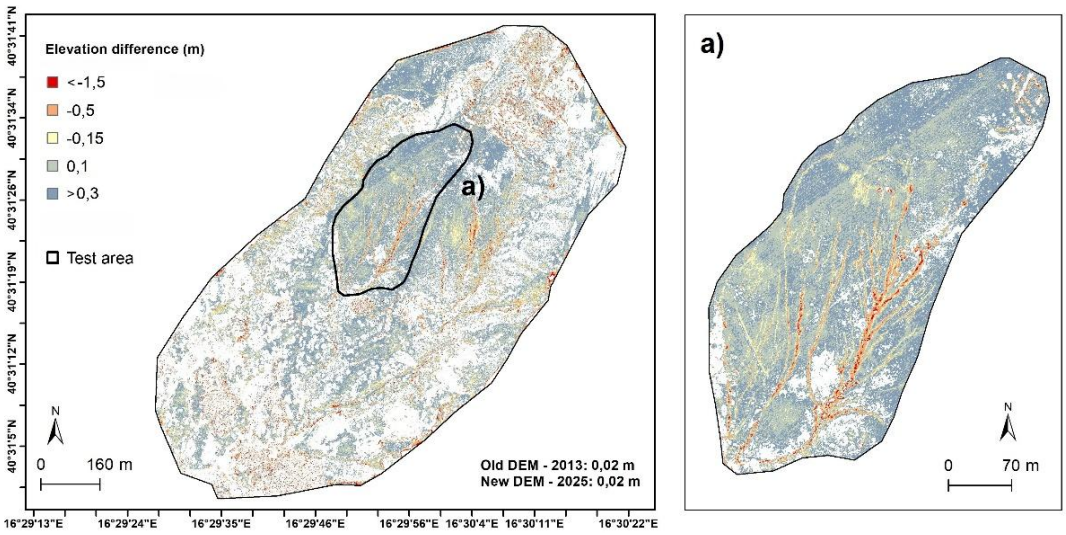


Figura 63 – DoD calcolato tra il DEM Lidar 2013 e il DEM UAV 2025. In a) focus di dettaglio con incisioni significative.

Topographic Position Index (TPI)

L'indice *Topographic Position Index* (TPI) calcolato sui DEM del 2013 e del 2025 ha permesso di descrivere la posizione topografica relativa e di evidenziare i pattern morfologici dominanti (Fig. 64). Nel 2013, i valori di TPI mostrano un'alternanza di aree depresse (TPI <-0,7) lungo i solchi erosivi e di superfici positive sui rilievi interfluviali. Nel modello 2025 si osserva una maggiore articolazione e contrasto tra elementi concavi e convessi, con un incremento delle superfici a TPI positivo nelle aree interfluviali e un approfondimento delle incisioni, suggerendo un'evoluzione morfodinamica attiva e un'accresciuta connettività idrologica. La distribuzione spaziale dei valori di TPI, coerente con i pattern del DoD, conferma che i principali processi di modellamento sono controllati dalla morfologia e dall'organizzazione gerarchica del reticolo, con prevalenza di erosione lineare e transizione verso assetti più maturi di dissezione.

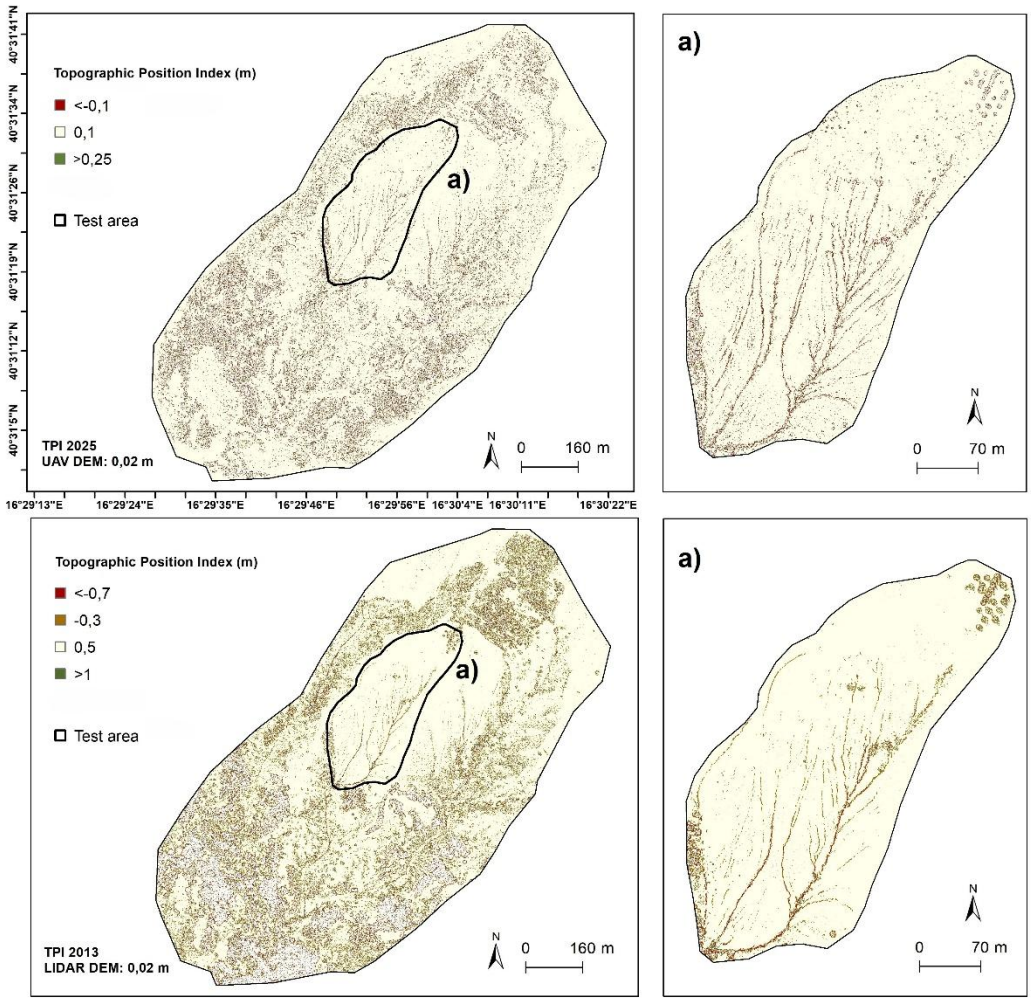


Figura 64 – TPI calcolato per il 2025 e il 2013, con focus su un versante significativo.

La presenza e la stagionalità della vegetazione possono influenzare i valori ottenuti. Nel confronto DoD tra 2013 e 2025, differenze di sensore e di periodo fenologico possono introdurre *bias*. Di conseguenza, incrementi positivi locali (DoD > 0) possono riflettere crescita/ricolonizzazione vegetale, mentre differenze negative possono essere legate a tagli/diradamenti o a colture stagionali più rade, e non a variazioni morfologiche del suolo. Analogamente, il TPI può risultare localmente condizionato dalla rugosità superficiale indotta dalla copertura vegetale. L'interpretazione dei risultati è stata dunque condotta privilegiando le aree a suolo nudo (incisioni, creste, scarpate).

6.3.4 Test-site: Cava in argilla in località Macchia del Cerro

L'area di studio è localizzata all'interno del bacino del Fiume Basento, in destra orografica, nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale. L'area di studio in località Macchia del Cerro, in agro del comune di Garaguso, è costituita da una cava dismessa nel 2004 – i cui lavori di inizio coltivazione mineraria risalgono al 1999 – di circa 5,9 ha (0,06 km²; latitudine: 4493770, longitudine: 604971), con quota media pari a 299,28 m s.l.m. e pendenza media di 23,6° (Fig. 65; cfr. Appendice A.6).

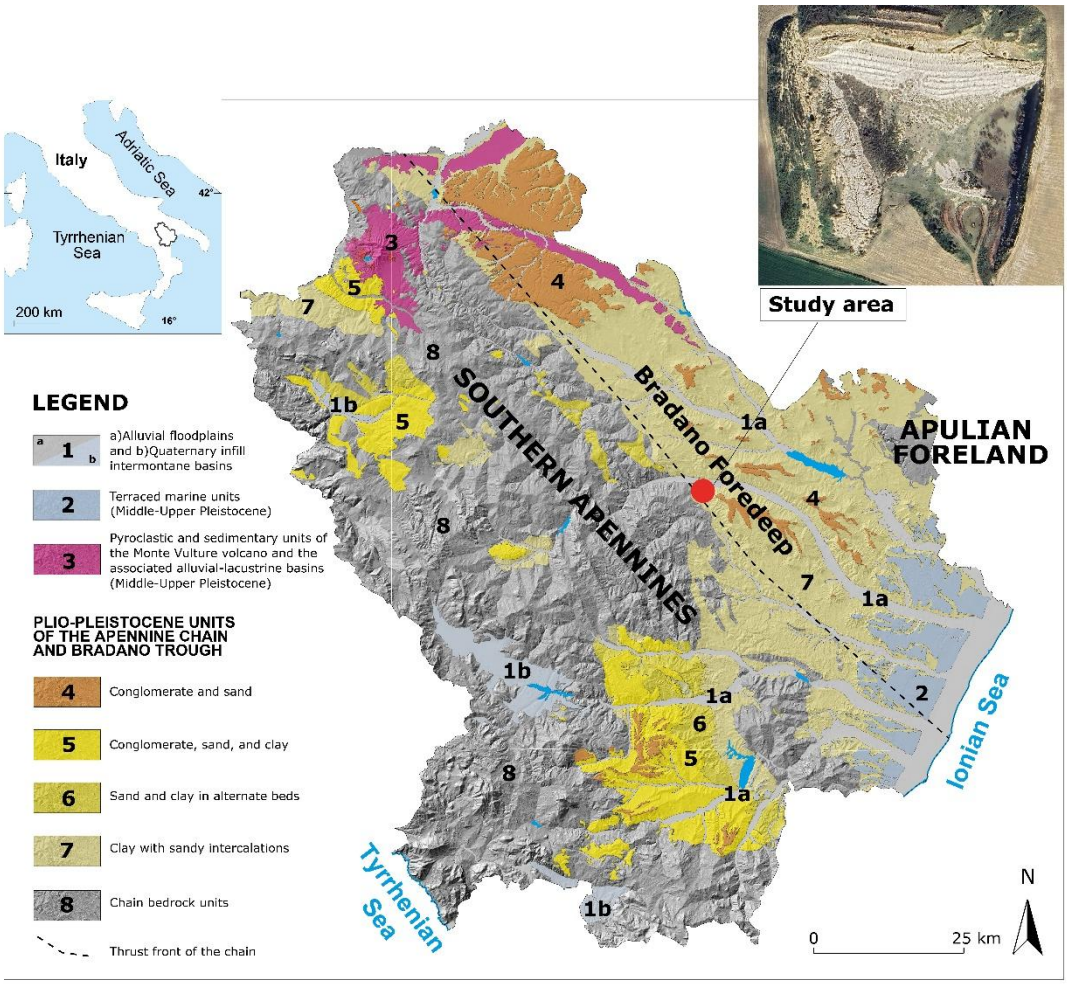


Figura 65 – Collocazione della cava in località Macchia del Cerro, in agro del Comune di Garaguso. Sketch map geologica regionale. In alto ortofoto del sito acquisita da drone nel marzo 2025.

La cava è impostata sui depositi plio-pleistocenici del bacino del Basento, costituiti da litologie fini molto erodibili, materiali debolmente cementati. L'assetto

morfologico è quello tipico di una coltivazione a cielo aperto con più gradoni estrattivi e versanti sub-verticali, che delimitano un'area di scavo a pianta sub-ellittica. I versanti artificiali, privi o poveri di copertura vegetale, favoriscono il ruscellamento diffuso (*sheet-wash*) e la rapida incisione a solchi lungo linee di massima pendenza; ai piedi dei versanti si sviluppano piccoli coni di detrito e coltri colluviali a granulometria eterogenea. È possibile riconoscere piccoli fenomeni di crolli dai versanti e locali scorrimenti superficiali, mentre laddove l'acqua si concentra lungo discontinuità è possibile l'innesco di *piping*/piccole cavità in parete e micro-nicchie di distacco (Fig. 66).

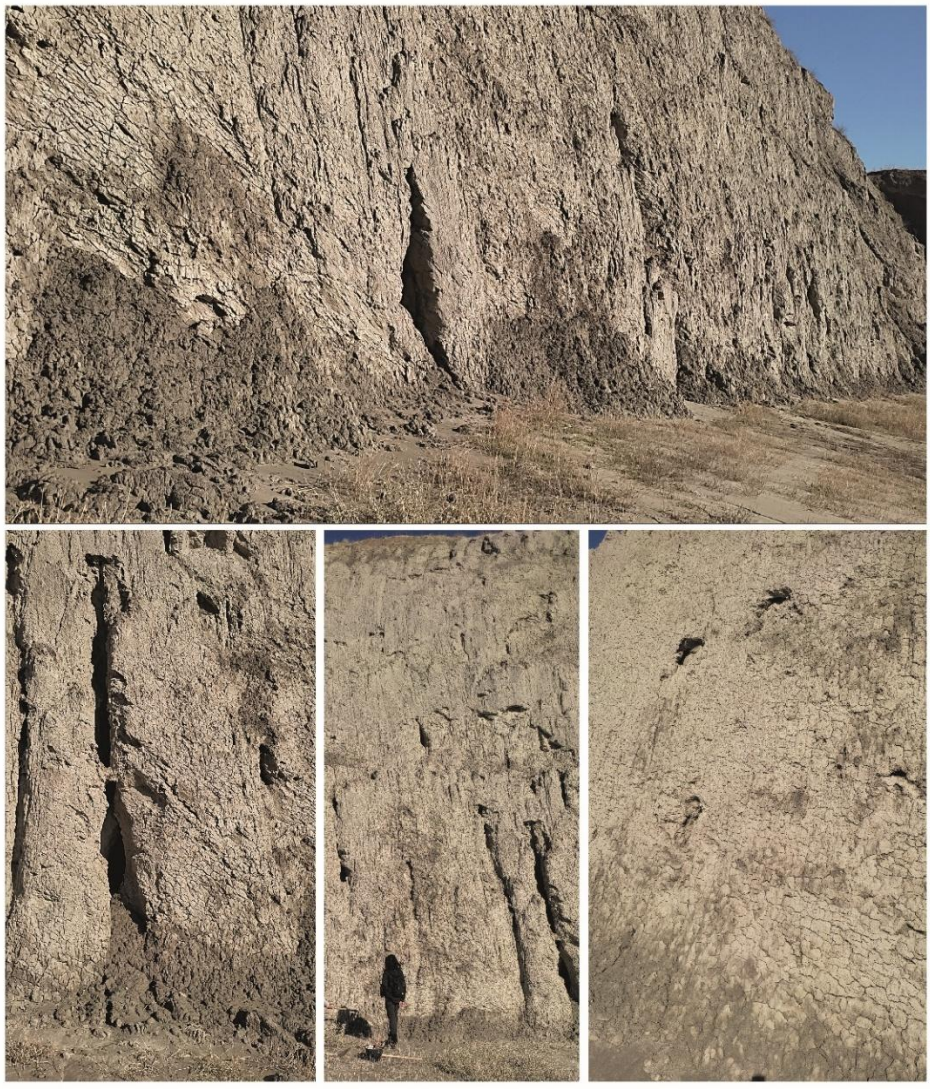


Figura 66 – Fenomeni di erosione accelerata, coni di detrito ai piedi del versante esposto a S, fenomeni di piping e micro-nicchie di distacco (foto scattate il 20/10/2025).

L’insieme di litologia friabile e pendenze medio-elevate (~23,6°) ha reso il sito particolarmente predisposto a processi di erosione accelerata e rapida evoluzione morfologica post-scavo. L’esposizione è eterogenea per via della modellazione antropica; spicca il versante settentrionale con esposizione meridionale, sede di instabilità superficiali diffuse (Fig. 67).

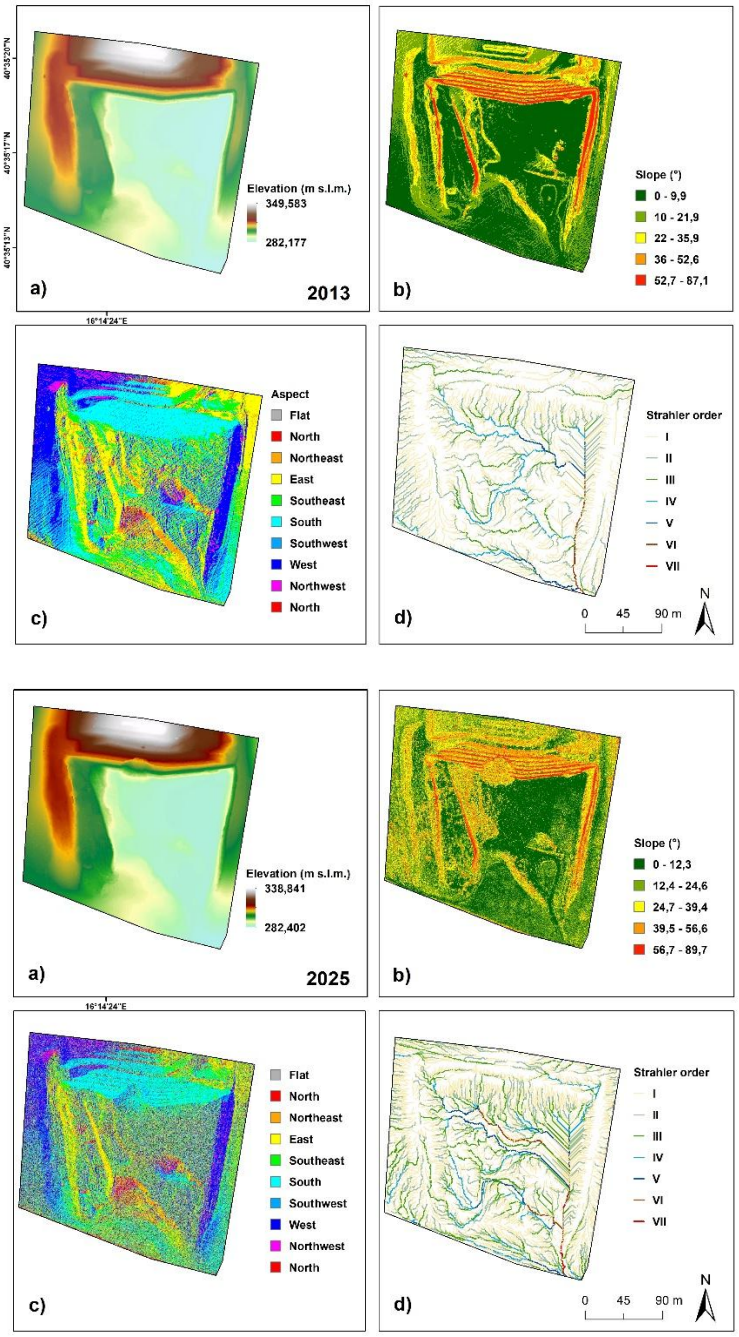


Figura 67 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c), reticolo idrografico (d) della cava nel 2013 e nel 2025.

Dall'analisi multitemporale delle immagini storiche di Google Earth delle ortofoto storiche del Portale cartografico regionale (RSDI Regione Basilicata) è possibile collocare nell'intervallo temporale tra 2018 e 2020 l'attivazione di un imponente fenomeno franoso, la cui evoluzione sembra già terminata l'anno successivo (Fig. 68). Il versante antropico risulta inoltre interessato da diffusi fenomeni di erosione lineare e areale minori, oltre che da processi erosivi accelerati e rimodellamento rapido dei versanti artificiali, suggerendo un'intensa fase di erosione delle aree più acclivi e di processi di sedimentazione alla base dei versanti.

La rete di drenaggio estratta dal DTM 2025 con risoluzione di 0,02 m evidenzia una gerarchizzazione marcata secondo Strahler, con ordini bassi (I-III) fittamente distribuiti sui versanti settentrionale e occidentale. Sul versante esposto a E-SE la gerarchia è particolarmente sviluppata, con coalescenza di drenaggi che organizzano micro-bacini di raccolta incisi entro le superfici di scavo e una incisione meandriforme ben definita nel solco principale. Tale configurazione, combinata con la pendenza media elevata lungo i bordi e sulla scarpata del versante orientale, e la scarsa copertura vegetale, fornisce un'elevata connettività idrologica verso il piano di cava – dove ristagni e colamenti alimentano effimeri canali di erosione superficiale (Fig. 69) – spiegando l'efficienza dei processi di incisione lineare e di trasporto in condizioni di piogge intense.

La combinazione tra litologie erodibili, pendenze medio-elevate, scarsa copertura vegetale, rapida gerarchizzazione del reticolo e pattern di DoD e TPI, indicano un sistema ad elevata connettività e dissezione crescente. Nel medio termine è quindi realistica una transizione verso morfologie calanchive: densificazione del reticolo, approfondimento delle incisioni, arretramento delle scarpate e formazione di canali stabili. Questa previsione resta da leggere tenendo conto dei possibili *bias* legati alla diversa risoluzione dei DEM (0,40 vs 0,02 m) e alla copertura vegetale, ma è coerente con le osservazioni geomorfologiche multitemporali.

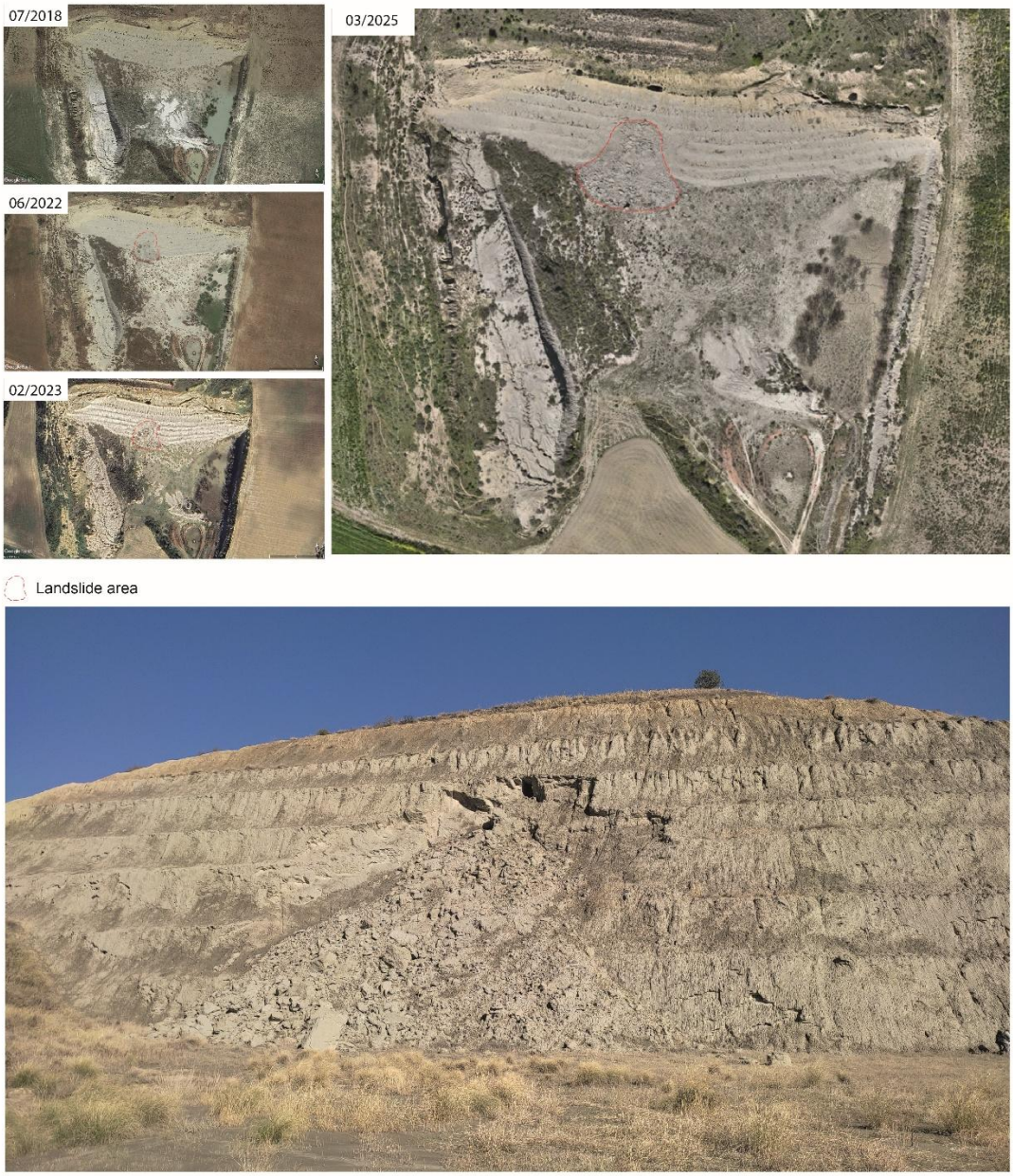


Figura 68 – Immagini storiche da Google Earth relative agli anni 2018, 2022 e 2023, e ortofoto relativa al marzo 2025 della cava. In rosso l'area in frana negli anni. In basso foto del corpo di frana (20/10/2025).

Figura 69 – Scarpata del versante esposto a E-SE e ristagni e canali effimeri sul piano di cava (20/10/2025).

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

La DoD è stata calcolata come differenza cella-per-cella fra un DEM LiDAR 2013 (risoluzione 0,40 m) e un DEM fotogrammetrico UAV 2025 (risoluzione 0,02 m) sia alla scala dell'intero sito, sia con focus su due aree ritenute più significative in termini di processi erosivi (Fig. 70). I modelli sono stati portati nello stesso sistema di riferimento (UTM 33 N, WGS84), co-registrati su superfici ritenute stabili senza eseguire un *resampling* esplicito su griglia comune.

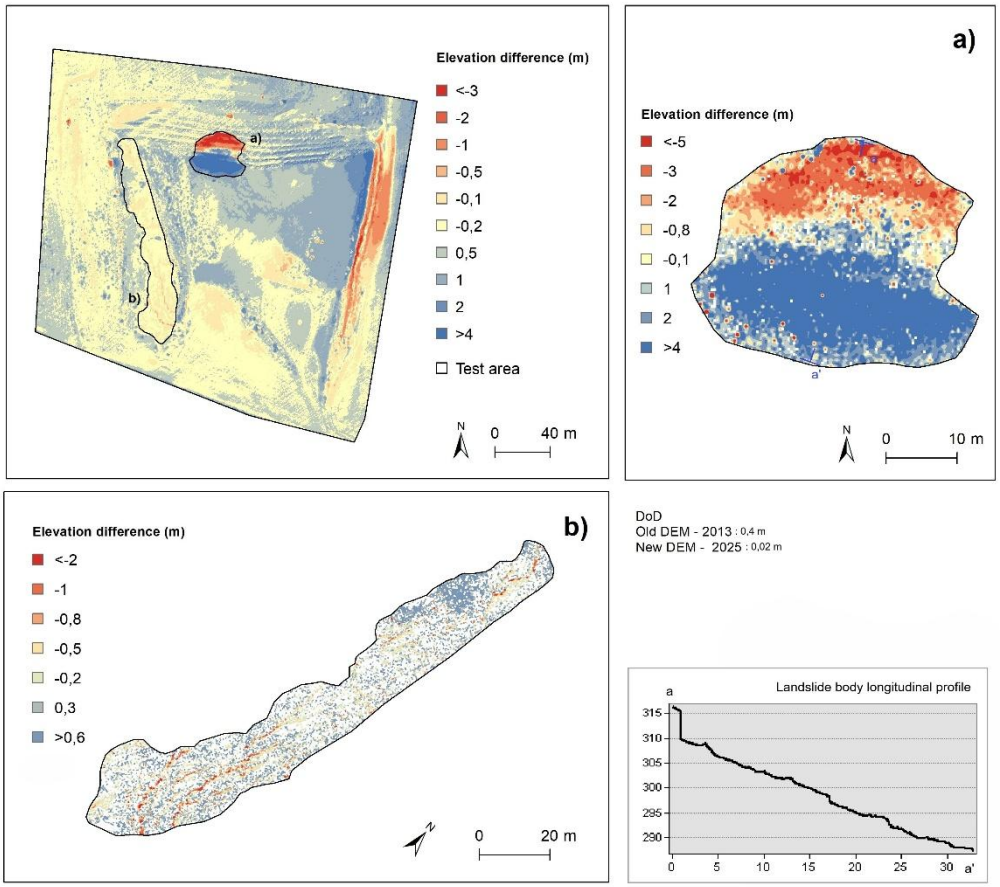


Figura 70 – DoD calcolato tra il DEM Lidar 2013 e il DEM UAV 2025, con focus sul corpo di frana sul versante esposto a S (a) e il versante occidentale esposto a E-SE (b). In basso, profilo longitudinale del corpo di frana rilevato.

Le mappe sono classificate per ampiezza di variazione altimetrica con intervalli fino a <-5 m di abbassamento locale e >+4 m di innalzamento.

In generale, la DoD evidenzia un quadro coerente con l'evoluzione morfologica documentata dalle immagini storiche, con incisioni più marcate lungo i versanti settentrionali e occidentali, con valori da -0,5 a -3 m e localmente <-5 m

attribuibili a incisione significativa su scarpate e fenomeni di degradazione dei versanti.

Accumuli estesi li ritroviamo nella porzione centrale e orientale e in corrispondenza di aree depresse interne, con incrementi di quota spesso >+1-2 m e picchi >+4 m.

Focus (a) – cumulo di frana. Nel poligono a), la DoD mostra un chiaro bipolarismo sorgente-deposito: la parte alta e prossimale presenta erosione (-0,8 / -3 m e locali <-5 m) coerente con arretramento del versante e perdita di materiale da una zona di nicchia; la porzione distale è caratterizzata da cumuli di materiale >+1-2 m (fino a >+4 m), a testimoniare la presenza di un corpo di frana. Questo pattern ne conferma la comparsa tra il 2018 e il 2022 e la rapida crescita del cumulo osservata nelle immagini multitemporali.

Focus (b) – versante con esposizione E-SE e incisione dei solchi. Nel poligono b), la DoD restituisce un'alternanza di valori negativi (-0,5, -0,8 fino a -2 m) in corrispondenza di *rills*/*gullies* e di valori positivi (+0,3 / +0,6 m) su interfluvi e ai piedi del versante. Il risultato è compatibile con un'evoluzione per incisione concentrata e ridistribuzione colluviale a breve raggio. L'organizzazione del reticolo è qui più gerarchizzata: numerosi corsi di ordine I-II confluiscono in aste di ordine superiore (III-IV), con micro-bacini ben riconoscibili e una incisione meandriforme del solco principale che controlla la connettività verso il fondo cava.

Nelle stime volumetriche sarebbe opportuno considerare possibili errori dettati da elementi non mascherati, come ombre, vegetazione e/o elementi antropici con geometrie complesse.

Topographic Position Index (TPI)

Il *Topographic Position Index* (TPI) rafforza e dettaglia il quadro DoD, evidenziando dove la morfologia favorisce incisione e dove, invece, prevale accumulo (Fig. 71). Nel 2025 i valori oscillano da concavità marcate <-0,085 m a convessità >+0,1 m: le classi negative (-0,05/-0,085 ÷ -0,013 m) si concentrano lungo i fronti settentrionale e occidentale e nel versante con esposizione E-SE

(b), coincidenti con *rills*/*gullies* e quindi con zone a massima convergenza di flusso e potenziale erosivo; le classi positive marcano principalmente le creste dei gradoni e i piccoli cordoni ai piedi dei versanti, ossia elementi convessi spesso associati a micro-accumuli. Nel 2013 l'ampiezza del TPI è maggiore (<-0,33 m fino a >+0,3 m), mettendo in risalto versanti e *breaklines* più "vivi" e segmentati: ciò è coerente con una cava più spigolosa da poco coltivata e con minore rimaneggiamento diffuso. Nel focus (a) il bordo di nicchia e i margini del corpo di frana sono convessi (>+0,1 m), mentre l'interno del deposito è debolmente concavo (-0,05 ÷ -0,013 m), come si può osservare dal profilo longitudinale tracciato (Fig. 70), suggerendo drenaggio superficiale che organizza la coltre; nel focus (b) il solco principale e i tributari sono mappati da TPI negativi (fino a <-0,085 m nel 2025), con interfluvi a valori prossimi a zero o positivi, in linea con la gerarchizzazione del reticolo e con l'incisione localizzata accompagnata da ridistribuzione colluviale rilevata dall'analisi di DoD. Le differenze di ampiezza tra 2013 e 2025 vanno lette anche alla luce della diversa risoluzione dei DEM (0,40 vs 0,02 m) e della finestra del TPI, che condizionano il contrasto ma non cambiano gli "*hotspot*" erosivi, coincidenti con le aree a TPI negativo già individuate come siti di erosione accelerata.

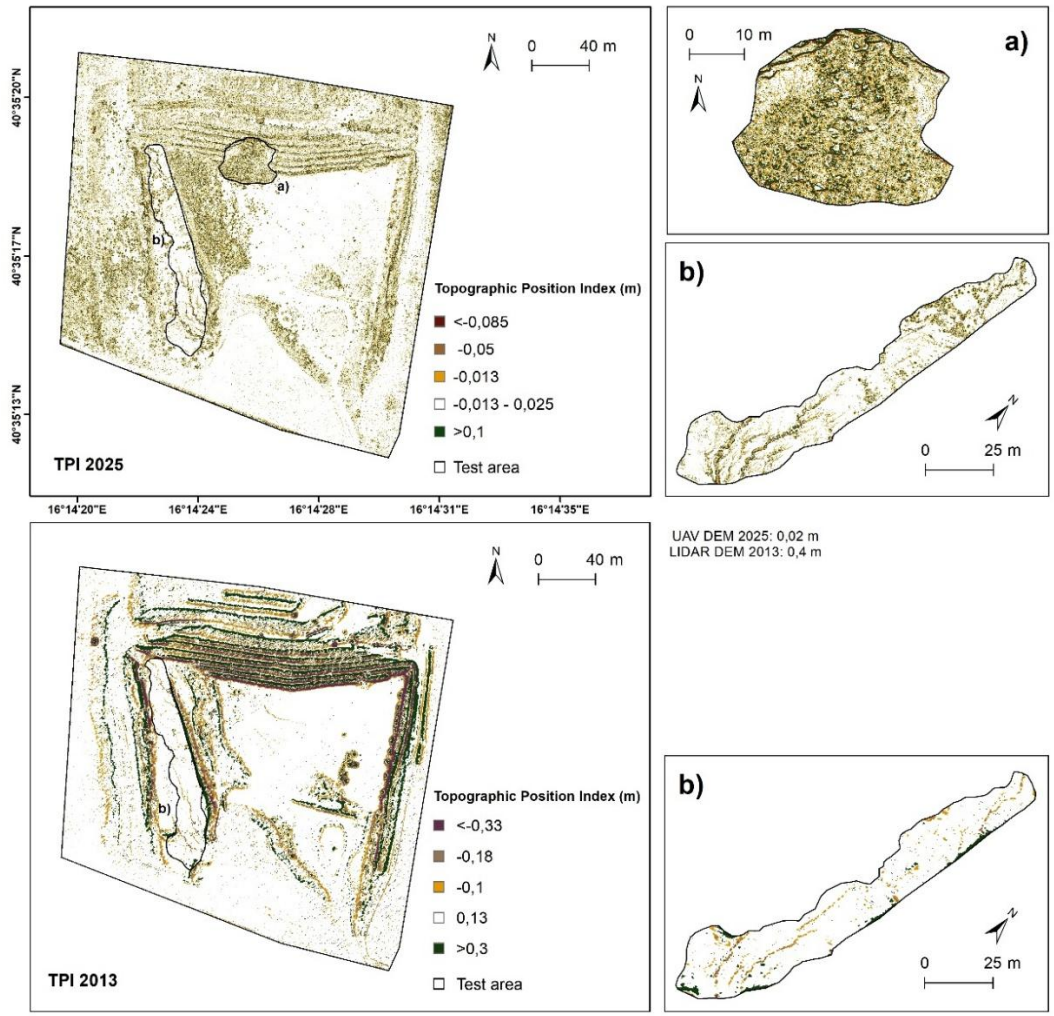


Figura 71 – TPI calcolato per il 2025 e il 2013, con focus sul corpo di frana sul versante esposto a S (a) e il versante occidentale esposto a E-SE (b).

6.3.5 Test-site: Versante antropico in località Grassano-Garaguso

L'area di studio è localizzata nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale, all'interno del bacino del Fiume Basento, in destra orografica. L'area di studio nei pressi dello scalo ferroviario Grassano-Garaguso è costituito da un versante di tipo antropico di circa 1 ha (0,01 km²; latitudine: 4493959, longitudine: 605729), con quota media pari a 263,83 m s.l.m. e pendenza media di 27,2° (Fig. 72; cfr. Appendice A.7), in unità plio-pleistoceniche limo-argillose con intercalazioni sabbiose.

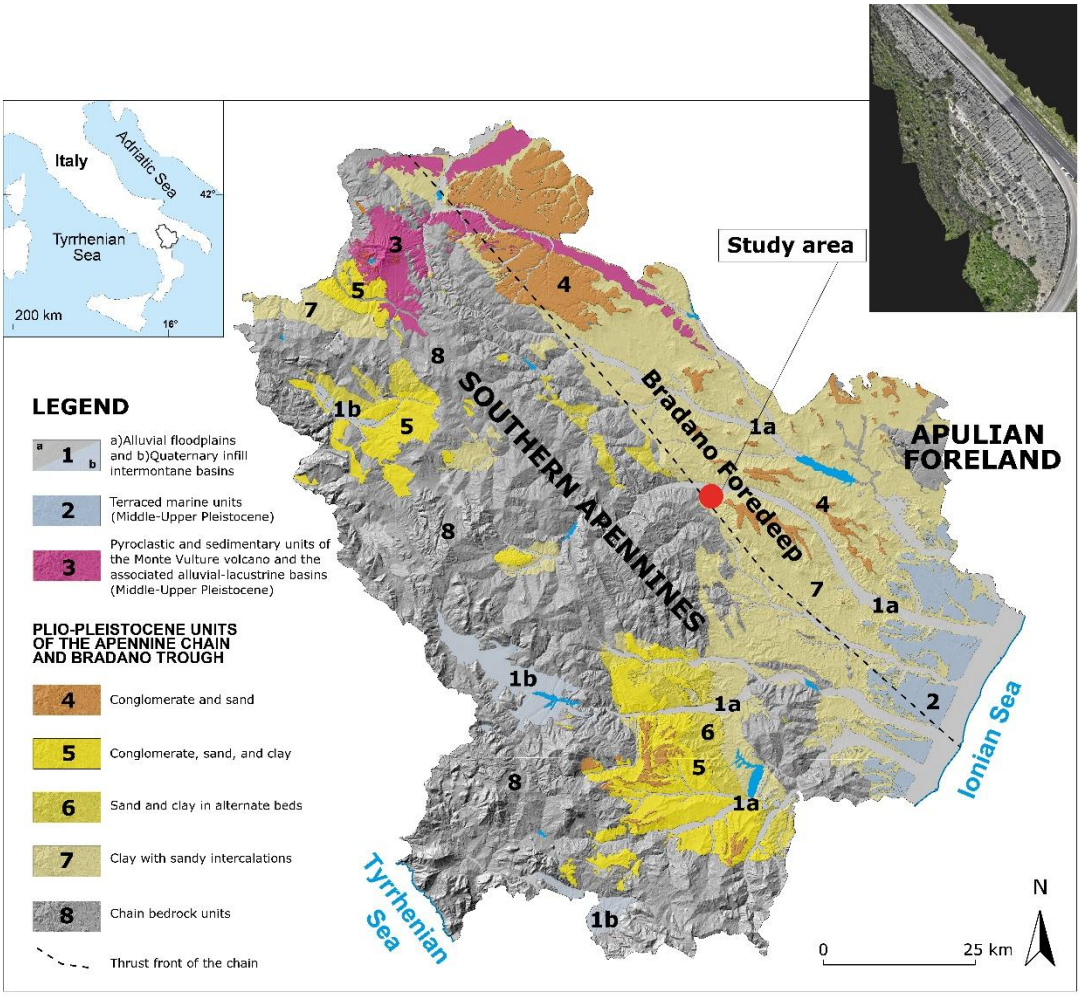


Figura 72 – Collocazione del versante antropico in località scalo ferroviario Grassano-Garaguso. Sketch map geologica regionale. In alto ortofoto del sito acquisita da drone nel marzo 2025.

Il DEM 2025 (con risoluzione di 0,02 m) mostra un modesto range altimetrico (circa 251-282 m s.l.m.) coerente con un pendio unico, raccordato in basso a un'area di accumulo. La mappa delle pendenze evidenzia la dominanza delle classi 27-39,5° sul corpo del pendio; i valori più elevati (39,6-56,3° e localmente >56°) compaiono su scarpate e in corrispondenza delle incisioni (Fig. 73a,b). L'esposizione è fortemente direzionale, con trame sub-parallele che riflettono i riprofili antropici: i versanti elementari sono orientati radialmente rispetto alla direttrice di massima pendenza e si alternano con micro-superfici quasi piane. Il reticolo (fino al IV ordine) è fitto e regolare: numerosi rami di I-II ordine nascono dalle canalette trasversali e confluiscono in due-tre linee preferenziali di drenaggio verso il piede del versante, confermando elevata densità di incisioni effimere e connettività idrologica (Fig. 73c,d).

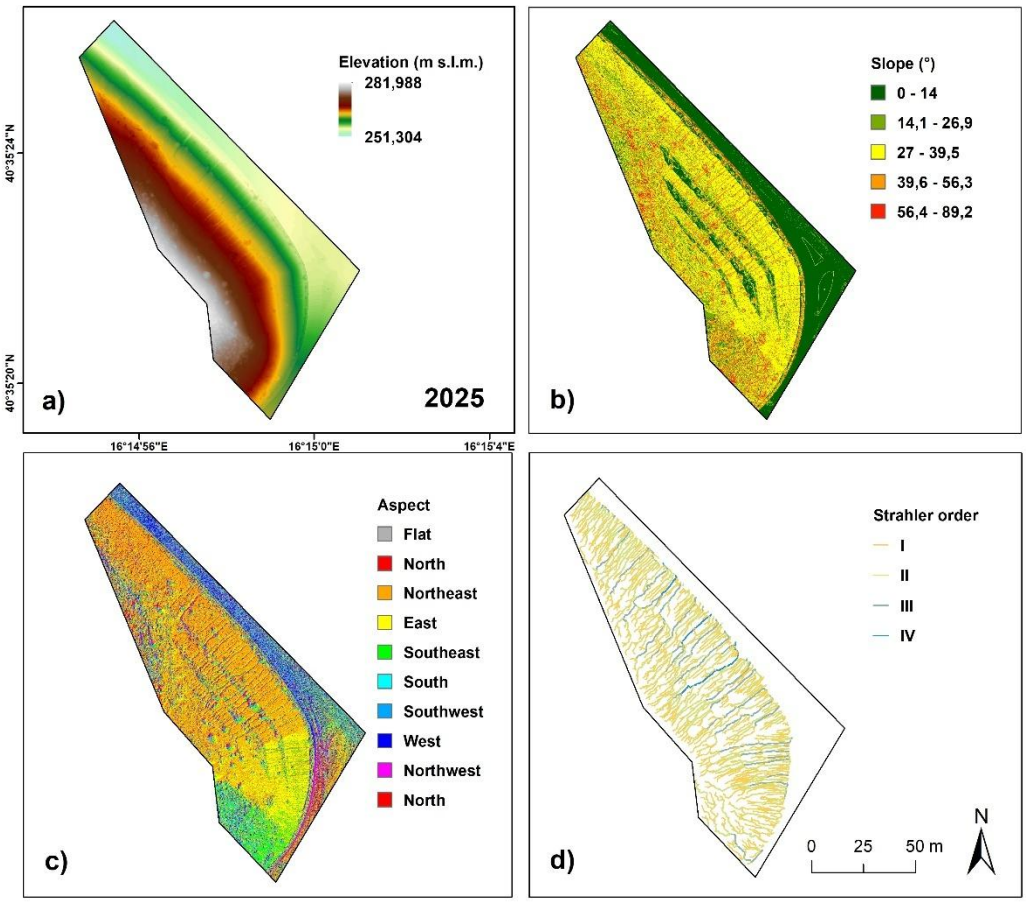


Figura 73 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c), reticolo idrografico (d) del versante antropico nel 2025.

La scarsa copertura vegetale (erbacea rada) riduce la protezione superficiale e, insieme alla pendenza, favorisce *sheet-wash*, formazione di *rills* e incisione lineare, con rapido convogliamento verso il piede. Localmente si osservano piccoli coni di sedimenti e apporti in blocchi.

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

La differenza tra i modelli (2025 e 2013) mostra un quadro dominato da perdite volumetriche (Fig. 74): è possibile osservare un'ampia diffusione di valori -0,1 / -0,5 m sul corpo del pendio, organizzati lungo le linee di deflusso e sulle scarpate; nuclei <-0,5 m nei tratti centrali delle incisioni principali e nei punti di convergenza, indicativi di erosione lineare accentuata, svuotamento delle canalette e fenomeni di arretramento locale; accumuli positivi (+0,2 / +0,3 m, più

rari) in corrispondenza di aree di sedimentazione e al piede del versante, coerenti con riempimenti colluviali e/o apporti/manutenzioni.

Nel complesso il DoD restituisce un bilancio tendenzialmente negativo (prevalenza di erosione) con redistribuzione *cut-fill* tipica di un pendio gestito: il materiale mobilizzato nei solchi viene parzialmente intrappolato su gradini/berme e trasferito verso il piede.

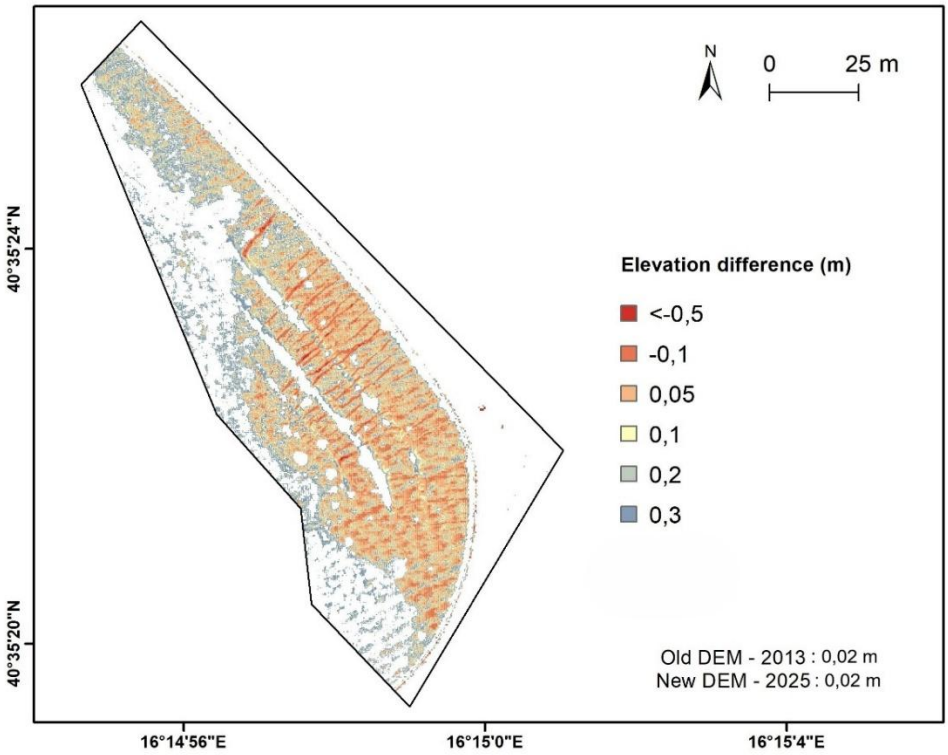


Figura 74 – DoD calcolato tra il DEM Lidar 2013 e il DEM UAV 2025.

Topographic Position Index (TPI)

Il *Topographic Position Index* calcolato per il 2025 (Fig. 75) mette in risalto una micro-morfologia molto organizzata, con valori negativi di TPI (<-0,03 / -0,01 m) lungo canalette e *rill*, continui per tutto il versante; TPI vicino allo zero sulle superfici di transizione; TPI positivo (≥0,05 fino >0,1 m) su cordoli e piccoli rilievi interfluviali artificiali.

Il pattern del TPI è perfettamente coerente con il DoD: le zone concave fungono da collettori attivi (erosione), mentre le superfici positive fungono da aree di temporanea raccolta di materiali e da soglie di rilascio verso valle. La fitta

rete di rami di I-II ordine e il contrasto TPI concavo/convesso indicano connettività elevata e tempi di risposta idrologica brevi. In assenza di manutenzione continua (ripresa delle canalette, soglie rallentanti, dissipatori), è attesa la progressiva incisione dei solchi principali con incremento dei trasporti solidi verso valle.

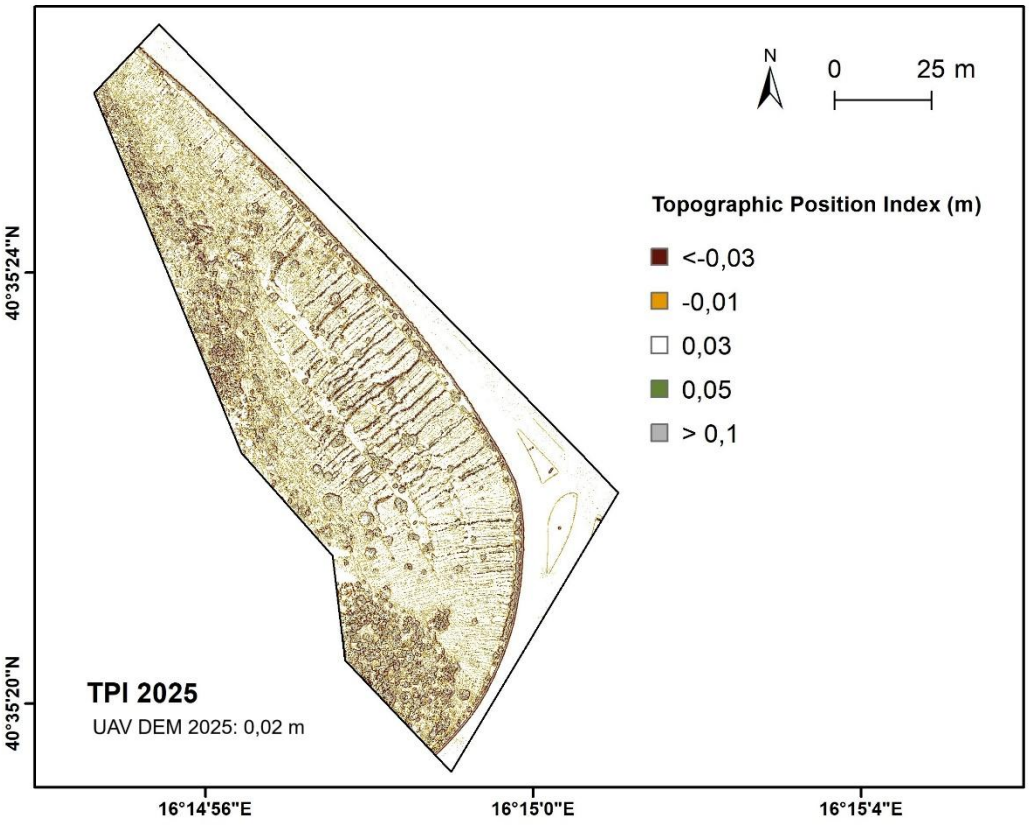


Figura 75 – TPI calcolato sul DEM del 2025.

6.3.6 Test-site: Versante calanchivo in località Grassano-Garaguso

L'area di studio è localizzata all'interno del bacino del Fiume Basento, in sinistra orografica, nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale. L'area di studio nei pressi dello scalo ferroviario Grassano-Garaguso rappresenta un versante calanchivo di circa 0,98 ha (0,01 km²; latitudine: 4495397, longitudine: 605514), con quota media pari a 257,8 m s.l.m. e pendenza media di 63,5°. Le litologie principalmente argillose (unità plio-pleistoceniche) a bassa coesione, sono soggette a fessurazione da essiccamento e disgregazione rapida per

imbibizione, e rappresentano il contesto tipico di paesaggi calanchivi (Fig. 76; cfr. A.8).

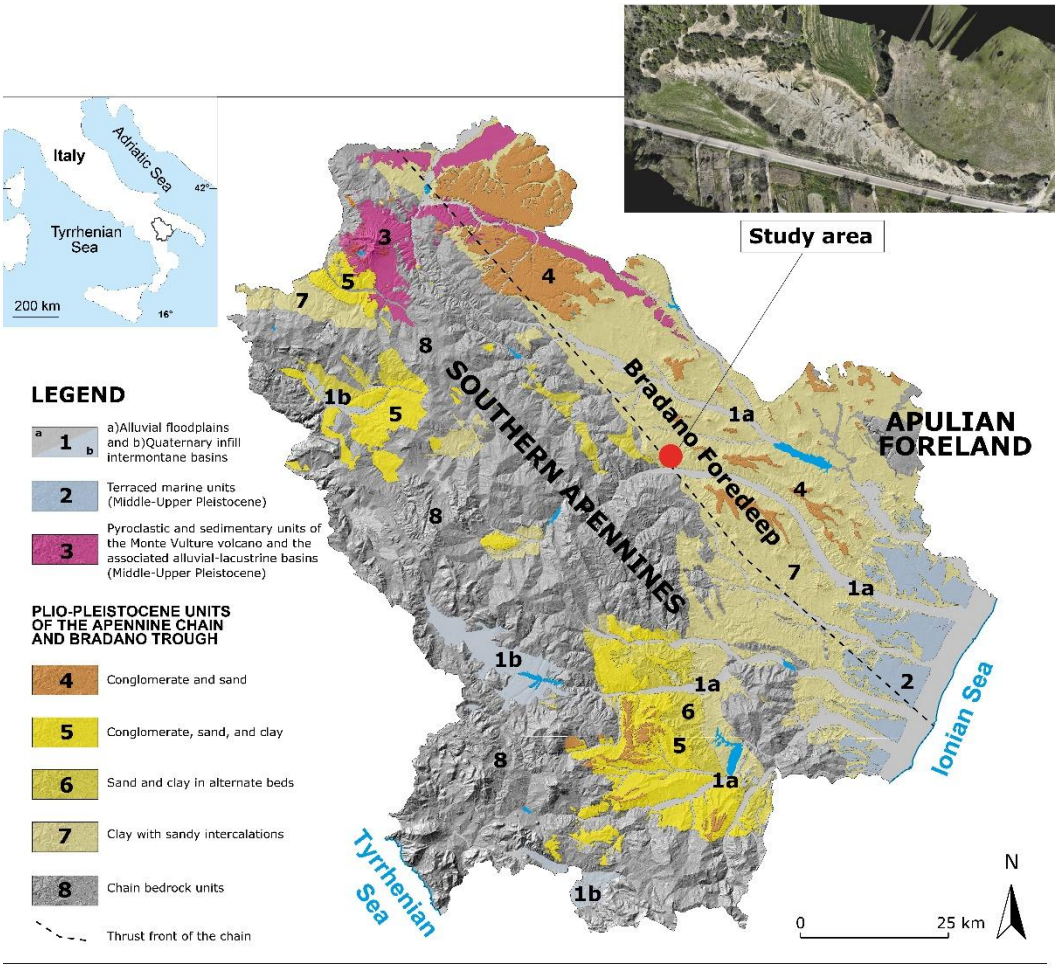


Figura 76 – Collocazione del versante a calanchi in località scalo ferroviario Grassano-Garaguso. Sketch map geologica regionale. In alto ortofoto del sito acquisita da drone nel marzo 2025.

Le mappe altimetriche e di pendenza (Fig. 77a,b) mostrano un versante allungato W-E con rilievo molto energico: nel 2013 le classi 45-66° e 66-86° sono già diffuse; nel 2025 la distribuzione si sposta leggermente verso classi più alte (54-66°, 66-78°, localmente >78°), effetto atteso sia di accentuazione dei solchi sia della maggiore risoluzione del DEM UAV (0,02 m) che cattura la micro-rugosità. L'aspect è dominato da esposizioni S-SW alternate a cordoni e creste sub-parallele; il reticolo estratto passa da un'organizzazione fino al IV ordine

(2013) a fino al V ordine (2025) con fitte ramificazioni di I-II ordine, indice di connettività elevata e dissezione avanzata tipica dei calanchi (Fig. 77c,d).

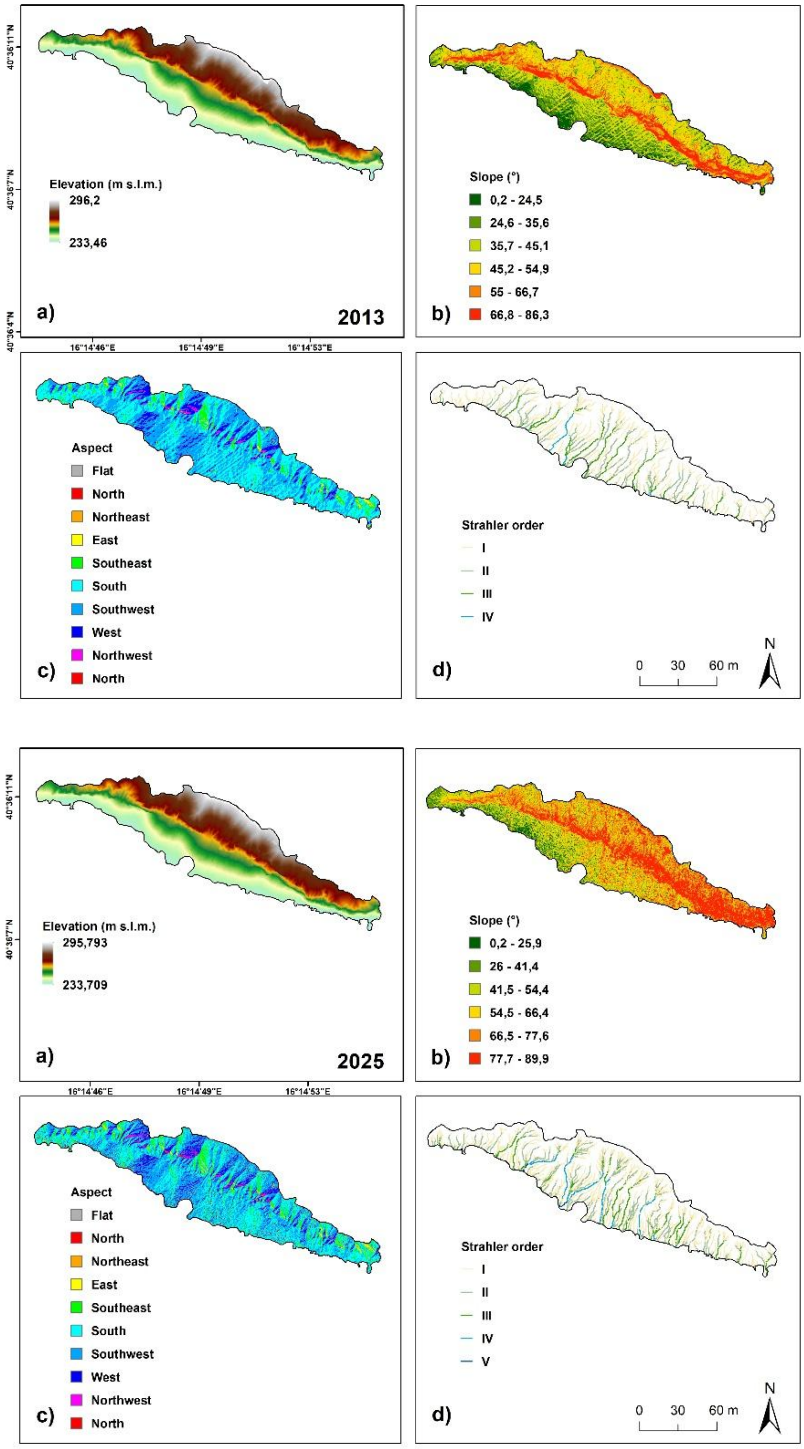


Figura 77 – Mappe tematiche relative a: elevazione (a), pendenza (b), esposizione (c), reticolo idrografico (d) dell'area calanchiva nel 2013 e nel 2025.

Il versante evolve secondo una dinamica tipica dei calanchi attivi, pur tenendo conto degli effetti di scala e della vegetazione, l'insieme di DoD, TPI e della cartografia tematica converge verso un quadro di dissezione crescente e connettività elevata: erosione lineare e regressione delle scarpate dominano le parti alte e medie, mentre accumulo colluviale e riempimenti si concentrano lungo i canali principali e al piede del versante. L'incremento apparente della densità del reticolo e delle pendenze maggiori nel 2025, insieme al DoD, indica un sistema ad elevata efficienza di trasferimento del materiale eroso, poiché il sedimento mobilizzato sui fianchi viene rapidamente trasferito verso l'asse dei canali principali e redistribuito più a valle. Eventi piovosi intensi e la scarsa copertura vegetale stagionale favoriscono la risposta rapida dell'area.

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

Il DoD mette in evidenza un pattern a bande lungo la massima pendenza, con erosione prevalentemente sui fianchi dei calanchi e lungo i solchi principali e accumulo in fondovalle e in alcune aree mediane/piede (Fig. 78): valori negativi diffusi (-0,07 / -0,2 m, con valori locali <-0,7 m) seguono le incisioni e i bordi delle creste, indicando approfondimento dei *rills*/*gullies* e arretramento delle scarpate; valori positivi (+0,2 / +1 m) compaiono nei tratti di convergenza e al piede del versante, coerenti con riempimenti colluviali e/o possibile migrazione laterale dei microcanali con deposizione centrale.

Focus area (a). Nel riquadro di dettaglio (Fig. 78) il segnale è particolarmente netto: fasce erosive lungo i margini del canale principale e delle micro-creste (fino a <-0,7 m), contrapposte ad aree positive al piede del solco e nella porzione mediana (fino a circa +1 m). Questo pattern indicherebbe erosione laterale con trasferimento del sedimento verso l'asse del canale principale e raccolta temporanea a valle, coerente con una connessione efficace tra versanti elementari e reticolo.

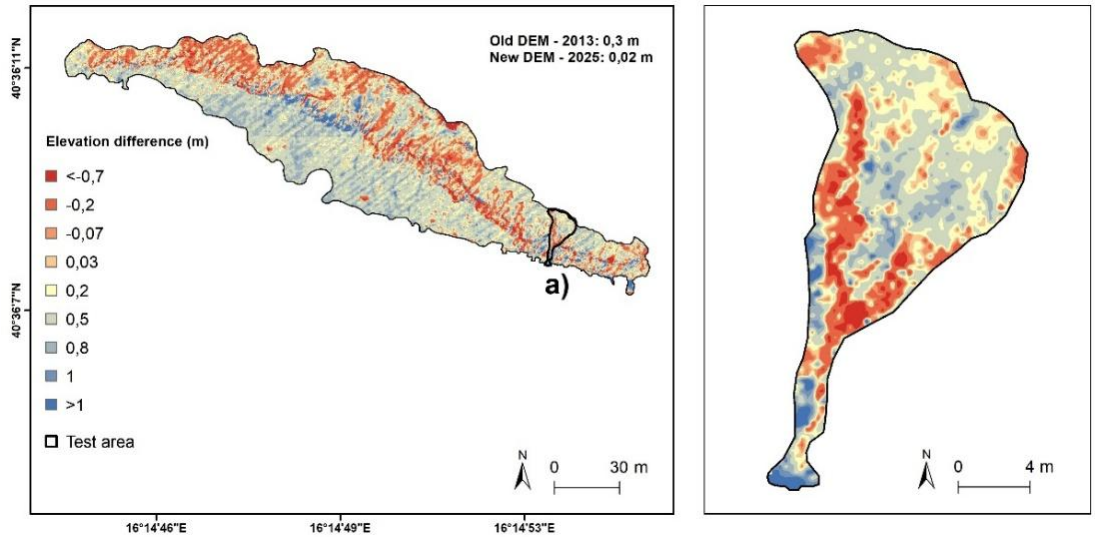


Figura 78 – DoD calcolato tra il DEM Lidar 2013 e il DEM UAV 2025, con focus di un'area-campione (a) nel frame a destra.

Topographic Position Index (TPI)

Il TPI 2013 (Fig. 79) evidenzia un'alternanza marcata di elementi concavi (solchi) e convessi (creste intercalanchive) con valori negativi <-0,12 e -0,06, e positivi da 0,1 fino a 1,5. Nel TPI 2025 le stesse strutture risultano ancora più fini e continue, con TPI negativo lungo i solchi attivi (<-0,8 fino a -0,06) e TPI positivo su aree convesse (+0,2 fino a +1,5); il contrasto concavo/convesso risulta accentuato e coerente con i pattern del DoD, confermando l'incremento della dissezione e della connettività idrologica.

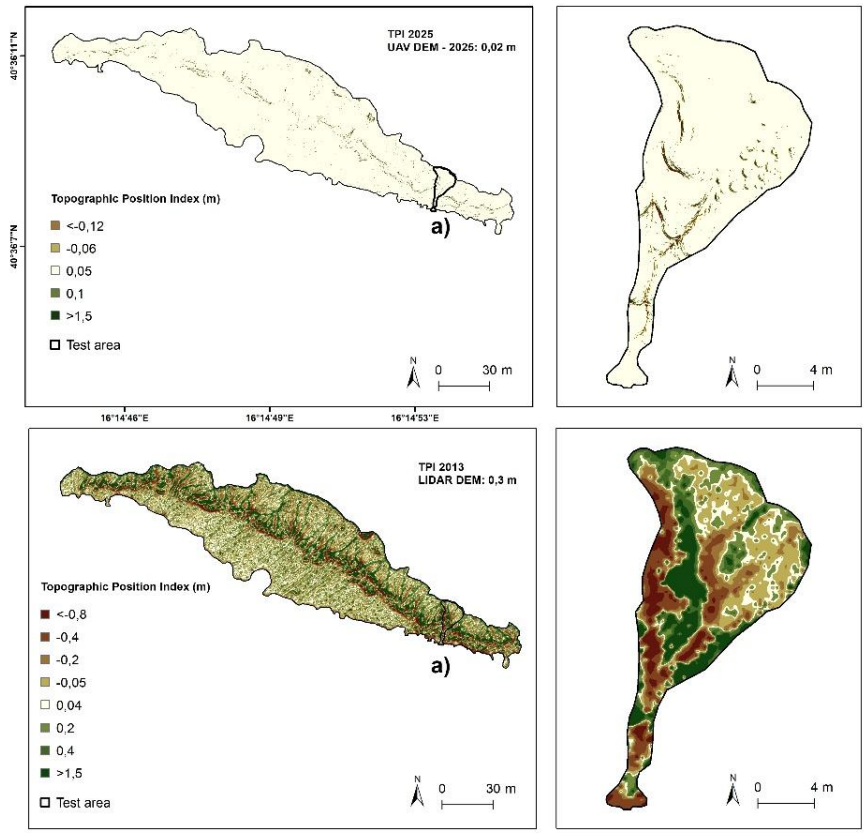


Figura 79 – TPI calcolato per il 2013 e il 2025, con focus nel frame a destra su un'area-campione (a).

6.3.7 Misure dirette tramite sediment traps

Per la quantificazione diretta dei flussi di sedimento sono state installate, il 20 ottobre 2025 e il 1° novembre 2025, sette trappole per sedimenti in cinque siti rappresentativi dei diversi contesti morfologici indagati: cava in argilla in località Macchia del Cerro (n.2), versante antropico (n.1) e versante calanchivo (n.1) nei pressi della stazione ferroviaria Grassano-Garaguso, porzione superiore del bacino di Fosso di Salati (n.2) e taglio antropico nei pressi di S. Maria d'Irsi sulla strada statale SS655 (n.1). Tutte le trappole sono state realizzate secondo due tipologie principali (*open top grid* e *fixed top grid*), posizionate perpendicolarmente alla direzione di deflusso, leggermente incassate nel terreno e con bordi sigillati per ridurre al minimo i bypass laterali. Le coordinate sono state rilevate in ETRS89 / UTM 33N (EPSG:25833) per consentire l'integrazione

nel database GIS e la corretta associazione ai sottobacini e alle unità morfologiche di riferimento.

Nel sito della cava in argilla in località Macchia del Cerro sono state installate due *sediment traps* (Fig. 80; cfr. Appendice A.6). La prima, di tipo *open top grid* (X = 604948,291 m; Y = 4493737,155 m), è collocata al piede della scarpata del versante esposto a E-SE, in un settore caratterizzato da fitta rete di *rills* e da apporto per caduta di materiale fine: questa configurazione consente di intercettare il contributo combinato di ruscellamento concentrato e distacchi superficiali diffusi. La seconda, di tipo *fixed top grid* (X = 605010,587 m; Y = 4493821,303 m), è installata sul versante esposto a S, in prossimità del corpo di frana evidenziato dall'analisi multitemporale e dal cono di accumulo associato; la sua posizione è mirata a misurare il contributo da distacchi gravitativi, deflusso concentrato lungo discontinuità e fessure, *piping* e micro-nicchie di distacco. L'assetto dei versanti e della rete drenante rende questi due punti recettori rappresentativi dei processi erosivi dominanti nel sito (erosione lineare su versante esposto a E e instabilità gravitativa su quello esposto S).

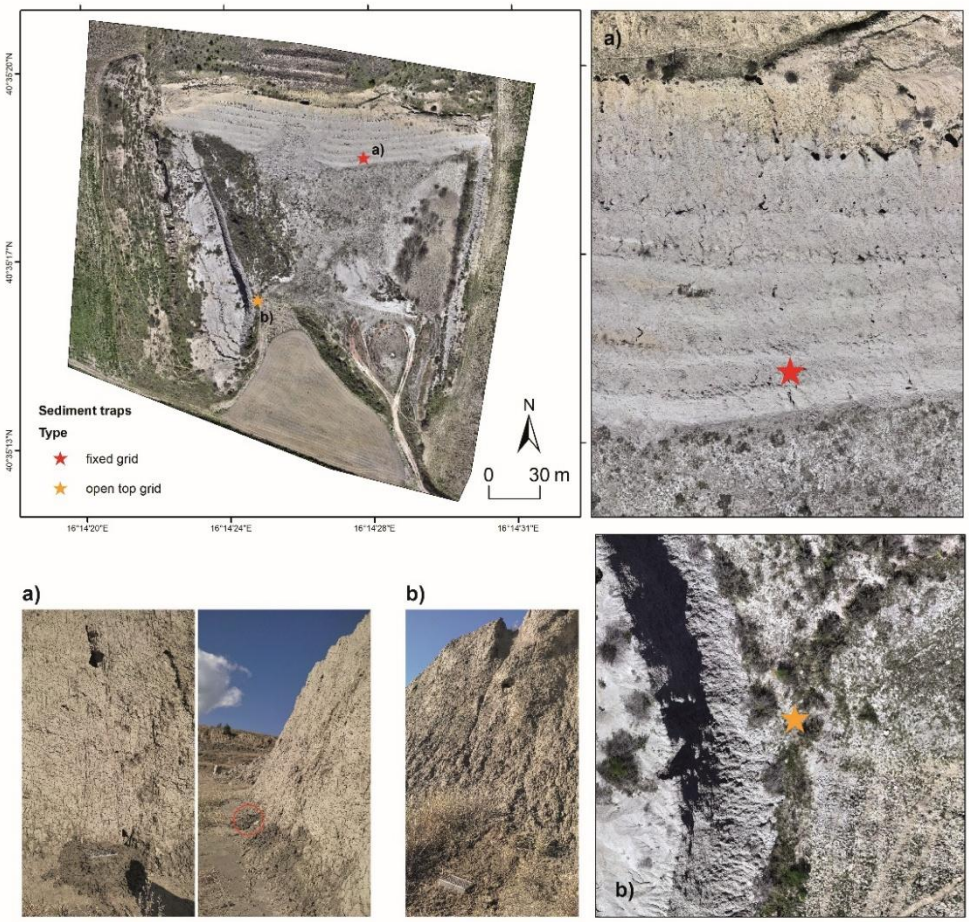


Figura 80 – Trappole per sedimenti installate alla base del versante con esposizione S (a), e alla base del versante con esposizione E-SE (b).

Sul versante antropico di Grassano-Garaguso, in corrispondenza del pendio artificialmente rimodellato a monte dello scalo ferroviario, è stata installata una *sediment trap* di tipo *open top grid* (X = 605770,903 m; Y = 4493924,581 m), anch'essa il 20/10/2025. La trappola è localizzata al piede del settore con esposizione prevalente a E, in corrispondenza di *rills* e *interrills* individuati dal DTM e dalla rete idrografica estratta e gerarchizzata (Fig. 81). La collocazione massimizza l'intercettazione dei flussi convogliati dalle canalette e dalle incisioni trasversali e consente di stimare la risposta evento-trasporto del versante antropico in termini di erosione concentrata e ridistribuzione colluviale a breve raggio.

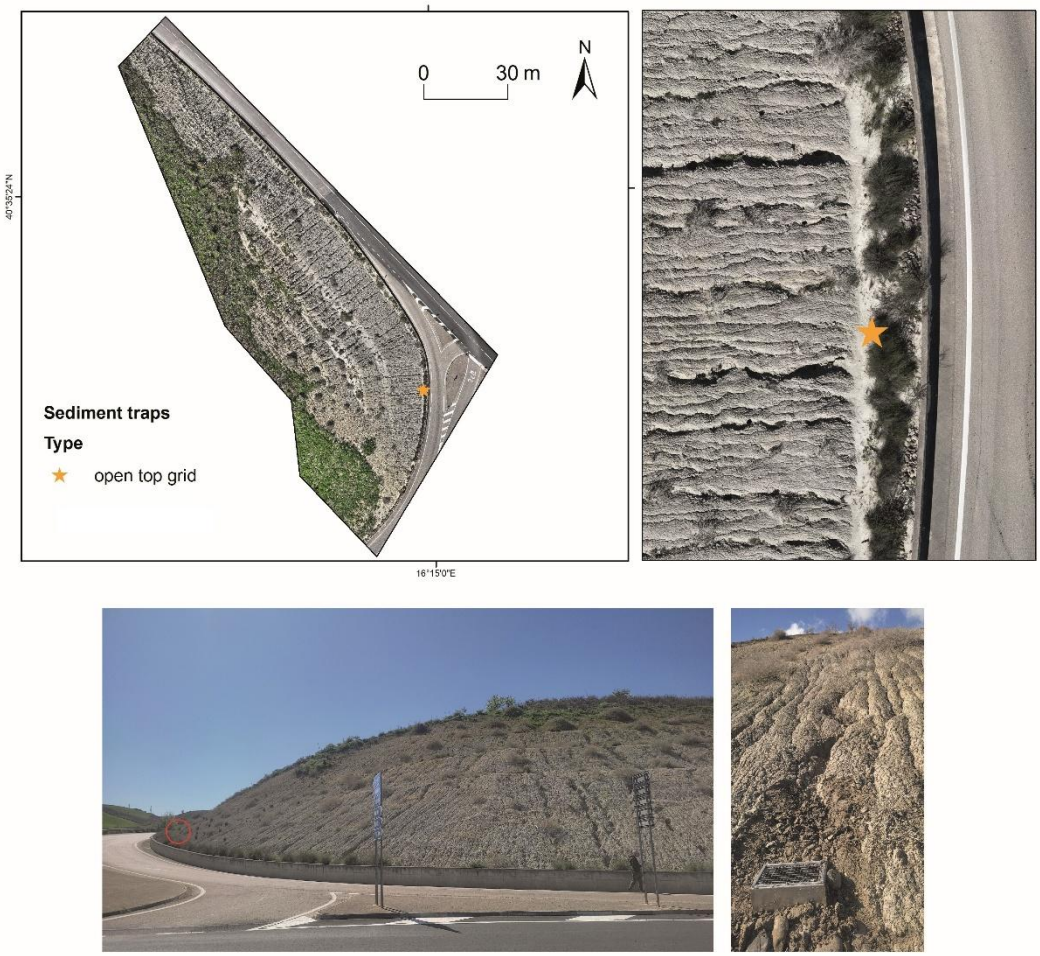


Figura 81 – Collocazione della trappola per sedimenti alla base del versante esposto a E.

Nel versante calanchivo a monte di Grassano-Garaguso, per quantificare i flussi di materiale mobilizzato da *rills*/*gullies* è stata installata una trappola di tipo *fixed top grid* (X = 605572,016 m; Y = 4495349,704 m) al piede del settore orientale del versante, con esposizione prevalente S-SE, in corrispondenza della confluenza di rami di I-II ordine (Fig. 82). Anche in questo caso la trappola è posizionata perpendicolarmente al flusso e leggermente incassata. La posizione massimizza l'intercettazione del trasporto in uscita dal pendio e consente di riferire i volumi raccolti al reticolo calanchivo sovrastante. Nel tratto basale del sito la presenza di vegetazione erbacea a ciuffi e piccoli cespugli può intrappolare una quota del sedimento prima che raggiunga la trappola, aumentando localmente l'accumulo o deviando i colamenti (*bias* di cattura); i volumi misurati saranno quindi interpretati come stima prudenziale del trasporto potenziale in condizioni di scarsa copertura.

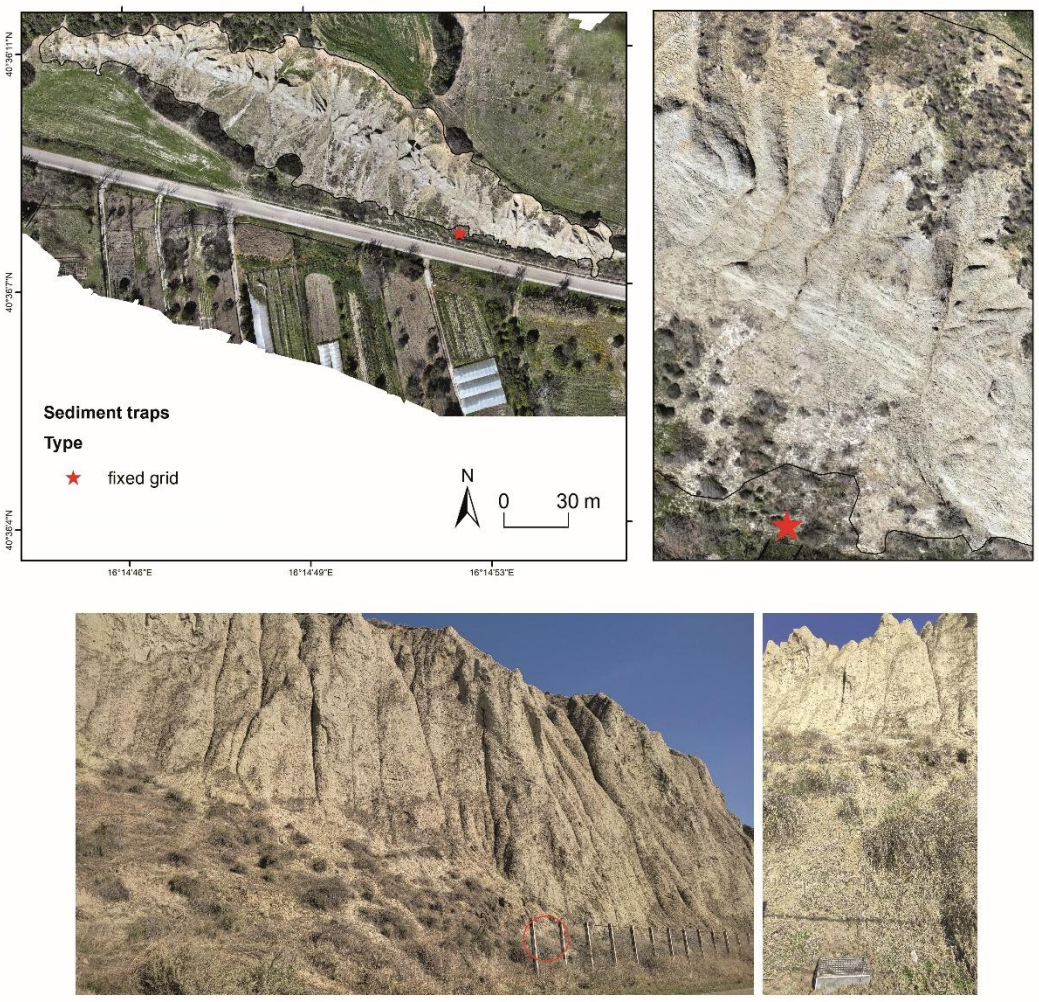


Figura 82 – Collocazione della trappola per sedimenti alla base del versante a calanchi.

Sul versante nei pressi di S. Maria d'Irsi il 1° novembre 2025 è stata installata una *sediment trap* di tipo *fixed grid* in un settore intermedio del versante (X = 617671,08 m; Y = 4506363,19 m), caratterizzato da vegetazione rada, coltre colluviale al piede e interessato da processi di erosione accelerata e da incisioni effimere. La trappola è stata posata in corrispondenza della zona di convergenza dei deflussi superficiali e del materiale mobilizzato lungo i *rills*, in modo da campionare il trasporto solido in uscita dal versante e valutarne la risposta agli eventi critici anche in relazione al tipo di vegetazione presente (Fig. 83). L'installazione in questo sito completa la copertura dei principali contesti di tipo antropico selezionati per questo studio.

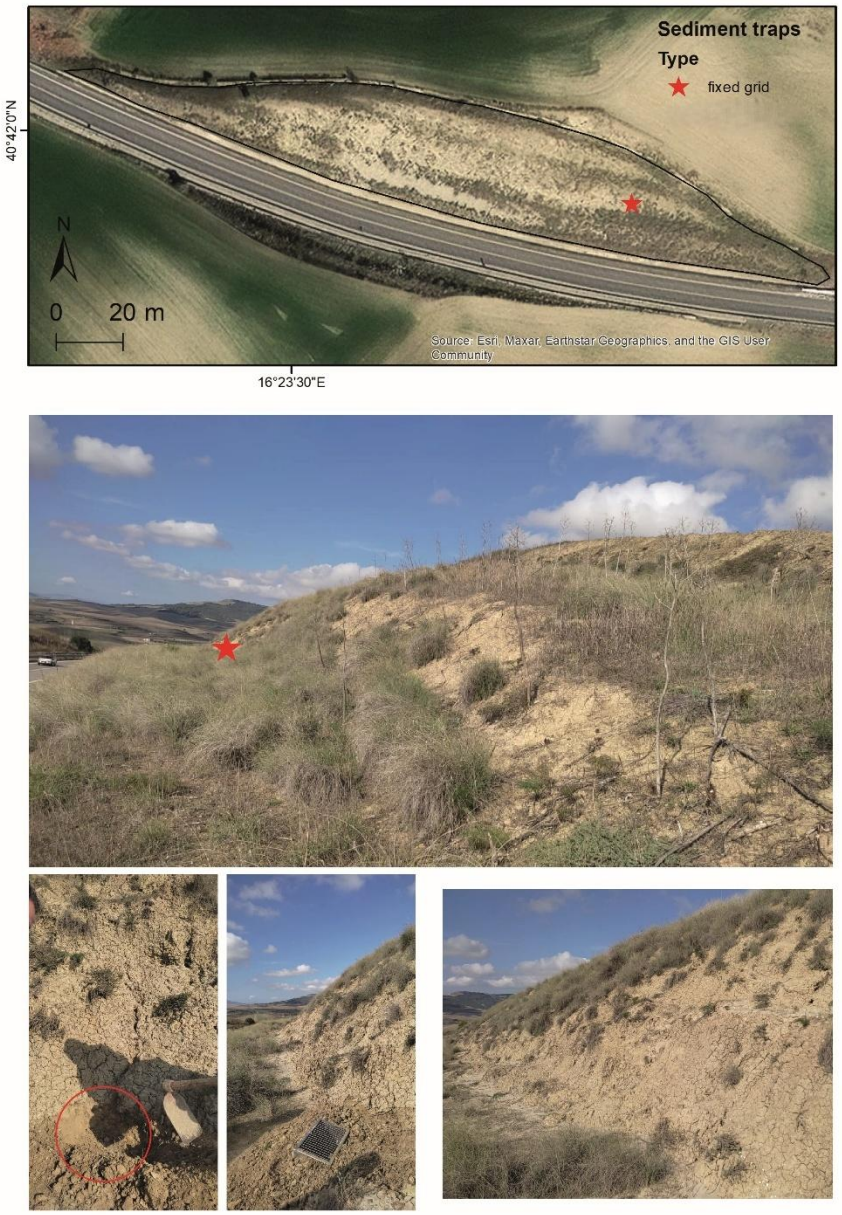


Figura 83 – Collocazione della trappola per sedimenti alla base del settore intermedio del versante.

Nella porzione alta del bacino di Fosso di Salati, in sinistra orografica, sono state installate due *sediment traps* in sequenza lungo il profilo di versante in data 1° novembre 2025 (Fig. 84).

La prima trappola, di tipo *open top grid* (a), è collocata in corrispondenza della prima rottura di pendenza del versante, dove la scarpata passa da un tratto marcatamente acclive a un settore più dolce (X = 637535,63 m, Y = 4496883,19 m). Il tratto più acclive coincide con la zona a massima densità di *rills* e micro-*gullies*, che incidono il materiale argilloso formando un reticolo fitto e

gerarchizzato; la copertura vegetale è costituita da ciuffi erbacei molto radi, che lasciano ampie porzioni di suolo nudo. La trappola è posizionata perpendicolarmente alla direzione di deflusso con bordi sigillati, leggermente incassata nelle coltri colluviali depositate al piede della scarpata, in modo da intercettare il contributo combinato di ruscellamento concentrato e di piccoli distacchi superficiali provenienti dall'intero tratto superiore del pendio.

La seconda trappola, di tipo *fixed grid* (b), è stata installata qualche decina di metri più a valle, in un settore in cui le pendenze si riducono lievemente (X = 637519,52 m, Y = 4496864,38 m). Qui convergono diversi solchi ed incisioni effimeri, che concentrano il trasporto solido verso i canali di primo ordine del bacino. La vegetazione è ancora spontanea e rada, con ciuffi e arbusti isolati che non sono in grado di interrompere la connettività idrologica. In questa posizione la trappola intercetta il flusso integrato di sedimento esportato dai *rills* e dai *gullies* più a monte, permettendo di confrontare il segnale di erosione su diversi range di pendenza.

Per la gestione del monitoraggio e l'interpretazione dei dati raccolti dalle trappole per sedimenti è stato adottato un criterio basato sul controllo delle precipitazioni registrate dalle stazioni pluviometriche più prossime ai siti di studio. In particolare, la stazione Grassano SP è stata assunta come riferimento per la cava, il versante antropico e il versante calanchivo nei pressi della stazione ferroviaria Grassano-Garaguso, mentre le stazioni di Matera, Bradano a S. Lucia e Irsina sono state utilizzate rispettivamente per il bacino di Fosso di Salati (le prime due) e per il versante nei pressi di S. Maria d'Irsi. I dati di pioggia a passo fine (cumulata su 20 minuti) consentono di quantificare l'intensità degli eventi potenzialmente in grado di innescare trasporto solido significativo e di decidere l'opportunità di uscite di campo per il campionamento.

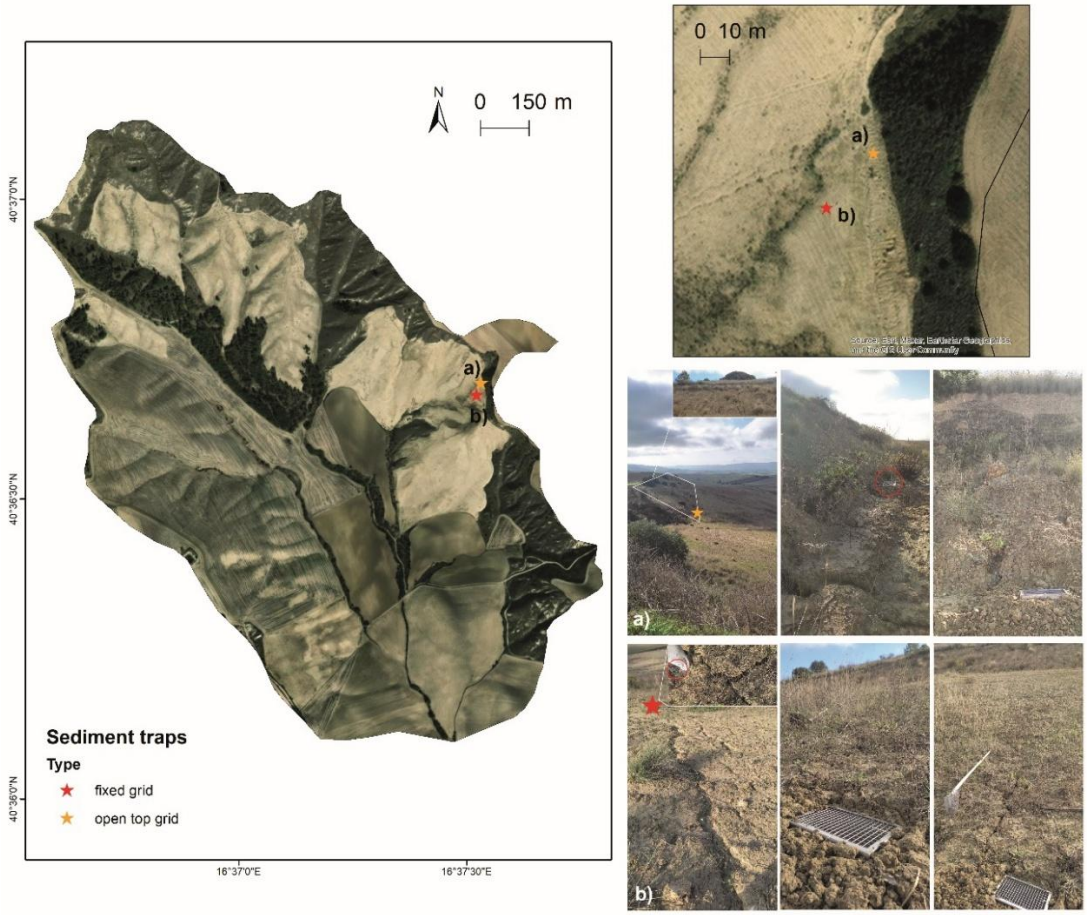


Figura 84 – Collocazione delle trappole per sedimenti a) e b) nella porzione superiore del bacino di Fosso di Salati.

La tabella 30 riporta i massimi di pioggia cumulata su 20 minuti registrati presso le stazioni pluviometriche di riferimento nelle settimane successive all'installazione delle trappole (a partire dal 21/10), espressi anche come intensità media oraria equivalente (mm/h), calcolata come:

$$I = P20 * 60/20 = P20 * 3$$

Tabella 30 – Eventi significativi di precipitazione registrati in un intervallo di 20 minuti nelle settimane successive all'installazione delle sediment traps, a partire dal 21/10/2025.

Stazione	Periodo inizio	Periodo fine	Data/ora max 20min	Pioggia giornaliera (mm)	Pioggia 20min max (mm)	Intensità 20min max (mm/h)
Irsina	01/11/2025 00:00	08/12/2025 23:59	09/11/2025 19:01	28,2	5	15
			04/12/2025 04:05	40,6	3,2	9,6
Bradano a S. Lucia	01/11/2025 00:00	08/12/2025 23:59	09/11/2025 18:32	47,3	33,6	100,8
			04/12/2025 06:57	75,3	17	51
Grassano SP	21/10/2025 01:00	08/12/2025 23:59	09/11/2025 18:15	35,8	10,8	32,4
			03/12/2025 22:33	25,8	2,8	8,4

A seguito dell'evento meteorico di maggiore intensità registrato nell'area il 9 novembre 2025, il 13 novembre 2025 è stato effettuato il sopralluogo post-evento per la verifica delle trappole di sedimento (tab. 31). Nel sito del Fosso di Salati, la trappola più a valle (posta all'outlet del *rill*) ha evidenziato un quasi completo riempimento: rispetto alle dimensioni nominali 40 × 30 × 25 cm, per una capacità di 30000 cm^3 (30,0 L), è stato misurato un vuoto residuo di circa 2,8 cm in altezza. Il volume di materiale intrappolato è quindi pari a 26640 cm^3 (26,64 L, ossia ~ 88,8% della capacità della trappola). La risposta morfologica in sito è coerente con il segnale pluviometrico, con solchi nettamente approfonditi (Fig. 85).

Tabella 31 – Sintesi delle trappole installate e dei volumi raccolti a seguito di un singolo evento di precipitazione.

X	Y	Tipo	Sito	Data di installazione	Data di monitoraggio	Data evento PRCP	Max PRCP (20 min) mm	Volume (cm^3)
605770,903	4493924,581	open top grid	**Grassano–Garaguso — versante antropico**	20/10/2025	13/11/2025	09/11/2025	10,8	-
604948,291	4493737,155	open top grid	**Cava Macchia del Cerro**	20/10/2025	13/11/2025	09/11/2025	10,8	-
605010,587	4493821,303	fixed grid	**Cava Macchia del Cerro**	20/10/2025	13/11/2025	09/11/2025	10,8	-
605575,163	4495127,693	fixed grid	**Grassano–Garaguso — versante calanchivo**	20/10/2025	13/11/2025	09/11/2025	10,8	-
637535,63	4496883,188	open top grid	**Sottobacino Fosso di Salati**	01/11/2025	13/11/2025	09/11/2025	33,6	-
637519,522	4496864,382	fixed grid	**Sottobacino Fosso di Salati**	01/11/2025	13/11/2025	09/11/2025	33,6	26640,0
617671,079	4506363,186	fixed grid	**Taglio antropico SS655 (S. Maria d'Irsi)**	01/11/2025	13/11/2025	09/11/2025	5	-

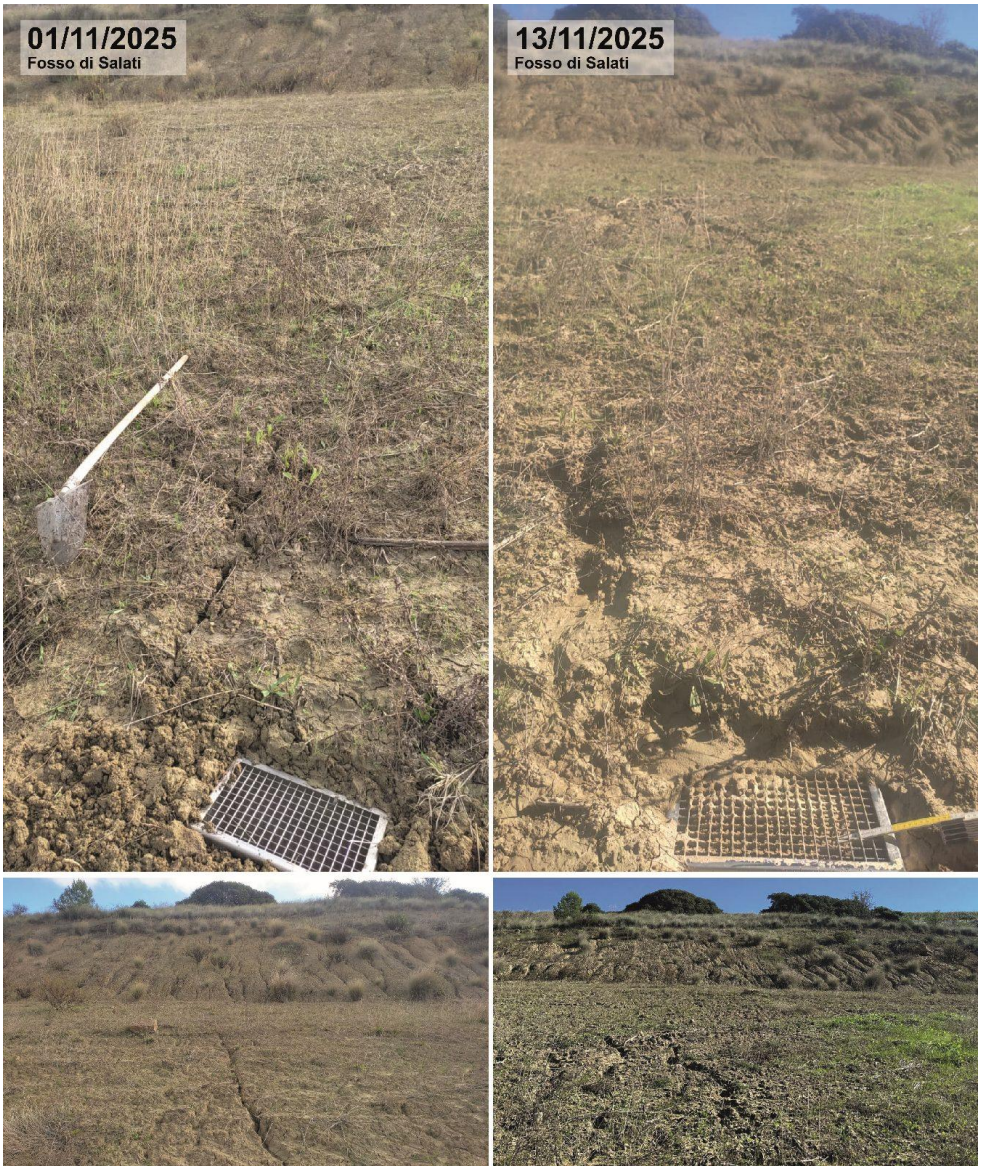


Figura 85 – Risposta morfologica nel bacino di Fosso di Salati all'evento pluviometrico del 9 novembre 2025.

Negli altri siti monitorati le trappole hanno presentato modeste quantità di fango e acqua e, anche nell'area di S. Maria d'Irsi, dove è stato registrato il valore più basso di precipitazione (picco massimo di 5 mm in 20 min) rispetto agli altri siti, sono stati osservati approfondimenti dei solchi (Fig. 86), sebbene di entità inferiore rispetto al sito di Fosso di Salati. Nel complesso, l'assetto dei dati e delle evidenze morfologiche indica una risposta erosiva a dominanza di singolo evento, che ha portato a superare le soglie di innesco del ruscellamento concentrato e a generare il trasporto solido osservato.

Figura 86 – Risposta morfologica nell'area di S. Maria d'Irsi a seguito dell'evento di precipitazione del 9 novembre 2025.

6.4 Siti campione in Aragona (Spagna): studio dell'erosione accelerata

Un ulteriore livello di approfondimento ha riguardato il confronto con due aree campione individuate nella Comunità Autonoma di Aragona (Spagna), nel bacino del Fiume Ebro. Sono stati in particolare analizzati i due *test-sites* dell'area semi-umida nei pressi di Araguás de Solano, nella fascia pre-pirenaica, e di quella semi-arida degli Aguarales de Valpalmas, scelti come casi studio rappresentativi per indagare le dinamiche geomorfologiche nei paesaggi mediterranei (Fig. 86).

Figura 86 – Localizzazione dei test sites nella Comunità Autonoma di Aragona (Spagna nord-orientale).

6.4.1 Test-site: Torrente Rebullesa (settore calanchivo)

Il bacino idrografico del Torrente Rebullesa costituisce una delle due aree rappresentative della Spagna nord-orientale selezionate per il presente studio. È situato nella cosiddetta Depressione Interna (Fig. 87), una delle principali unità strutturali dei Pirenei centro-occidentali spagnoli (García-Ruiz et al., 1990).

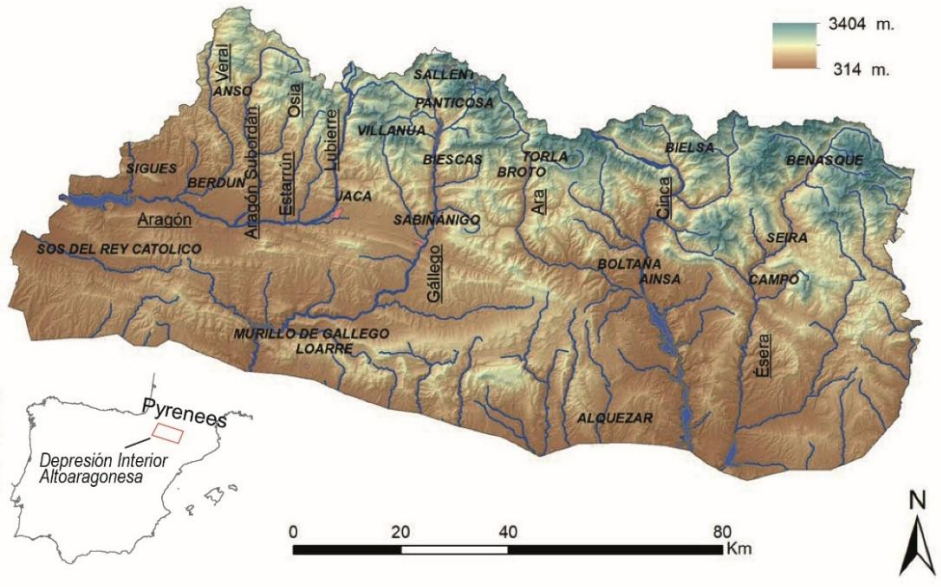


Figura 87 – Localizzazione della Depressione Interna Altoaragonese (Pirenei centro-occidentali). Modif. da García-Ruiz & Lasanta, 2018.

Questa depressione morfostrutturale, orientata ovest-est, si estende per circa 70 km a un'altitudine compresa tra i 500 e gli 800 m s.l.m., e poggia prevalentemente su marne eoceniche con intercalazioni di strati sabbiosi. Il drenaggio principale dell'area è affidato ai fiumi Aragón e Gállego, entrambi affluenti del fiume Ebro.

Il bacino del Torrente Rebullesa si trova circa 9 km a nord-ovest della città di Jaca e copre un'area di circa 45 ettari. L'altitudine varia dai 1200 m s.l.m. nei punti più alti fino ai circa 780 m s.l.m. all'outlet del bacino del Fiume Lubierre (Fig. 88; Nadal-Romero et al., 2007, 2008a, 2008b).

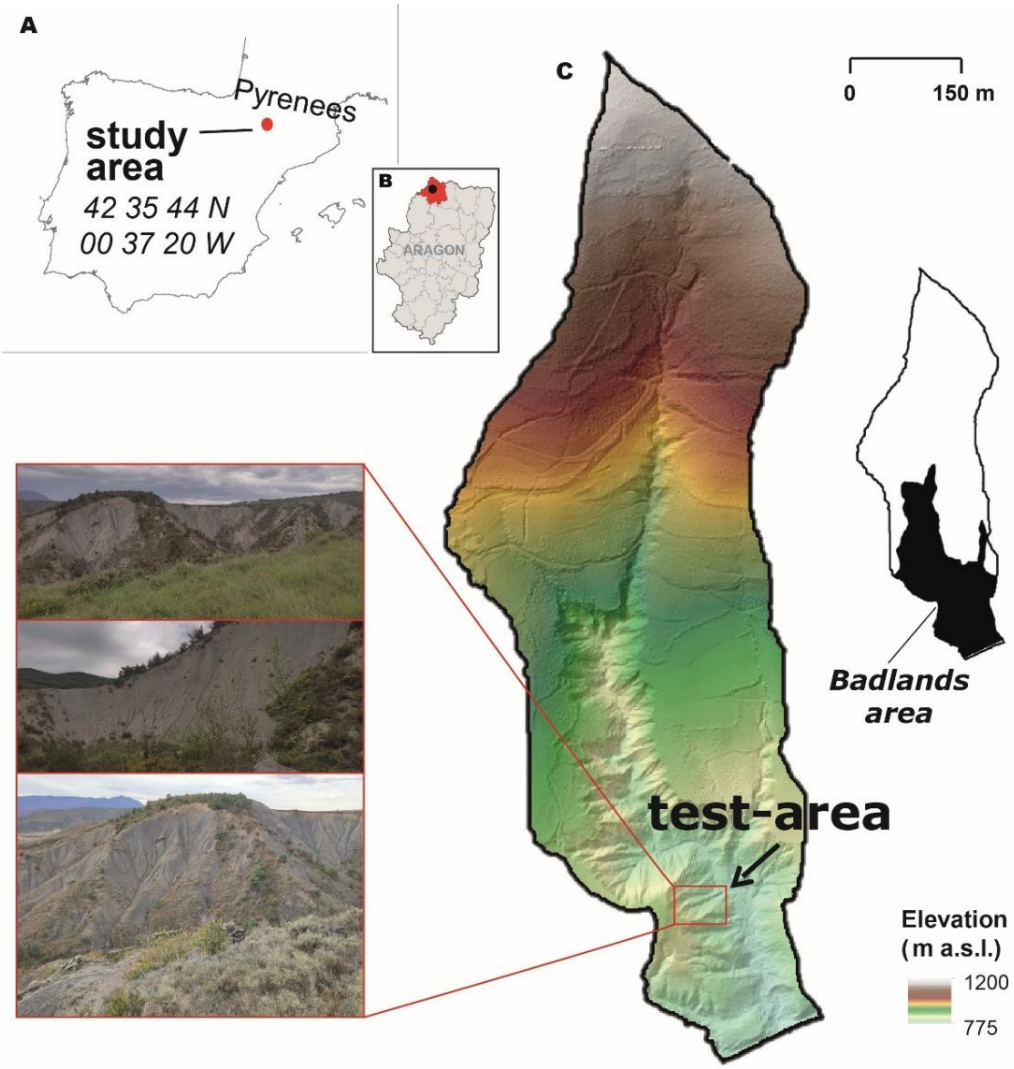


Figura 88 – Localizzazione dell'area di studio del bacino del Torrente Rebullesa e dettaglio del sito-campione. Foto del 08/05/2025.

Durante il Quaternario, la formazione di terrazzi fluviali e pedemontani ha modellato un rilievo relativamente dolce, localmente inciso da aree calanchive. Attualmente, queste ultime occupano un'area di circa 15 km² tra Sabiñánigo e il bacino di Yesa (pari al 2,6% dell'intera area; Nadal-Romero et al., 2004).

Nel bacino del torrente Rebullesa, il settore caratterizzato da morfologie calanchive rappresenta la porzione morfologicamente più attiva del versante, concentrata nella parte meridionale del bacino (quota ~775-900 m s.l.m.) dove affiorano le marne. L'assetto geomorfologico varia in funzione dell'esposizione: i versanti rivolti a nord, che rappresentano circa il 60% dell'area totale dei *badlands* (5,1 ha), presentano densità di drenaggio maggiore e pendenze più elevate (fino al 25%) rispetto ai versanti meridionali (3,4 ha). Nella parte superiore del bacino, caratterizzata dalla presenza di flysch con alternanza di marne e arenarie sottili, l'erosione per ruscellamento superficiale rappresenta il processo dominante. Qui frane superficiali possono evolvere in debris flow (Lorente et al., 2002).

Dal punto di vista climatico, l'area presenta una marcata stagionalità ed è definita come appartenente al tipo "montano sub-mediterraneo" (Creus & Gil, 2001), in quanto influenzata sia dal regime mediterraneo che da apporti atlantici e continentali. Le precipitazioni medie annue si attestano tra i 720 e gli 800 mm, con massimi in primavera e autunno, e frequenti episodi convettivi intensi durante l'estate (Beguería & Vicente-Serrano, 2006). L'inverno non è completamente asciutto (circa 180 mm), grazie a piogge e nevicate di breve durata provenienti dai fronti settentrionali. La temperatura media annua si aggira intorno ai 10 °C, con minime che possono scendere fino a -14 °C e massime superiori ai 30 °C.

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

Il confronto tra i modelli digitali del terreno ottenuti da dati TLS nel 2012 (DEM *t*0) e nel 2022 (DEM*t*1) ha consentito di calcolare un *DEM of Difference* (DoD 22-12) in un'area campionata nel settore meridionale del bacino (all'interno dell'area calanchiva), da cui emerge un quadro di forte riequilibrio morfodinamico in un intervallo relativamente breve caratterizzato, a scala di bacino, da una prevalenza di processi di erosione (Fig. 89).

La mappa DoD mostra una prevalenza di valori negativi (classi da -0,08 a -0,2 m e da -0,3 a <-1 m) distribuiti in modo diffuso sui fianchi incisi e sugli interfluvi, con alcuni *hotspot* erosivi in corrispondenza di tratti di canalizzazione principale e testate di impluvi. Queste zone a maggiore erosione (fino a oltre 1 m) indicano approfondimento dei solchi e arretramento laterale delle sponde dei canali effimeri, coerente con un'evoluzione verso una maggiore organizzazione del reticolo e con un aumento della connettività interna del versante. Le classi a debole erosione diffusa (-0,08 / -0,2 m) ricoprono larga parte delle superfici interfluviali, suggerendo un contributo continuo di processi di tipo *sheet-wash* e piccoli scorrimenti superficiali che alimentano in modo costante l'apporto solido verso i canali principali.

Le zone a valori positivi (0,04-0,3 m e >0,3 m) sono invece localizzate lungo il canale principale e nei tratti terminali del versante, dove si osservano piccoli corpi di accumulo e riempimenti di micro-depressioni. Queste aree di deposito indicano che il sistema, pur fortemente erosivo, non esporta integralmente il sedimento all'esterno della test-area, ma presenta una certa capacità di stoccaggio temporaneo alla scala di versante. Nel complesso, il pattern erosione/deposizione evidenziato dal DoD è quello di un sistema calanchivo altamente efficiente nel mobilitare e redistribuire il materiale, con forte prevalenza di volumi erosi rispetto a quelli deposti e con una netta concentrazione dei processi lungo solchi effimeri e le aree di testata.

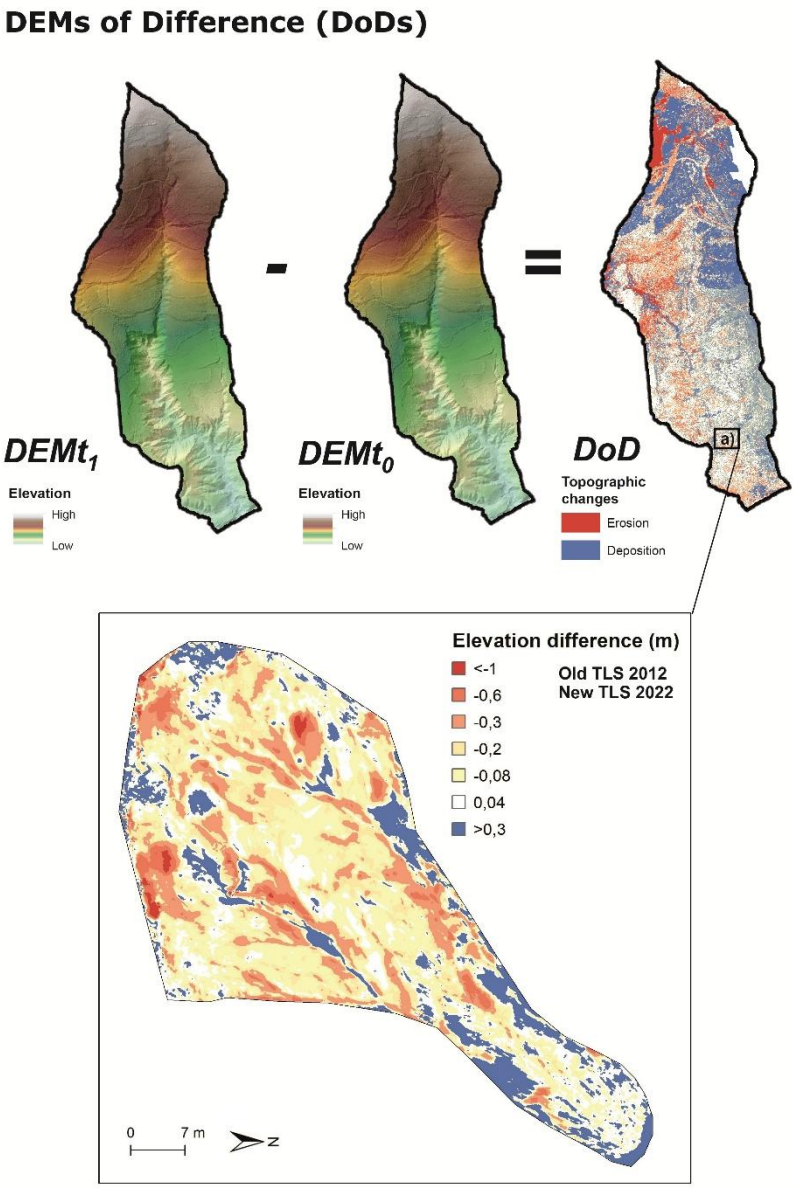


Figura 89 – DoD calcolato a scala di bacino nell'arco temporale 2012-2022, e su un'area campione nella porzione meridionale.

Topographic Position Index (TPI)

L'analisi del *Topographic Position Index* (TPI), calcolato sui DEM TLS del 2012 e del 2022, consente di inquadrare i cambiamenti osservati con il DoD all'interno dell'organizzazione morfo-funzionale dell'area calanchiva del bacino. In entrambe le epoche, le classi a TPI negativo marcato (<-0,1 m) delineano con continuità la rete dei solchi incisi e dei canali effimeri, mentre le classi a TPI positivo elevato

(>0,2 m) individuano creste e dorsali più sporgenti. Le classi intermedie (-0,02 / 0,06 m) rappresentano superfici di transizione (Fig. 90).

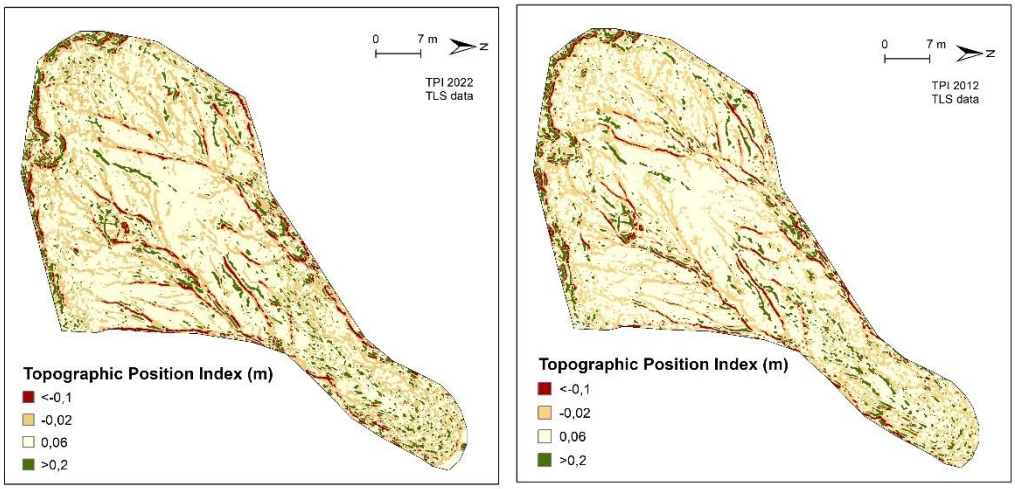


Figura 90 – TPI calcolato nell'area campione nella porzione meridionale del bacino, per il 2022 e il 2012.

Il confronto tra le due mappe mostra una stabilità del pattern generale, ma con alcune accentuazioni locali: i tratti canalizzati che nel DoD risultano maggiormente erosivi coincidono con valori di TPI negativi, suggerendo sia un approfondimento dei solchi esistenti sia la coalescenza di micro-incisioni laterali in strutture più organizzate. Analogamente, alcune creste che nel DoD presentano valori debolmente negativi o prossimi allo zero mostrano valori di TPI positivi, indicativi di una progressiva messa in rilievo relativa rispetto alle aree circostanti erose più intensamente. Ne emerge l'immagine di un sistema in cui, nel decennio considerato, l'evoluzione non è casuale ma tende ad inasprire le unità morfologiche principali: i canali diventano più incisi e connessi, le creste più nette, le superfici di versante più chiaramente organizzate lungo linee di drenaggio preferenziali.

Integrati con il DoD, i risultati del TPI confermano che il settore calanchivo del bacino del Torrente Rebullesa si comporta come un sistema ad alta efficienza di trasferimento, in cui la forzante pluviometrica recente potrebbe agire su una struttura topografica già predisposta a concentrare il deflusso lungo traiettorie ben definite. Ciò rende il sito particolarmente adatto come terminale di confronto rispetto ai sistemi calanchivi lucani: pur in un diverso contesto climatico e tettonico, l'evoluzione spaziale dei processi erosivi mostra analogie di fondo nella

tendenza alla gerarchizzazione del reticolo e all'accentuazione dei contrasti *convex/concave* su intervalli temporali relativamente brevi.

6.4.2 Test-site: Aguarales de Valpalmas

L'area di studio de Aguarales de Valpalmas è una formazione geologica con una superficie di circa 124 ettari situata nella Depressione dell'Ebro. Nello specifico, l'area si colloca nel settore superiore del bacino idrografico del Torrente Barreiro, situato all'interno del bacino dell'Ebro, nella parte nord-orientale della Penisola Iberica, e si estende a un'altitudine compresa tra circa 460 m e 630 m s.l.m (Fig. 91).

Costituisce parte della struttura tettonica generata durante l'orogenesi alpina del Cenozoico, situandosi tra i Pirenei, il Sistema Iberico e la Cordillera Costero-Catalana (Ferrer et al., 2017; Carreras Gómez 2023; LLena et al., 2024). Il substrato geologico è costituito principalmente da argilliti con intercalazioni di livelli sabbiosi tabulari, depositati in ambienti di conoide alluvionale soggetti prevalentemente a dinamiche di *sheet flooding*. Le successioni sabbiose costituiscono le rocce di copertura di *mesas* e superfici strutturali a gradoni (Bernatek-Jakiel et al., 2019).

Le valli interne al bacino risultano riempite da depositi di limi argillosi coesivi, massivi e a stratificazione piana, con spessori che raggiungono localmente gli 8 m (Ferrer et al., 2017; Carreras Gómez, 2023). Il riempimento olocenico delle valli, oggi profondamente inciso dal torrente Barreiro e caratterizzato dalla presenza di calanchi attivi, origina superfici di terrazzo di aggradazione estese e a debole pendenza.

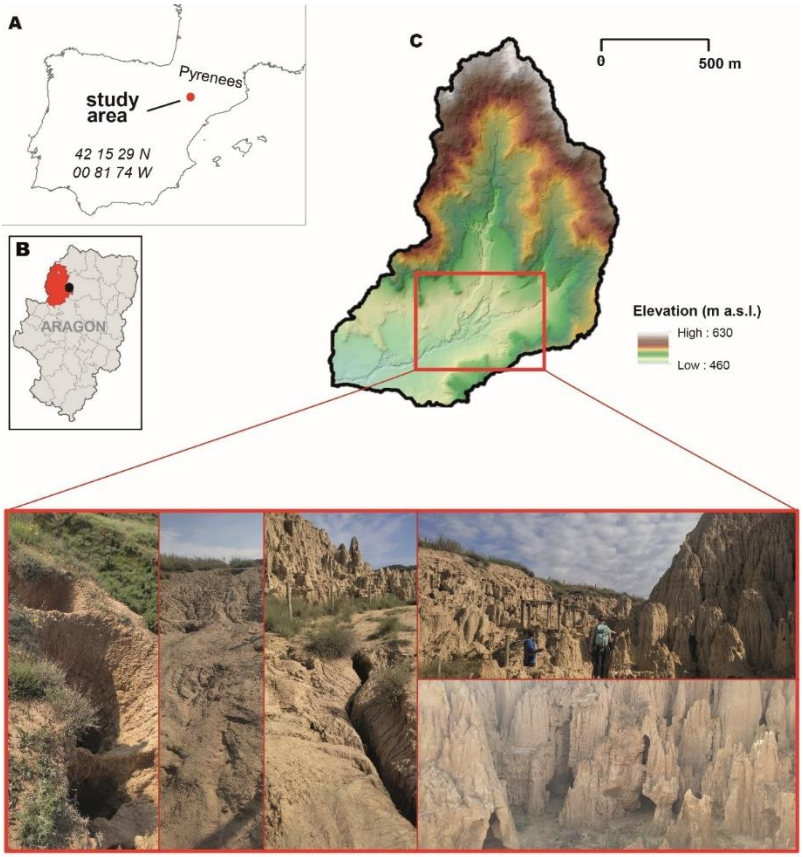


Figura 91 – Localizzazione del bacino del Torrente Barreiro entro cui si colloca il sito-campione de Aguarales de Valpalmas (modif. da Llena et al., 2024). In basso, foto del 13/05/2025.

Studi condotti in bacini simili della valle centrale dell'Ebro (Constante et al., 2010; Peña-Monné et al., 2023) indicano che l'accumulo sedimentario è il risultato di modificazioni della copertura vegetale legate ad incendi e attività antropiche – allevamento e pratiche agricole – con un impatto documentato sin dal Neolitico e accentuatosi durante l'Età del Bronzo, del Ferro e fino al termine dell'epoca romana. In seguito, brevi fasi di incisione e aggradazione hanno condotto alla formazione di due livelli di terrazzi, riconoscibili anche nel bacino del Barreiro.

I processi erosivi assumono particolare rilevanza nell'area, in corrispondenza dei tratti in cui il torrente Barreiro e i suoi affluenti incidono i depositi olocenici vallivi, ricchi in minerali argillosi. Tali caratteristiche litologiche favoriscono fenomeni di erosione accelerata, inclusi *piping* e formazione *gullies*, oltre allo sviluppo di morfologie di tipo *badland*. Nella porzione meridionale del riempimento vallivo si osserva un'evidente rete di condotti di *piping* interconnessi, pinnacoli e calanchi, che conferisce all'area la denominazione di *Aguarales de Valpalmas* (Fig. 92).

Figura 92 – Foto di dettaglio (del 13/05/2025) degli intensi processi di erosione attivi nell'area de Aguarales de Valpalmas: gullies, piping interconnessi, pinnacoli e calanchi.

Quest'ultima si distingue per un paesaggio fortemente inciso, con scarpate verticali e strutture piramidali originate da processi di *piping* profondi (> 5 m). Grazie al suo elevato valore geologico e geomorfologico, nel 2015 la zona è stata designata come Sito di Interesse Geologico dalla Regione Aragona.

Dal punto di vista climatico, l'area presenta condizioni semiaride, con valori di precipitazioni medie annue pari a 526 mm, concentrate prevalentemente nei mesi primaverili e autunnali. La temperatura media annua è di 13 °C, inquadrabile in un regime climatico mediterraneo continentale (secondo dati registrati tra il 2005 e il 2023 presso la stazione meteorologica R29-CHE, situata a circa 7 km dal sito di studio – Carreras Gómez 2023; LLena et al., 2024).

Dem of Difference (DoD) per la stima dell'erosione

L'evoluzione morfologica del bacino è stata analizzata su più scale temporali, combinando DoD a scala di bacino e DoD ad alta risoluzione nell'area test degli Aguarales de Valpalmas (Fig. 93).

Il DoD 2020-2010 a scala di bacino mostra un quadro di instabilità diffusa, con alternanza di patch erosive e deposizionali distribuite lungo il reticolo principale e i versanti incisi. Su un arco temporale più lungo, il DoD 1957-2021 evidenzia una chiara prevalenza areale dei domini erosivi: le zone a forte abbassamento altimetrico seguono la trama del reticolo e dei versanti più acclivi, mentre le aree deposizionali si concentrano lungo gli alvei principali e nelle porzioni distali, dove il sedimento mobilizzato tende a essere temporaneamente raccolto. Questo pattern suggerisce un sistema che, alla scala di bacino, funziona come sorgente netta di sedimento verso i settori di valle, pur mantenendo al proprio interno aree di accumulo a diverse scale.

Il DoD 2016-2022 calcolato sull'area degli Aguarales, a partire da DEM LiDAR con risoluzione di 0,1 m, permette di leggere nel dettaglio i meccanismi che sottendono questa tendenza. Le classi a forte erosione (<-0,3 m e -0,2 m) si distribuiscono in corrispondenza dei canali incisi, dei *piping*, dei fianchi dei pinnacoli, e indicando processi di approfondimento dei solchi, arretramento laterale e collasso parziale delle torri. Le classi a erosione moderata (-0,1/-0,2 m) ricoprono ampie porzioni dei versanti inclinati tra un pinnacolo e l'altro, coerenti con la diffusione di processi di *splash* e *sheet-wash* che riforniscono continuamente i canali di materiale fine. Le aree a valori positivi (0,1/0,2 m e >0,2 m) sono invece concentrate alla base dei versanti, dove si riconoscono coni di accumulo, riempimenti di nicchie e piccoli ventagli colluviali, a indicare depositi spesso effimeri, legati alla deposizione dopo eventi intensi e potenzialmente rimobilizzabili in eventi successivi.

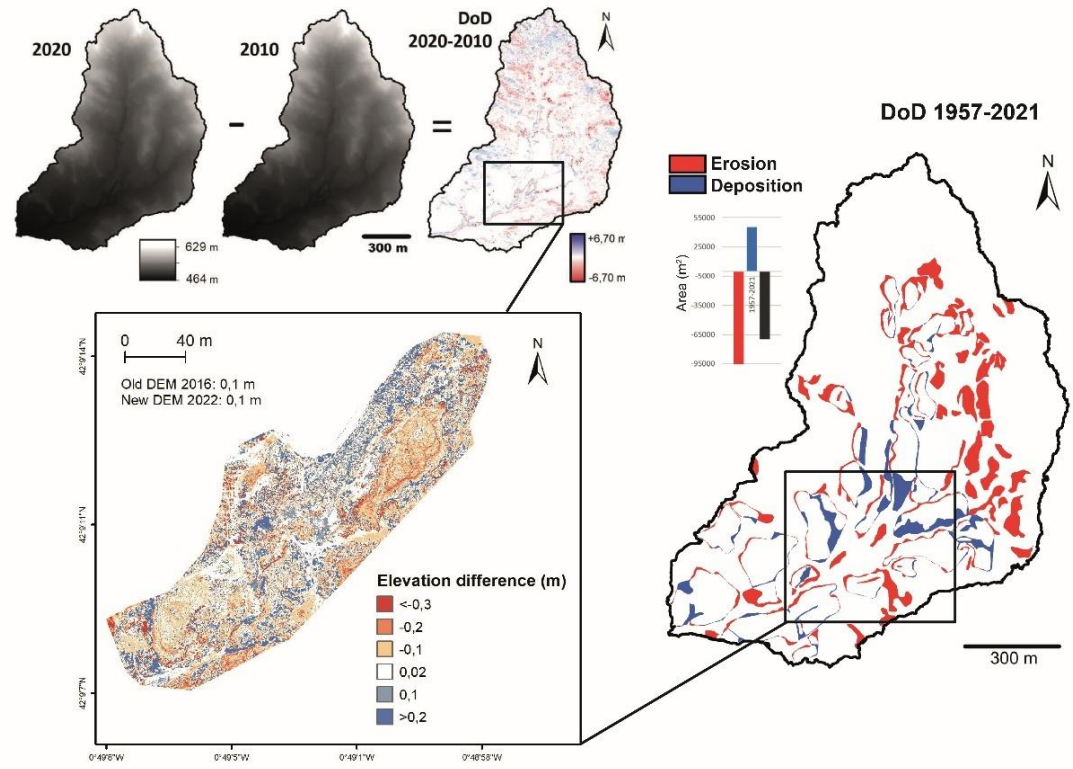


Figura 93 – Evoluzione morfologica a scala di bacino su diverse scale temporali. DoD calcolato a scala di bacino nell'arco temporale 2010-2020 e 1957-2021; e a scala di dettaglio nell'arco temporale 2016-2022 (Modif. da Llena et al., 2024).

Nel complesso, la combinazione tra prevalenza di volumi erosi, forte concentrazione della perdita di volume sui fianchi dei pinnacoli e presenza di depositi ai piedi conferma che il sito si comporta come un sistema calanchivo altamente dinamico, in cui l'energia di rilievo e la natura dei materiali favoriscono un ciclo rapido di produzione e trasferimento del sedimento, coerente con il quadro offerto dai DoD a scala di bacino.

Topographic Position Index (TPI)

L'analisi del *Topographic Position Index* (TPI) sui DEM a 0,1 m del 2016 e 2022 consente di inquadrare i cambiamenti quantificati dai DoD all'interno dell'architettura morfologica degli Aguarales. In entrambe le epoche, le classi a TPI marcatamente negativo (valori <-0,1/-0,2 m, in rosso) disegnano in modo netto i canali incisi, le gole strette e le concavità di versante, mentre le classi a TPI positivo elevato (>0,08-0,2 m, in verde scuro) corrispondono alle creste, alle sommità dei pinnacoli e ai dorsi più sporgenti. Le classi intermedie (-0,07/-0,02;

fino a 0,02-0,04 m) occupano la fascia di transizione fra questi due domini, spesso coincidente con i versanti inclinati che collegano le torri ai canali (Fig. 94).

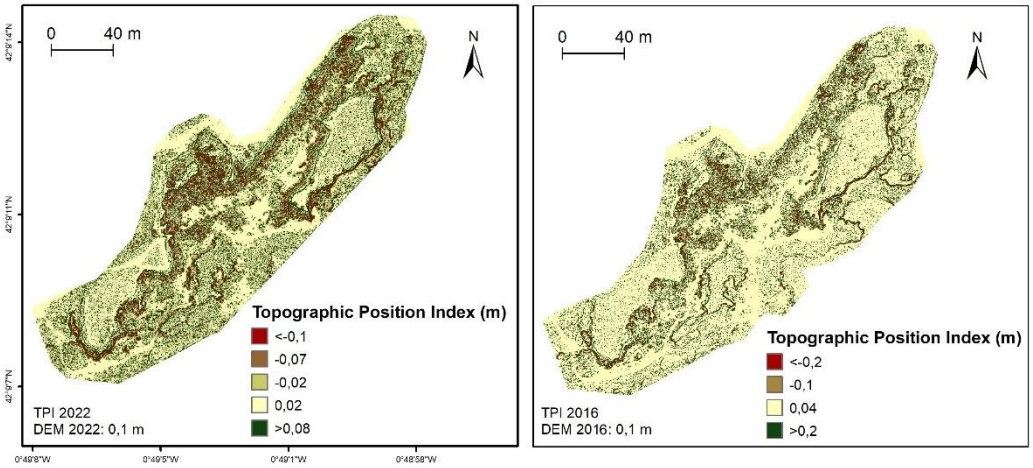


Figura 94 – Evoluzione del paesaggio degli Aguarales de Valpalmas stimata attraverso il TPI nell'intervallo temporale 2016-2022.

Il confronto tra il TPI 2016 e 2022 mostra un pattern complessivamente stabile ma con accentuazioni locali significative. In diversi settori, le zone a TPI negativo diventano più estese e continue, soprattutto lungo i canali che il DoD individua come sedi di maggiore erosione: ciò suggerisce che probabilmente, nel periodo 2016-2022, non si è avuto solo un semplice approfondimento verticale dei canali, ma anche una lateralizzazione delle incisioni e la coalescenza di concavità minori in strutture più organizzate. Parallelamente, alcune aree di cresta mostrano un rafforzamento del segnale a TPI positivo, interpretabile come messa in rilievo relativa rispetto alle superfici circostanti erose più intensamente; in altri casi, piccole creste smussate nel 2016 compaiono nel 2022 con contorni più netti, a indicare processi differenziali di erosione che selezionano i nuclei più resistenti delle torri.

Considerati insieme, TPI e DoD delineano l'immagine di un paesaggio in rapida riorganizzazione, nel quale la forzante meteorica recente agisce su una morfologia già predisposta a concentrare il deflusso e la dissezione lungo percorsi preferenziali. Gli Aguarales de Valpalmas rappresentano quindi un caso emblematico di evoluzione calanchiva in ambiente semi-arido: in meno di un decennio si osserva un marcato *sharpening* delle unità morfologiche (canali più incisi e connessi, pinnacoli più isolati, versanti di raccordo più netti), in stretta analogia con quanto riscontrato nei *badlands* lucani. Questa convergenza di

comportamenti rafforza l’idea che gli indicatori morfometrici multitemporali (DoD, TPI) costituiscano strumenti robusti per leggere e confrontare la risposta dei paesaggi argillosi mediterranei alle variazioni climatiche e ai regimi di precipitazione estremi.

7 Discussione e conclusioni

7.1 Una doppia lente sull'Antropocene: sintesi interpretativa, fasi e implicazioni

L'insieme delle evidenze esaminate nella Parte I converge verso un quadro in cui l'Antropocene va compreso come processo storico-stratigrafico plurifasico e diacronico, intimamente intrecciato con l'evoluzione del *climate change* e con i suoi segnali geologici. Tale impostazione non può comportare la sostituzione dell'Olocene con l'Antropocene nella Scala Cronostratigrafica Standard, ma è da intendere come una cronologia interpretativa diacronica che si affianca a quella stratigrafica formale. In questa accezione, Olocene e Antropocene non si escludono reciprocamente, ma operano su piani analitici differenti: il primo come unità cronostratigrafica, il secondo come chiave di lettura processuale dell'impatto umano sul sistema Terra.

Sul piano della formalizzazione, la recente decisione della *Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (SQS) di respingere la proposta di una nuova epoca con GSSP a metà Novecento (Crawford Lake) conferma quanto sia problematico soddisfare, con un'unica soglia globale, i criteri di correlabilità richiesti dalla *International Commission on Stratigraphy* per la definizione dei limiti nella Scala Cronostratigrafica Standard (Witze, 2024; Bourzac, 2025).

In tale contesto, l'impostazione che interpreta l'Antropocene come "evento" stratigrafico (piuttosto che come epoca) resta praticabile e coerente con i criteri ICS (Gibbard et al., 2022; Edgeworth et al., 2023).

Ciò non invalida l'utilità scientifica del concetto, che può essere impiegato per ordinare segnali antropogenici ormai diffusi e riconoscibili nel *record* geologico: radionuclidi da test nucleari, microplastiche, cementizio e fertilizzanti industriali, oltre a perturbazioni rapide dei cicli C-N-P – cicli biogeochimici del Carbonio (C), dell'Azoto (N) e del Fosforo (P) – e che culminano nella "Grande Accelerazione" post-1950, pur non esaurendosi in essa (Gałuszka et al., 2013; Waters et al., 2016; Zalasiewicz et al., 2019).

In questo senso, come anticipato nel par. 3.1, i dati di letteratura – e, in subordine, quelli ottenuti in questo lavoro – sostengono e consentono di avanzare la proposta di una periodizzazione interna utile alla discussione (Tav. V): *Infra-Antropocene* (transizione neolitica e prime alterazioni del paesaggio; Smith & Zeder, 2013; Stephens et al., 2019), *Paleo-Antropocene* (espansione agro-urbana, deforestazione, segnali sedimentari diffusi; Foley et al., 2013; Syvitski & Kettner, 2011), *Eu-Antropocene* (Rivoluzione Industriale e avvio della

forzante fossile; Lewis & Maslin, 2015), e *Neo-Antropocene* (dal ~1950 CE, *marker* globali idonei a un potenziale *golden spike*; Steffen et al., 2008; Waters et al., 2016; Neukom et al., 2019). In particolare, l'Infra-Antropocene non ricade esclusivamente all'interno dell'Olocene, ma inizia nel Pleistocene terminale, durante le fasi finali della deglaciazione, quando si osservano le prime interazioni sistematiche tra gruppi umani, ecosistemi e dinamiche climatiche in rapido mutamento (Mesolitico).

Il modello proposto potrebbe conciliare la richiesta stratigrafica di segnali sincroni e tracciabili con la natura diacronica delle trasformazioni socio-tecnologiche, ed è coerente con la lettura vernadskiana dell'emergere della noosfera come nuova forza planetaria (Vernadskij, 1994; 1999; Grinevald, 1993).

In parallelo, la letteratura sul forzante antropogenico (gas serra e aerosol) e sulle sue ricadute geomorfologiche indica che il Mediterraneo rappresenta un *hotspot* climatico, in cui l'aumento della variabilità pluviometrica e degli eventi estremi si traduce in accelerazione dei tassi di erosione, instabilità di versante, approfondimento di incisioni e riorganizzazioni fluviali, fornendo *marker* "di prossimità" che sostanziano la lettura antropocenica a scala regionale (IPCC AR6 – Cross-Chapter Mediterranean; Alexander et al., 2006; Alpert et al., 2002; Vita-Finzi, 1969).

In questa prospettiva è possibile assumere come ipotesi di lavoro che il Neo-Antropocene costituisca l'orizzonte stratigrafico più solido per l'ancoraggio globale, un "orologio comune" post-1950: dal secondo dopoguerra compaiono infatti segnali sincroni, netti e databili ad alta risoluzione (anni/decenni), riconoscibili in archivi diversi e fra loro correlabili. Il picco dei radionuclidi da ricaduta nucleare (ca. 1952-1964), la diffusione di particelle carboniose sferiche da combustione industriale, microplastiche, cementizio e l'impronta geochimica dei fertilizzanti forniscono una gamma di *marker* multiproxy che si rinviene in laghi, carote di ghiaccio, torbe, sedimenti marini e speleotemi. Questa combinazione di universalità, brusco aumento e tracciabilità inter-archivio renderebbe il Neo-Antropocene un riferimento cronostratigrafico più robusto rispetto ai segnali, diacroni e regionalmente variabili, delle fasi precedenti. In altri termini, il Neo-Antropocene fornirebbe punti di ancoraggio ("*tie-points*") che migliorerebbero datazione e correlazione inter-sito e inter-archivio, riducendo l'ambiguità cronologica che caratterizza le fasi precedenti.

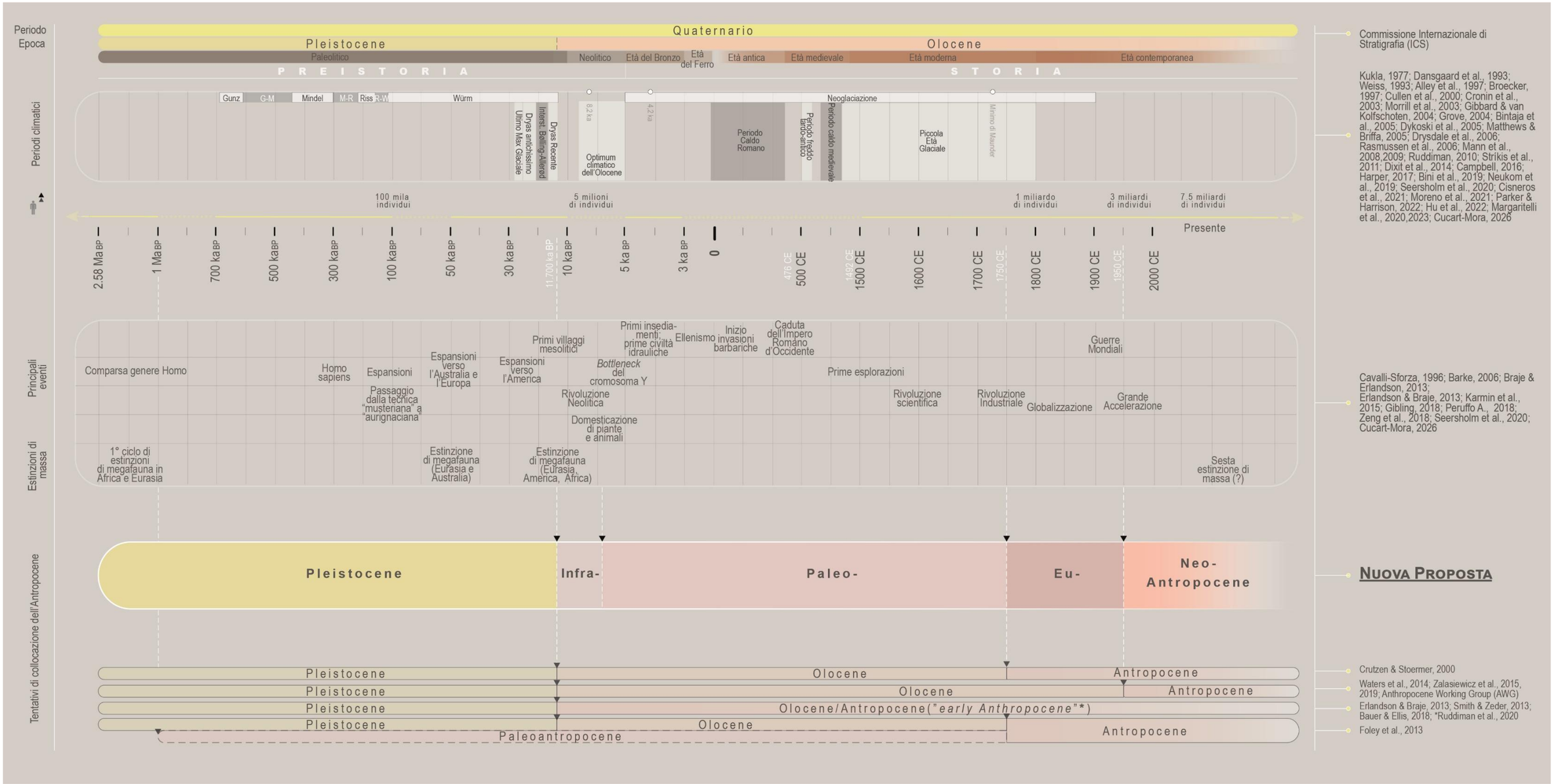
Al contempo, per interpretare i pattern geomorfologici osservati e proiettare scenari di rischio e adattamento nei paesaggi studiati sarebbe più efficace leggere l'Antropocene come processo plurifasico (marcato dai prefissi *Infra-*/*Paleo-*/*Eu-*/*Neo-*). Ogni fase introduce combinazioni specifiche di forzanti e configurazioni d'uso del suolo che lasciano "eredità" (*legacy*) morfologiche di lungo periodo: dal disboscamento e terrazzamento storici alle bonifiche, dall'urbanizzazione e dalle grandi infrastrutture novecentesche fino alla recente amplificazione degli estremi idro-meteorologici e alla regolazione dei sedimenti (dighe, rettifiche, estrazioni in alveo). Queste eredità interagiscono con i *driver* contemporanei (intensificazione degli estremi pluviometrici, ondate di calore, incendi, cambi d'uso del suolo recenti) e modulano la risposta del paesaggio fisico agli eventi intensi (*runoff* concentrato, erosione accelerata, instabilità di versante, colate detritiche ed eventi di piena), determinando vulnerabilità composte che non potrebbero essere spiegate con il solo *forcing* climatico attuale. La lettura plurifasica consente quindi di distinguere ciò che è effetto storico-cumulativo da ciò che è forzante attuale, evitando spiegazioni monocausali basate solo sulle condizioni climatiche recenti.

In sintesi, il lavoro di ricerca e di confronto bibliografico ha consentito di proporre il seguente quadro di segmentazione temporale dell'Antropocene:

- ***Infra-Antropocene*** (~11.700/10.000 - 6.000 ka BP): fase che prende avvio nel Pleistocene terminale e attraversa il primo Olocene, in larga misura sovrapponibile al Mesolitico e alle sue dinamiche socio-ecologiche. Questo intervallo coincide inoltre con una delle principali fasi di estinzione della megafauna terrestre, iniziata intorno a ~13.000-12.000 anni BP e caratterizzata da una marcata diacronia regionale, in cui l'interazione tra rapido cambiamento climatico post-glaciale e pressione antropica crescente contribuì a una profonda riorganizzazione degli ecosistemi. In questo intervallo, le comunità umane – ancora prevalentemente di cacciatori-raccoglitori ma sempre più sedentarizzate – iniziano a esercitare pressioni cumulative sugli ecosistemi (gestione del fuoco, selezione di specie, modificazioni del paesaggio), e a incidere sui cicli biogeochimici, con un lento ma progressivo aumento dei gas serra

atmosferici, preparando le condizioni per la successiva rivoluzione neolitica.

- ***Paleo-Antropocene*** (~6.000 ka BP – 1750 CE): periodo caratterizzato da deforestazione diffusa, sviluppo di insediamenti urbani, prime attività metallurgiche e modificazioni rilevabili a livello stratigrafico. In questa fase si consolidano le società agro-urbane, che imprimono segni materiali nei sedimenti e negli isotopi. Si assiste, segnatamente tra 7.000 e 5.000 anni BP, anche a un forte assottigliamento della varietà genetica umana, probabilmente dovuto all'organizzazione clanica della società.
- ***Eu-Antropocene*** (1750 – 1950 CE): fase coincidente con l'inizio della Rivoluzione Industriale, contrassegnata dall'uso sistematico di combustibili fossili, dalla rapida crescita demografica e da una significativa alterazione dell'equilibrio atmosferico, in particolare con l'aumento esponenziale delle concentrazioni di CO_2.
- ***Neo-Antropocene*** (dal 1950 CE a oggi): periodo contemporaneo, definito dalla presenza di marcatori stratigrafici inequivocabili come radionuclidi da test nucleari, microplastiche, cemento, fertilizzanti industriali e dall'alterazione senza precedenti dei cicli del carbonio, dell'azoto e del fosforo. È la fase riconosciuta formalmente dal gruppo di lavoro internazionale sull'Antropocene come più promettente per l'identificazione di un *golden spike* (GSSP).



Tav. V - Panoramica del dibattito relativo all'Antropocene con sintesi delle proposte di collocazione all'interno della scala geocronologica da parte della comunità scientifica e proposta di una periodizzazione interna.

TAV. V

Confronto con le principali periodizzazioni proposte in letteratura

La scansione qui proposta, esplicitata dall'uso dei prefissi *Infra-*/*Paleo-*/*Eu-*/*Neo-*, si differenzia dalle principali interpretazioni geocronologiche principalmente in tre punti. Innanzitutto, tende a scindere gli antefatti "lenti" (Neolitico-Olocene medio) dalle transizioni accelerate più recenti: rispetto all'ipotesi di *early Anthropocene* (Erlandson & Braje, 2013; Smith & Zeder, 2013; Bauer & Ellis, 2018; Ruddiman et al., 2020), la fase *Infra-* viene riconosciuta come informale nei suoi limiti inferiore e superiore, fissati sulla base di preesistenti *boundaries* consolidati in letteratura (passaggio Pleistocene-Olocene per quello inferiore e domesticazione di piante e animali durante la parte media dell'Optimum climatico). La fase *Paleo-* sottolinea invece l'intensificazione preindustriale (deforestazione, urbanizzazione, sedimentazione culturale), pur restando diacrona e pertanto non idonea a limiti formali.

Nel lessico adottato da Foley et al., 2013, il *Palaeoanthropocene* denota una storia lunghissima dell'impatto umano che risale fino alla comparsa del genere *Homo* e alle dinamiche pleistoceniche (migrazioni, estinzioni di megafauna, uso del fuoco proto-culturale). Questa scelta ha il merito di restituire una "*deep history*" dell'alterazione antropica, ma al contempo dilata il concetto su una scala temporale talmente ampia da indebolirne la sincronia globale dei segnali: le impronte pleistoceniche sono spiccatamente diacrone, regionali e difficilmente correlabili con la risoluzione richiesta dalla prassi cronostratigrafica. Nel presente lavoro, il *Paleo-Antropocene* è totalmente intra-olocenico e definito come fase di intensificazione strutturale dell'impatto umano sul sistema suolo-acqua: agricolture più stabili e diffuse, processi di urbanizzazione e sviluppo di reti idrauliche storiche, metallurgia e bonifiche che producono segnali misurabili e ripetibili, ma non sincroni su scala planetaria. Per questo motivo, la fase rimane informale e "preparatoria" al salto energetico-tecnologico dell'*Eu-Antropocene*. In sintesi, mentre Foley et al. 2013, usano *palaeo-* per includere l'intera preistoria dell'impatto umano, qui *paleo-* designa la maturazione olocenica delle pressioni antropiche che costruiscono le *legacy* paesaggistiche su cui, nel XX secolo, si innestano la Grande Accelerazione e i *marker* sincroni del Neo-Antropocene. Questa delimitazione mantiene la profondità storica necessaria alla spiegazione dei processi geomorfologici, ma evita l'iperestensione concettuale che

renderebbe il quadro meno testabile rispetto ai criteri di correlabilità e alle esigenze applicative. In secondo luogo, l'*Eu-Antropocene* ricompone in un'unica fase il salto energetico della Rivoluzione Industriale e la progressiva globalizzazione novecentesca.

Il *Neo-Antropocene* converge con le proposte dell'AWG (Waters et al., 2014 e Zalasiewicz et al., 2016, 2019) che individuano il dopoguerra – e segnatamente il *fallout* radioattivo dei primi anni '50 (radionuclidi) e altri *marker* (microplastiche, cemento, ecc.) – come *golden spike*, ma qui viene impiegato come "orologio comune" per la correlazione inter-archivio, evitando di appiattire su di esso l'intero processo antropocenico. In questo modo, viene preservata la profondità storica dell'impatto umano (in linea con Erlandson & Braje, 2013; Smith & Zeder, 2013; Bauer & Ellis, 2018; Gibling, 2018; Ruddiman et al., 2020) senza diluire il segnale stratigrafico in una cronologia eccessivamente estesa. L'esito è una griglia plurifasica che concilia la richiesta di *marker* sincroni e tracciabili con la lettura processuale delle *legacy* storiche e dei *driver* contemporanei.

7.2 Sintesi climatica multiscala

7.2.1 Dalle oscillazioni climatiche quaternarie alle dinamiche recenti: variabilità climatica multiscala

La cornice paleoclimatica delineata nella Parte I offre la chiave utile a interpretare i segnali climatici più recenti. A scala quaternaria (cap. 2), il sistema climatico risulta governato da forzanti orbitali (eccentricità, obliquità, precessione) che modulano l'insolazione e spiegano l'alternanza glaciale/interglaciale su tempi di 10^4-10^5 anni. Su questo sfondo climatico a lenta evoluzione si innestano variazioni rapide tardo-pleistoceniche (ad esempio eventi di Dansgaard-Oeschger) che evidenziano la sensibilità del sistema a riorganizzazioni della circolazione oceanico-atmosferica e della criosfera. Con la transizione all'Olocene, dopo lo *Younger Dryas*, si osserva un massimo termico (~8-5 ka) generalmente associato, in ambito mediterraneo, a condizioni più miti e localmente più umide; segue il periodo neoglaciale (da ~4.5 ka) con maggiore frequenza di fasi relativamente fredde/umide, fino alla sequenza storica Periodo Caldo Romano (*Roman Warm Period*), Periodo Caldo Medievale (*Medieval*

Climate Anomaly) e *Little Ice Age* (fase fredda), che chiude l'assetto preindustriale. Queste alternanze, non perfettamente periodiche, mostrano una variabilità su più scale temporali. Nell'area mediterranea, la stagionalità e alcuni schemi ricorrenti della circolazione atlantica spostano nel tempo e nello spazio *dove* e *quando* si concentrano piogge e ondate di calore.

In questo quadro, diventa opportuno effettuare delle precisazioni di scala per poter definire la "ciclicità" delle variazioni climatiche: a scala orbitale emergono *quasi-cicli* glaciali/interglaciali; a scala secolare-multidecennale prevalgono oscillazioni non stazionarie e *regime shifts* (variano ampiezza, durata, *timing*); a scala interannuale sono comuni pattern a "dente di sega" nelle serie locali (alternanze secco/piovoso), frutto dell'interazione tra forzanti interne e soglie idrologiche/ecogeomorfologiche. Le oscillazioni che osserviamo nascono quindi dal modo in cui la variabilità interna dell'atmosfera e dell'oceano concentra gli eventi nel tempo e nello spazio, spingendo il sistema oltre soglie idrologiche ed eco-geomorfologiche (infiltrazione, saturazione, stabilità dei versanti, connettività dei sedimenti). Una volta superate, la risposta non cresce più in modo proporzionale ma produce anni con picchi marcati alternati ad anni più "quieti", anche a parità di pioggia totale. Dunque, più che cicli regolari, il sistema mostra oscillazioni a più scale con ampiezze e frequenze variabili.

Nel passaggio all'epoca recente (par. 3.2), il segnale antropico si somma alla variabilità naturale introducendo una tendenza di lungo periodo: riscaldamento accelerato e intensificazione del ciclo idrologico (maggiore contenuto di vapore in atmosfera), con riorganizzazioni dinamiche che modulano traiettoria e persistenza delle perturbazioni. In ambito mediterraneo ciò si traduce, in media, in una maggiore intermittenza (periodi secchi più lunghi alternati a episodi brevi ma intensi), più connettività di breve durata, concentrazione stagionale degli apporti utili (autunno/primavera) ed aumento di eventi *compound* (siccità-calore e piogge estreme). Le oscillazioni naturali non scompaiono, ma continuano a modulare il *quando* e il *come* degli eventi su una base termica/idrologica traslata: avvengono quindi su un clima di base tendenzialmente più caldo. Non è possibile, pertanto, ricondurre i cambiamenti attuali a un "ciclo" naturale, ma sarebbe più opportuno definirle oscillazioni che si sommano a una tendenza in aumento.

Alla luce delle fasi climatiche discusse nel paragrafo 2.3, attualmente vige una fase calda recente successiva alla *Little Ice Age*, caratterizzata – per magnitudo

e rapidità – da tratti che eccedono l'inviluppo olocenico naturale (fase calda a marcata componente antropica). In tale contesto, i sistemi mediterranei mostrano una risposta caratterizzata da sequenze *dry-wet* compresse che aumentano fenomeni di *runoff*, intensità delle piogge, connettività dei sedimenti e probabilità di processi erosivi (*rilling*, *gullying*) e riattivazione di instabilità superficiali. Questo schema interpretativo – variabilità a più scale e trend forzato – rappresenta la chiave con cui leggere, nelle sezioni successive, i risultati ottenuti nei diversi siti campione dell'area mediterranea: gli indici climatici, i proxy di copertura vegetale (NDVI/NDMI, dNBR) e le misure morfometriche, i tassi di erosione, saranno discussi come manifestazioni locali di un regime più intermittente e geomorfologicamente più efficace, modulato da litologia, morfostruttura e uso del suolo.

7.2.2 Analisi climatiche delle stazioni pluviometriche lucane

Diacronicamente, il record termo-pluviometrico delle tre stazioni meteorologiche (Ferrandina SP, Grassano SP, Matera) mostra un segnale climatico coerente quando si combinano le statistiche robuste 1951-2023 (anni incompleti esclusi) con l'analisi evento-centrica 2013-2023. Sul lungo periodo emerge una diminuzione dei totali annui: a Grassano, il trend è di circa -36 mm/decennio ($p<0,01$), a Matera -21 mm/decennio ($p\sim0,01$), a Ferrandina ~-20 mm/decennio ($p\sim0,04$-$0,05$). Il confronto tra "normali" climatiche conferma la contrazione (Grassano ~-17% da 1961-1990 a 1991-2020; Matera ~-3%; Ferrandina ~-20% ma con copertura ridotta nella prima finestra). Contestualmente, la variabilità interannuale resta ampia (CV ~28-33%), con anni estremi molto piovosi (per esempio il 1972 su tutte le stazioni) e minimi robusti nei primi anni 2000-2010. Questo trend multi-decennale negativo fornisce il contesto nel quale leggere il quadro più recente.

Nell'ultima decade (2013-2023), pur non emergendo trend lineari significativi su finestra così corta, si osserva una maggiore importanza della struttura degli eventi rispetto al solo totale annuo. Pur nel limite di un campione decennale, il confronto dei dati ottenuto tra le stazioni meteo-climatiche analizzate (Tab. 32) restituisce risultati coerenti con un contesto di cambiamento climatico in cui aumenta la salienza degli estremi più che il trend monodirezionale dei totali.

Gli indici di erosività (EI_{30}) mostrano annualità con valori molto elevati alternati ad anni più modesti; in tutte le stazioni EI_{30} è fortemente correlato al numero di eventi pluri-giornalieri intensi (P3>30/50 mm), mentre la correlazione con la precipitazione annua è più variabile: ciò indica che l'erosività dipende soprattutto dalla concentrazione/frequenza degli episodi intensi, non soltanto dalla cumulata annuale di pioggia. Coerentemente, gli indici di concentrazione (ICIP) e frequenza-intensità (IFCI) stagionali e annuali sottolineano che, quando piove, tende a farlo in episodi più concentrati, talvolta su pochi giorni, con SDII elevata in anni anche complessivamente secchi. La ripartizione stagionale conferma il ruolo di autunno e primavera nei cumulati, con estate meno contributiva ai totali ma capace di ospitare episodi convettivi intensi.

Tabella 32 – Schema riepilogativo relativo alle stazioni termo-pluviometriche lucane investigate, con i principali parametri medi annuali calcolati per l'intervallo temporale 2013-2023.

Indicatore	Ferrandina SP	Grassano SP	Matera
— Precipitazioni e frequenze —			
PRCP media (mm/anno)	509,80	578,58	545,73
PRCP min (mm, anno)	300,8 (2013)	378,8 (2017)	400,0 (2021)
PRCP max (mm, anno)	651,0 (2015)	722,0 (2016)	651,2 (2013)
Giorni piovosi/anno (media)	~60	~68	~68
Giorni piovosi min (n, anno)	19 (2013)	51 (2017)	48 (2017)
Giorni piovosi max (n, anno)	75 (2018)	85 (2016)	86 (2014)
Giorni secchi/anno (media)	307	~292	~293
SDII media (mm/giorno)	8,90	8,39	8,05
SDII min (mm/g, anno)	7,2 (2017)	6,9 (2014)	6,6 (2021)
SDII max (mm/g, anno)	15,8 (2013)	9,7 (2015)	9,6 (2020)
— Ripartizione stagionale (medie %) —			
Quota PRCP Inverno	21,70	20,44	22,90
Quota PRCP Primavera	28,50	28,37	25,98
Quota PRCP Estate	19,00	19,67	22,00
Quota PRCP Autunno	30,80	31,52	29,11
Quota giorni piovosi Inverno	27,00	24,17	26,62
Quota giorni piovosi Primavera	29,70	29,65	29,29
Quota giorni piovosi Estate	16,70	17,56	17,45
Quota giorni piovosi Autunno	26,50	28,62	26,63
— Erosività EI_{30} ($MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$) —			
EI_{30} medio	662,40	735,04	697,46
EI_{30} mediana	662,83	703,91	579,48
EI_{30} dev. std	211,80	263,01	309,82
EI_{30} CV (%)	32,00	35,78	44,42
EI_{30} min (val, anno)	312,4 (2017)	332,9 (2017)	338,5 (2021)

EI_{30} max (val, anno)	953,9 (2020)	1263,4 (2013)	1373,1 (2013)
EI_{30} P90	883,00	1020,13	1178,97
EI_{30} P95	918,40	1141,78	1276,02
EI_{30} P98	939,70	1214,77	1334,25
— Correlazioni (r) —			
r(EI_{30}, P3>30 mm)	0,70	0,72	0,26
r(EI_{30}, P3>50 mm)	0,67	0,62	0,73
r(EI_{30}, PRCP annua)	0,52	0,82	0,75
— ICIP (concentrazione) —			
ICIP annuo (media)	1,18	1,50	1,40
ICIP annuo min (val, anno)	0,2 (2013)	0,7 (2017)	0,7 (2017)
ICIP annuo max (val, anno)	1,7 (2018)	2,3 (2016)	2,0 (2018)
ICIP Inverno (media)	0,04	0,04	0,05
ICIP Primavera (media)	0,06	0,07	0,06
ICIP Estate (media)	0,02	0,03	0,03
ICIP Autunno (media)	0,06	0,07	0,06
— IFCI (frequenza–intensità) —			
IFCI Inverno (media)	1,75	1,72	1,72
IFCI Primavera (media)	2,68	2,03	2,22
IFCI Estate (media)	2,59	2,69	3,53
IFCI Autunno (media)	3,37	2,90	2,50

Nel complesso, i due livelli di lettura portano a un quadro interpretabile come aridificazione con intensificazione relativa degli eventi: (i) meno pioggia in media sul lungo periodo (trend negativi e “normali” in calo), (ii) maggiore peso degli episodi intensi nel definire gli impatti idro-geomorfologici nell’ultimo decennio (elevata erosività in corrispondenza di P3 intensi). Questa combinazione è coerente con lo stato di cambiamento climatico nel Mediterraneo: riduzione dei totali e aumento della rilevanza degli estremi a scala locale. L’integrazione dei dati 1951-2023 è stato quindi necessario per: (a) isolare la componente di bassa frequenza (trend strutturale) dalle fluttuazioni annuali rumorose e (b) contestualizzare il decennio recente, dove assenza di trend non implica assenza di cambiamento, ma piuttosto trasformazione della distribuzione (più concentrata e potenzialmente più erosiva) degli eventi di pioggia. In termini applicativi, ciò suggerisce che la gestione delle risorse idriche e del rischio erosione/alluvionale debba tenere conto insieme della contrazione dei volumi e della crescente intermittenza/intensità degli episodi, dimensionando misure e opere non solo sui totali annui ma anche sugli indicatori di intensità e concentrazione.

7.2.3 Analisi climatiche delle stazioni pluviometriche aragonesi

Il quadro di lungo periodo evidenzia due regimi distinti entro un contesto climatico coerente con l'entroterra dell'Aragona. Araguás mostra precipitazioni elevate e relativamente stabili tipicamente in linea con il regime climatico umido dell'area di interesse (media ~828 mm/anno, mediana ~816 mm; CV ~18%), con assenza di un trend significativo dei totali annui e lievi valori "normali" in aumento (dal 1961-1990 al 1991-2020: da ~818 a ~836 mm, ~+2%). Valpalmas si colloca su un regime semi-arido sub-mediterraneo, con volumi inferiori (media ~485 mm/anno, mediana ~483 mm; CV ~22%), trend non significativo e normali in modesto incremento (~467 da ~503 mm, ~+8%). In entrambe le serie, la coda superiore dei totali annui è presente ma con intensità diversa: ad Araguás i percentili alti sono più pronunciati (P90 ~1023, P95 ~1061, P98 ~1134 mm), a Valpalmas appaiono più contenuti (P90 ~650, P95 ~663, P98 ~709 mm), suggerendo che la rarità statistica delle annate molto umide è maggiore ad Araguás e più episodica a Valpalmas.

Alla scala dell'ultima decade (Tab. 33), la struttura degli eventi diventa determinante. Ad Araguás (2013-2023) i totali annui sono alti (media ~909 mm/anno) con anni eccezionali che superano le soglie P90 e P95 (2013 e, in parte, 2023). La stagionalità resta bi-modale (inverno/autunno per i cumulati; primavera rilevante per la frequenza), e gli indici confermano una forte organizzazione degli episodi: l'ICIP stagionale mostra concentrazioni elevate soprattutto in primavera, mentre l'IFCI stagionale – che integra frequenza e intensità – massimizza in autunno e inverno, con estate capace di punte notevoli (P95 ~8,9) ma meno ricorrenti. Coerentemente, gli indici annuali risultano alti con massimi nel 2013: un segnale di annate in cui pochi eventi molto energici organizzano gran parte del bilancio.

A Valpalmas, i totali 2013-2023 (media ~537 mm/anno) presentano code più corte. La stagionalità privilegia primavera e autunno nei cumulati; l'ICIP stagionale sottolinea la concentrazione primaverile e autunnale, mentre l'IFCI stagionale evidenzia autunno ed estate come stagioni con episodi più energici. Gli indici annuali sono moderati rispetto a quelli registrati per la stazione di Araguás ma mostrano annate di punta: (max 2018 ~1,96), IFCI con massimi nel 2016 e 2018.

In sintesi, per l'Aragona, i totali annui non mostrano cali strutturali sul lungo periodo nelle due stazioni esaminate, ma l'ultima decade conferma che concentrazione (ICIP) e energia (IFCI) degli eventi – soprattutto in autunno/inverno ad Araguás e in primavera/autunno a Valpalmas – governano gli impatti più dei soli cumulati annuali. La maggiore salienza delle code (anni "molto umidi" e stagioni con IFCI elevati) suggerisce intermittenza e intensificazione relativa delle precipitazioni efficaci, con implicazioni chiare per gestione del rischio (*flash-flood*, erosione) e risorse idriche (rapida ricarica vs lunghi periodi asciutti).

Tabella 33 – Schema riepilogativa relativo alle stazioni termo-pluviometriche aragonesi investigate, con i principali parametri medi annuali calcolati per l'intervallo temporale 2013-2023.

Indicatore	Araguás	Valpalmas
— Precipitazioni e frequenze —		
PRCP media (mm/anno)	908,5	536,7
PRCP min (mm, anno)	622,6 (2015)	373,0 (2022)
PRCP max (mm, anno)	1169,0 (2013)	714,3 (2018)
Giorni piovosi/anno (media)	100,5	75,7
Giorni piovosi min (n, anno)	84,0 (2017)	61,0 (2017)
Giorni piovosi max (n, anno)	125,0 (2013)	89,0 (2018)
Giorni secchi/anno (media)	264,7	289,5
SDII media (mm/giorno)	9,12	7,10
SDII min (mm/g, anno)	7,0 (2015)	5,5 (2022)
SDII max (mm/g, anno)	11,4 (2019)	9,9 (2016)
— Ripartizione stagionale (medie %) —		
Quota PRCP Inverno (%)	28,9	21,5
Quota PRCP Primavera (%)	25,1	29,7
Quota PRCP Estate (%)	17,2	20,5
Quota PRCP Autunno (%)	28,8	28,4
Quota giorni piovosi Inverno (%)	25,8	25,8
Quota giorni piovosi Primavera (%)	28,1	28,8
Quota giorni piovosi Estate (%)	20,8	19,5
Quota giorni piovosi Autunno (%)	25,2	25,9
— ICIP (concentrazione) —		
ICIP annuo (media)	2,5	1,5
ICIP annuo min (val, anno)	1,7 (2015)	1,0 (2022)
ICIP annuo max (val, anno)	3,2 (2013)	2,0 (2018)
ICIP Inverno (media)	0,1	0,0
ICIP Primavera (media)	0,1	0,1
ICIP Estate (media)	0,0	0,0
ICIP Autunno (media)	0,1	0,1
— IFCI (frequenza–intensità) —		

IFCI Inverno (media)	5,6	2,3
IFCI Primavera (media)	4,6	3,0
IFCI Estate (media)	4,3	2,8
IFCI Autunno (media)	6,1	3,5

7.2.4 Confronto dei dati climatici aragonesi e lucani e lettura mediterranea

Confrontando i risultati ottenuti dall'analisi climatica condotta sulle stazioni pluviometriche aragonesi (Araguás e Valpalmas) con i dati lucani (Grassano SP, Matera, Ferrandina SP), emergono principalmente due aspetti complementari del cambiamento climatico nel Mediterraneo:

- Bassa frequenza (trend dei volumi):

Basilicata: diminuzione significativa dei totali annui nel 1951-2023 (~-20/-36 mm/decennio a seconda della stazione; calo delle "normali"), interpretabile come aridificazione progressiva.

Aragona (Araguás e Valpalmas): assenza di cali significativi e leggeri aumenti delle "normali" (pur non significativi), cioè stabilità dei volumi nelle due serie esemplificative.

- Alta frequenza (struttura degli eventi):

In entrambi i contesti – lucano e aragonese – negli ultimi 10-11 anni contano di più gli indici evento-centrici (ICIP, IFCI, percentili; e, per la Basilicata, anche EI_{30}), con code superiori che diventano più rilevanti nel definire gli impatti rispetto al solo totale annuo. In Basilicata ciò coesiste con un calo dei volumi; in Aragona, con volumi stabili ma episodi concentrati/energici capaci di definire alcune annate come particolarmente "eccezionali". Questa eterogeneità intra-mediterranea è coerente con un quadro di cambiamento climatico in cui possono coesistere aridificazione (riduzione dei volumi medi) in alcuni settori (Basilicata) e stabilità dei totali in altri (Aragona interna), mentre aumenta la salienza degli estremi e della concentrazione ovunque. Naturalmente, bisogna considerare che

nell'ambito del presente lavoro le conclusioni aragonesi derivano dai dati raccolti da sole due stazioni climatiche esemplificative: per generalizzare all'intero settore iberico sarebbe auspicabile un campione spazialmente più ampio. Ciononostante, la lettura congiunta (trend di bassa frequenza e struttura evento-centrica) è allineata alla letteratura mediterranea recente: gli impatti idro-geomorfologici sono sempre più legati a "come" e "quando" piove, oltre che a "quanto" piove.

In termini applicativi, ciò richiederebbe: (i) dimensionamento delle opere e dei piani di gestione che tenga conto degli indici di intensità/concentrazione (IFCI/ICIP, e dove disponibile EI_{30}), non solo dei totali; (ii) pianificazione di risorse idriche improntata all'alternanza tra periodi asciutti prolungati e rapidi episodi ad alta resa idrologica; (iii) monitoraggio focalizzato su stagioni chiave in cui la probabilità di eventi estremi è maggiore.

7.3 Studio dell'erosione accelerata nei siti campione dell'Italia meridionale e confronto con i siti aragonesi

La porzione di avanfossa dell'Appennino meridionale italiano presenta diffuse forme di erosione accelerata e di *land degradation* (Gioia et al., 2021).

In alcune aree della Basilicata, il clima diventa un fattore determinante che amplifica la vulnerabilità al degrado del suolo, ulteriormente esacerbata dal crescente verificarsi di eventi estremi, come piogge intense concentrate in brevi periodi, e dall'impatto delle attività antropiche. Negli ultimi anni, l'espansione delle aree coltivate, spesso non accompagnata da adeguate pratiche di gestione del territorio, ha profondamente alterato i modelli del paesaggio, aumentando l'esposizione al rischio geomorfologico (Scorpio et al., 2015; de Musso et al., 2020).

Le peculiarità litologiche e climatiche di queste aree rendono alcune porzioni della regione particolarmente vulnerabili ai processi di desertificazione. Ad esempio, nelle aree interne della Basilicata, caratterizzate da suoli prevalentemente argillosi e climi semi-aridi, si osservano alti tassi di erosione (Piccarreta et al., 2005; Capolongo et al., 2008a; Piccarreta et al., 2013). Studi recenti (Samela et al., 2022) hanno dimostrato che la collina materana, situata

nella parte sud-orientale della regione, rappresenta una delle aree più critiche, con forme diffuse di erosione accelerata come *gullies* e *rills*, che contribuiscono alla perdita di suolo e alla degradazione complessiva del paesaggio.

La Basilicata rappresenta dunque un'area paradigmatica per lo studio del rischio geomorfologico e dei processi di desertificazione, costituendo un esempio significativo di come il cambiamento climatico stia rapidamente influenzando l'evoluzione del paesaggio in aree mediterranee semi-aride. Queste aree, come osservato nel capitolo precedente (cap. 6), sono caratterizzate da una rapida evoluzione morfologica, innescata da eventi pluviometrici estremi, talvolta da una gestione impropria del territorio e da un progressivo incremento della pressione antropica. Gli eventi di pioggia intensa, tipici del clima mediterraneo, rappresentano uno dei principali driver dei processi erosivi, amplificando la formazione di *gullies* e *rills*, specialmente su versanti già degradati. Tuttavia, è necessario che i dati locali ottenuti siano interpretati all'interno di un unico gradiente di suscettibilità già impostato alla scala di bacino, dove l'analisi delle litologie, gli indici morfometrici e le serie pluviometriche pluridecennali aiutano a considerare anche il ruolo dei fattori morfotettonici e del setting litostrutturale nel controllo della stabilità dei versanti e dei processi di erosione, mentre i trigger climatici agiscono prevalentemente come fattori attivanti (Guzzetti et al., 2008). La differenza nei tassi di sollevamento tra i settori di catena e di avanfossa rappresenta il meccanismo di fondo che modula la produzione di instabilità e l'energia del rilievo; le differenze osservate tra i bacini del Bradano e del Basento si spiegano in termini di proprietà strutturali, morfologiche e litologiche e del diverso rapporto areale catena-avanfossa (par. 6.2). In questo quadro, i siti-campione – principalmente localizzati nel dominio di avanfossa – necessitano di una lettura dei tassi locali di erosione ancorata alle peculiarità del bacino idrografico in cui si collocano (unità litologiche, morfologia, connettività, organizzazione del reticolo idrografico, includendo, dove rilevante, fattori morfostrutturali). In tale contesto, la quantificazione dell'erosione del suolo su scale temporali molto brevi rappresenta una delle principali sfide della geomorfologia applicata, a causa dell'elevata variabilità dei fattori di controllo e delle limitazioni intrinseche dei singoli approcci metodologici. L'integrazione di metodi diretti e indiretti consente di mettere in evidenza punti di forza e criticità di ciascuna tecnica quando applicata al monitoraggio di processi erosivi a breve termine. I metodi diretti, come le trappole per sedimenti, forniscono informazioni

quantitative robuste sul materiale effettivamente mobilizzato in specifiche sezioni del sistema, ma restituiscono misure puntuali che necessitano di essere contestualizzate e confrontate con approcci a distribuzione spaziale. Le tecniche indirette, pur non fornendo misure volumetriche dirette, permettono una lettura più ampia delle dinamiche erosive, dei pattern di connettività e delle relazioni processo-risposta all'interno del bacino.

L'integrazione di queste diverse metodologie migliora l'affidabilità delle stime dei tassi di erosione a breve termine e fornisce un quadro interpretativo più solido per l'analisi di paesaggi a rapida evoluzione e ad elevata suscettibilità erosiva, come quelli dell'avanfossa dell'Appennino meridionale.

Non è sufficiente considerare le sole forzanti climatiche per spiegare la risposta erosiva di un paesaggio fisico. In linea con l'impostazione teorica di Molnar (2003) – ripresa e articolata da Reiners et al. (2003) e Burbank et al. (2003) – la dinamica geomorfica nei paesaggi mediterranei riflette l'interazione tra "*nature*" (eredità tettonica e controllo litologico/strutturale) e "*nurture*" (forzante climatica), rendendo opportuna la separazione della forzante climatica dalla suscettibilità intrinseca del sistema. Nei siti campionati in area di avanfossa, l'innesco e l'efficienza dei processi di erosione accelerata dipendono sì da eventi intensi o cumulati, ma questi agiscono su una predisposizione di base definita dalla combinazione di litologia fine a bassa coesione, da fattori morfologici (pendenze, esposizione dei versanti, connettività dei sedimenti, organizzazione del reticolo) e, in alcuni casi, da impronte morfostrutturali capaci di orientare drenaggi e discontinuità.

7.3.1 Confronto tra i siti-campione investigati

In corrispondenza dei sottobacini di Fosso di Salati e in località Le Vigne, dei versanti antropici di Macchia del Cerro e in località Grassano-Garaguso e del versante calanchivo adiacente, i DoD e il TPI mostrano pattern ricorrenti (par. 6.3): approfondimento dei solchi e arretramento di scarpate, inasprimento delle creste e concentrazione dei volumi erosi lungo reticoli gerarchizzati ad alta connettività idrologica. I bilanci volumetrici indicano tassi di denudazione elevati, ma con forte eterogeneità spaziale: i massimi si concentrano prevalentemente sui versanti nudi (cava e versanti antropici), mentre le aree con copertura

erbacea – pur discontinua – svolgono un ruolo di dissipazione del deflusso e di intrappolamento del sedimento.

Nel loro insieme, i risultati ottenuti nei due siti aragonesi (bacino del Torrente Rebullesa e Aguarales de Valpalmas) mostrano un certo tipo di coerenza con quanto osservato nei siti lucani e permettono di estendere il ragionamento sul gradiente di suscettibilità dei paesaggi argillosi mediterranei. I siti aragonesi di Araguás e Valpalmas, pur inseriti in contesti climatici e tettonici differenti, ripropongono gli stessi meccanismi di base: le morfologie di accumulo di sedimenti olocenici e i versanti prevalentemente argillosi passano, nel giro di pochi decenni, da assetti relativamente smussati a configurazioni fortemente incise, con DoD dominati da bande erosive lungo i canali effimeri e TPI che evidenziano l'accentuazione sistematica del contrasto tra elementi concavi e convessi.

Nei *badlands* del bacino del Torrente Rebullesa (par. 6.4, sottoparagrafo 6.4.1), il DoD 2012-2022 evidenzia una prevalenza netta di volumi erosi, concentrati lungo il reticolo effimero e sulle testate dei solchi, mentre il TPI mostra un progressivo inasprimento dei contrasti tra canali (TPI negativo) e creste (TPI positivo): il quadro è quello di un sistema altamente efficiente nel trasferire il sedimento, molto simile al versante-campione calanchivo in territorio lucano, che pure mostra incremento d'ordine del reticolo, DoD a bande alternanti e alte pendenze. Nell'area degli Aguarales de Valpalmas, la combinazione tra DoD 2016-2022 ad alta risoluzione e TPI 2016-2022 mette in luce processi di approfondimento dei canali, collasso dei fianchi dei pinnacoli e riorganizzazione dei versanti di raccordo, con aree di deposito localizzate ai piedi dei versanti (sottoparagrafo 6.4.2): un comportamento dinamico che richiama quello della cava in località Macchia del Cerro, dove DoD e osservazioni di campo documentano cicli rapidi di distacco, trasferimento e deposito temporaneo al piede, ma anche diffusi fenomeni di *piping* (sottoparagrafo 6.3.4, Fig. 95). In Basilicata la risposta è misurata anche tramite trappole per sedimento, che forniscono tassi "evento-per-evento" direttamente confrontabili con gli indici climatici, mentre in Aragona la quantificazione è affidata interamente alla componente morfometrica multitemporale. Nonostante ciò, l'immagine che emerge è convergente: in entrambi i contesti, litologie fini a bassa coesione, pendenze medio-alte, alta connettività topografica e bassa copertura vegetale

stagionale predispongono i versanti a risposte erosive rapide, che gli approcci di misura indiretta tramite solo impiego di DoD e TPI colgono in modo simile.

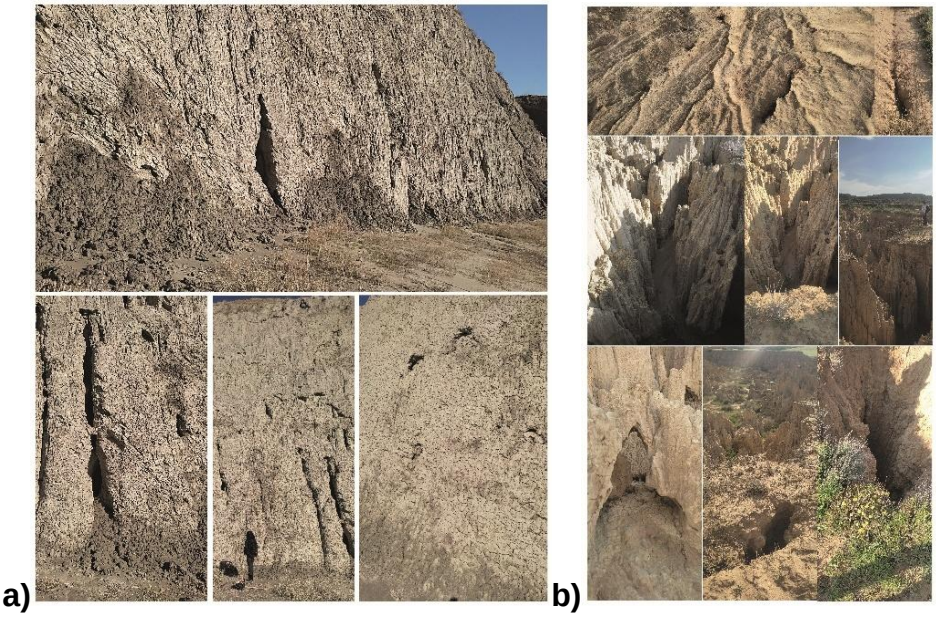


Figura 95 – Comparazione dei fenomeni di erosione accelerata, fenomeni di piping e micro-nicchie di distacco tra la cava in località Macchia del Cerro (a) e gli Aguarales de Valpalmas (b).

I siti campionati nell'Italia meridionale e quelli nella porzione nord-orientale della Spagna potrebbero rappresentare stati funzionali lungo un unico *continuum* di risposta dei paesaggi argillosi mediterranei alla combinazione fra forzanti climatiche (eventi pluviometrici più intensi e concentrati), predisposizione litologica e organizzazione del reticolo di drenaggio: laddove il gradiente di suscettibilità fissato alla scala di bacino è più elevato (valli strette, forti pendenze, substrati fini e poco coesivi), anche piccole variazioni nei regimi di pioggia si traducono in tassi di erosione molto elevati e in rapide transizioni morfologiche, mentre, dove la struttura di bacino è più "matura" o mitigata dalla vegetazione, la risposta rimane più attenuata. In questa prospettiva, i dati locali di volume eroso, tassi di incisione e segnali raccolti dalle trappole per sedimenti acquistano pieno significato solo se letti sullo sfondo di altri fattori considerati a scala di bacino (unità litologiche, indici di pendenza e connettività, differenziali di sollevamento), fornendo un quadro comparabile e trasferibile.

7.3.2 Tassi di erosione decadale in avanfossa

La stima dei tassi di erosione su scala decadale nell'area della Fossa Bradanica costituisce una delle principali chiavi di lettura per valutare l'intensità e la persistenza dei processi di denudazione in un contesto geomorfologico caratterizzato da elevata suscettibilità litologica, forte connettività sedimentaria e risposte rapide agli eventi pluviometrici intensi. La scala temporale decadale consente peraltro di attenuare l'elevata variabilità interannuale tipica dei climi mediterranei e di restituire una misura integrata dell'efficienza dei processi erosivi, risultando particolarmente adatta al confronto con contesti simili italiani e mediterranei. D'altro canto, misure dell'erosione riferite a intervalli temporali così ristretti (10-20 anni) difficilmente possono essere confrontate con le stime sul lungo periodo (N x 10^4 anni o anche N x 10^5 anni).

Nel dominio di avanfossa, i tassi di erosione riflettono l'interazione tra una predisposizione strutturale e litologica – legata alla diffusione di litotipi fini a bassa coesione – e l'azione di forzanti climatiche che operano prevalentemente come fattori attivanti. Studi condotti in contesti analoghi hanno dimostrato come, in aree mediterranee a dominante litologica argillosa, l'erosione su scala pluriennale o decadale sia fortemente controllata dalla morfologia dei versanti, dalla densità e gerarchia del reticolo idrografico e dal grado di connettività tra aree sorgenti di sedimento e canali di drenaggio principali (Conoscenti et al., 2014; Cappadonia et al., 2016; Caraballo-Arias & Ferro, 2016; Vergari et al., 2019).

In questo lavoro, perdite di volume medio annuale sono state derivate da un modello morfologico attraverso la ricostruzione di una superficie di riferimento modellata "pre-incisione", assumendo come T_0 il 2010. La superficie di riferimento, ricostruita tramite chiusura morfologica del DEM attuale 2025 (utilizzando un raggio r = 0,5 m), ha consentito di colmare incisioni più strette della scala dei *gullies* e stimare il volume di materiale mancante rispetto a una paleosuperficie di versante plausibile. La differenza positiva tra superficie ricostruita e DEM attuale fornisce una mappa di incisione e il corrispondente volume mancante $V_{missing}$. Il tasso volumetrico medio (m³/anno), stimato per un sito campione rappresentativo della Fossa Bradanica – versante antropico in destra orografica all'altezza dell'uscita Grassano-Garaguso della SS 407 "Basentana" (ID 12) coincidente con l'omonimo scalo ferroviario – in un intervallo

temporale di 15 anni (coincidente con lo scasso e il modellamento finale del versante per la realizzazione della SP 277), risulta pari a circa 0,53 m³/anno, corrispondente a un volume di incisione cumulato ($V_{missing}$) di ~8 m^3. L'incisione massima di 1,69 m è stata derivata in modo puntuale sul versante analizzato, dove l'evoluzione morfologica risulta dominata da processi di incisione concentrata. L'erosione risulta infatti fortemente localizzata: assumendo che il volume mancante sia imputabile esclusivamente ai settori caratterizzati da incisioni superiori a 0,02 m, pari a 33,5 m^2, l'incisione equivalente risulta pari a 0,24 m per l'arco temporale considerato, con una media di ~0,02 $m*a^{-1}$. Il tasso di approfondimento equivalente, calcolato per l'area caratterizzata da incisioni >0,02 m (~0,33% dell'area totale), risulta pari a 15,93 mm/a, confermando un significativo valore dell'erosione accelerata e concentrata dell'area di versante. Nel sito analizzato, infatti, la maggior parte del volume eroso è prodotta da settori arealmente molto limitati. In questo senso, i valori ottenuti sono da interpretare come indicatori medi equivalenti dell'efficienza erosiva del sistema, piuttosto che come tassi rappresentativi dell'attività dei soli settori calanchivi attivi. Valori di questo ordine di grandezza risultano inferiori ma coerenti con le stime di erosione disponibili per altri settori della Basilicata caratterizzati da litologie fini e assetti geomorfologici analoghi, seppur a scale spaziali e temporali differenti.

Analisi pluridecadali basate su modellazione spazialmente distribuita e su validazioni con dati di campo hanno evidenziato perdite di volume medie annuali, a scala di bacino, dell'ordine di alcune decine di t ha a^{-1}, corrispondenti a tassi di erosione compresi tra ~0,5 e ~0,8 mm/a, assumendo una densità media della litologia pari a 1900 kg m^{-3}. Tali valori risultano fortemente influenzati sia dai cambiamenti d'uso del suolo sia dall'elevata predisposizione litologica del territorio (Capolongo et al., 2008b). Tassi medi significativamente più elevati, compresi tra ~9 e ~19 mm/a, sono invece riportati per le aree calanchive attive dei bacini della Basilicata, dove i processi di erosione concentrata e gravitativa dominano la dinamica dei versanti (Clark & Rendell, 2006).

L'interpretazione di tali valori richiede di considerarli non come grandezze uniformi, ma come espressione di una distribuzione spaziale e temporale fortemente eterogenea dei processi, in cui settori caratterizzati da erosione lineare attiva possono contribuire in modo significativo al bilancio complessivo di sedimento, a fronte di superfici arealmente limitate ma morfologicamente e funzionalmente molto efficienti (Guida et al., 2024). In questo senso, i tassi

decadali derivati dal bilancio volumetrico rappresentano un indicatore sintetico dell'efficienza complessiva del sistema di produzione e trasferimento dei sedimenti, piuttosto che una misura diretta, continua e spazialmente uniforme dell'abbassamento superficiale associato ai singoli processi erosivi.

I valori riportati in letteratura per i bacini lucani risultano confrontabili, per ordine di grandezza, con i tassi di erosione decadale riportati per altre aree calanchive italiane, come la Val d'Orcia (Toscana meridionale), dove analisi multitemporali e monitoraggi di più lungo periodo hanno evidenziato tassi medi elevati e persistenti di denudazione. In tali contesti, i tassi a scala di bacino risultano generalmente compresi tra ~10 e ~20 mm/a, mentre sui versanti calanchivi attivi si registrano valori significativamente più elevati, dell'ordine di ~50-70 mm/a, associati a una rapida evoluzione morfologica dei versanti e a una forte incidenza dei processi gravitativi e di erosione concentrata (Ciccacci et al., 2008; Aucelli et al., 2014). Tali studi hanno mostrato come i tassi di erosione su scala pluridecadale siano il risultato di una combinazione di incisione fluviale, arretramento dei versanti e una riorganizzazione spaziale e funzionale dei principali processi geomorfologici, con una stretta relazione tra processi calanchivi, instabilità di versante e connettività idrologica (Aucelli et al., 2014; Vergari et al., 2019). Analogamente, nel settore di avanfossa dell'Appennino meridionale, i tassi di approfondimento qui stimati possono essere interpretati come espressione di un sistema geomorfologico in rapido adattamento, in cui l'erosione accelerata rappresenta una risposta efficiente al *triggering* climatico, piuttosto che un'anomalia transitoria legata a singoli eventi estremi, i cui effetti, tuttavia, possono produrre variazioni morfologiche e perdite di suolo molto elevate su scala annuale nelle aree calanchive attive (Palmeri et al., 2024).

All'interno della rete di installazione di trappole di sedimento per la misura della velocità di smantellamento erosivo e per l'analisi della connessione più o meno diretta con gli eventi piovosi, il monitoraggio in un arco di tempo significativo (pluriennale) potrà fornire dati utili al confronto con quelli derivati dalle tecniche di misura indiretta. Al momento con tutte le cautele del caso (si tratta di una proiezione di misure puntuali su un intervallo annuale), sembra stimabile un valore compreso tra poco meno di un metro cubo e circa 0,5 m^3 all'anno di materiale eroso per singolo fosso in erosione accelerata (cfr. paragrafo 6.3.7). Tale valore risulta da uguale a doppio di quello calcolato per il versante artificiale nei pressi dello scalo Grassano-Garaguso, suggerendo

l'esistenza di episodi parossistici all'interno di una tendenza di maggior corso temporale.

Le stime dei tassi di erosione calcolati in questo lavoro sono in ogni caso di un ordine di grandezza più grandi di quelli computati sul lungo termine (cioè, a partire dal Pleistocene medio-superiore) per l'Italia meridionale (Schiattarella et al., 2004, 2008), che si attestano su valori medi di 0,2-0,3 mm/a. L'insieme dei fenomeni di approfondimento dei *gullies* e di "inasprimento" della morfologia dei versanti a calanchi registrato nell'ultimo quindicennio contribuisce pertanto alla generazione di veri e propri *hotspot* erosivi in aree temperate.

7.4 Prospettive e sviluppi futuri: verso protocolli condivisi sui tassi di erosione e lo studio del *climate change*

Il lavoro proposto nell'ambito della presente tesi rappresenta il tentativo di rendere esplicito e replicabile un modo di "misurare" il cambiamento climatico in atto con particolare riferimento ai contesti semi-aridi mediterranei. Il contributo più robusto, oltre al computo – seppur preliminare – del valore dei tassi di erosione, consiste nella formalizzazione di un quadro procedurale (Appendice A): il database degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico, l'organizzazione in macro-categorie tassonomiche, l'analisi di parametri e indici basato su un approccio multiscala e multitemporale, la scheda sito standardizzata e la catena operativa che connette la forzante climatica alla risposta del sistema morfologico. In questo senso, il lavoro non ha il solo obiettivo di proporre un caso studio, ma anche quello di codificare un linguaggio comune entro cui diversi casi di studio possano essere inseriti e confrontati lungo un medesimo gradiente di suscettibilità litologica e morfologica, come mostrato dal parallelismo tra i siti lucani e quelli aragonesi.

La risposta erosiva "accelerata" emerge chiaramente come il prodotto dell'interazione tra forzanti climatiche più intense e concentrate e una predisposizione di base legata a litologia, caratteri morfologici e, in misura variabile, controlli morfostrutturali. Tuttavia, la quota relativa di ciascun fattore rimane solo parzialmente quantificata e rappresenta una delle principali sfide aperte, in linea con il concetto di "*nature vs nurture*" proposto da Molnar e altri Autori, oltre vent'anni fa.

In prospettiva, il framework elaborato in questo lavoro traccia una possibile traiettoria per la ricerca futura. Tra i possibili sviluppi futuri assume particolare rilevanza l'integrazione dei tassi di erosione recenti all'interno di una prospettiva geocronologica multi-scalare, finalizzata a confrontare i processi geomorfologici attuali con i tassi di denudazione e sedimentazione ricostruiti su scale temporali più lunghe. In tale prospettiva, i dati sperimentali raccolti rappresentano una base preliminare per valutare se l'attuale accelerazione dei processi di erosione osservata nei contesti mediterranei semi-aridi possa configurarsi come una dinamica effettivamente senza precedenti nel record geomorfologico locale o come una amplificazione di cicli naturali preesistenti. Tale approccio risulta particolarmente rilevante anche alla luce della crescente divergenza osservata tra le curve recenti delle concentrazioni atmosferiche di CO_2 e la variabilità olocenica naturale (par. 3.2.1, Fig. 9; Lüthi et al., 2008). In questo senso, appare utile l'integrazione di simili dati all'interno della suddivisione cronologica proposta per l'Antropocene in questa tesi dottorale, in modo tale che proposta e dati possano vicendevolmente irrobustirsi. Infatti, la parcellizzazione dei tassi di erosione e deposizione all'interno di una forchetta temporale secolare o millenaria può fornire una curva di variazione in qualche modo accoppiabile a quelle già disponibili in letteratura per tenori di CO_2, livello del mare, piovosità e/o paleotemperature.

Inoltre, da un lato, risulta auspicabile un'estensione del database a serie temporali più lunghe, a un numero maggiore di aree di studio e ad altri contesti semi-aridi, anche al di fuori della sola regione mediterranea, in modo da poterne testare la robustezza e affinare le relazioni tra indicatori climatici, condizioni di suscettibilità e *marker* geomorfologici. Dall'altro, l'integrazione sistematica delle incertezze (sui dati topografici, sulle misure di campo, sulle soglie di innesco) e il collegamento con modelli numerici di processo e con strumenti di analisi statistica regionale potranno trasformare il framework da schema interpretativo a vera e propria piattaforma operativa, utile per la definizione di soglie di allerta (*early-warning*), scenari di evoluzione del paesaggio e strategie di gestione del rischio. In questo senso, il protocollo procedurale (Appendice A.1) e il database degli indicatori proposti (Appendice A.2) non vanno intesi come un punto di arrivo definitivo, ma come un punto di partenza consolidato per una seconda generazione di studi sul cambiamento climatico in aree semi-aride. La forza di un simile approccio risiede nella capacità di tenere insieme molteplici scale di

indagine, clima e litologia, processi misurati e contesto morfostrutturale, in un'ottica esplicitamente comparativa. In questa integrazione – tra approcci, scale e discipline – resta la possibilità futura di costruire una comunità di pratiche condivise in grado di leggere in maniera olistica la risposta geomorfologica dei paesaggi mediterranei al *climate change* e di tradurre questa conoscenza in strumenti concreti per l'adattamento e la mitigazione del rischio geomorfologico.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

GEOCRONOLOGIA DEL QUATERNARIO E PALEOCLIMA

AA.VV. (1992) - Geos 2000 Progetto Terra. Indirizzi per un Piano di Settore delle Scienze della Terra in Italia. Franco Ricci Lucchi (a cura di), Giardini Editori, Pisa, pp. 37.

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997) - Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. Geology, 25(6), 483-486.

Barber D., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A., Andrews J., Kerwin M., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M., Gagnon J.M. (1999) - Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. Nature, 400(6742), 344-348.

Barker G. (2006) - The Agricultural Revolution in Prehistory: Why Did Foragers Become Farmers? Oxford University Press, Oxford.

Barnard P.L., Owen L.A., Finkel R.C. (2006) - Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest: their characteristics, age and formation. Journal of the Geological Society, London, 163, 383-399.

Berger A.L., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (1984) - Milankovitch and Climate. Understanding the Response to Astronomical Forcing. NATO ASI Series C, Vol. 126. Springer.

Berger W.H. (2002) - Cesare Emiliani (1922–1995), pioneer of Ice Age studies and oxygen isotope stratigraphy. Comptes Rendus Palevol, 1(6), 479-487.

Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A. (1985) - The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy, in Snelling N.J. (ed.), Geochronology and the Geologic Record. Geol. Soc. (London) Spec. Pap., 211-260.

Bini M., Zanchetta G., Perşoiu A., Cartier R., Català A., Cacho I., Dean J.R., Di Rita F., Drysdale R.N., Finnè M., Isola I., Jalali B., Lirer F., Magri D., Masi A., Marks L., Mercuri A.M., Peyron O., Sadori L., Sicre M.-A., Welc F., Zielhofer C., Brisset, E. (2019) - The 4.2 ka BP Event in the Mediterranean region: an overview. Clim. Past, 15, 555-577.

Bintanja R., Van de Wal R.S.W., Oerlemans J. (2005) - Modelled atmospheric temperature and global sea levels over the past million years. Nature, 437, 125-128.

Bradley R.S. (2014) - Paleoclimatology (Third Edition). Academic Press.

Braterman P.S. (2013) - How Science Figured Out the Age of Earth. Scientific American.

Broecker W.S. (1997) - Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO2 Upset the Current Balance? Science, 278(5343), 1582-1588.

Broecker W.S. (2006) - Was the Younger Dryas triggered by a flood? Science, 312(5777), 1146-1148.

Buchardt B. (1978) - Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. Nature, 275, 121-123.

Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclaus J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J. (2016) - Cooling and societal change during the late Antique little ice age from 536 to around 660 AD. Nat. Geosci., 9, 231-236.

Campbell B.M.S. (2016) - The Great Transition: Climate, Disease, and Society in the Late-Medieval World. Cambridge University Press.

Cavalli Sforza L.L. (1996) - Geni, popoli e lingue. Adelphi Edizioni, pp. 354.

Chappell J. & Shackleton N. (1986) - Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324, 137-140.

Charenko M. (2022) - Blowing in the Wind: Pollen's Mobility as a Challenge to Measuring Climate by Proxy, 1916–1939. Journal of the History of Biology, 55, 465-493.

Cisneros M., Cacho I., Moreno A., Stoll H., Torner J., Català A., Edwards R.L., Cheng H., Fornós J.J. (2021) - Hydroclimate variability during the last 2700 years based on stalagmite multi-proxy records in the central-western Mediterranean, Quaternary Science Reviews, 269, 107137.

Clark P.U., Archer D., Pollard D., Blum J.D., Rial J.A., Brovkin V., Mix A.C., Pisias N.G., Roy M. (2006) - The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2. Quaternary Science Reviews, 25(23-24), 3150-3184.

Cowie J.W. (1986) - Guidelines for boundary stratotypes. Episodes, 9(2), 78-82.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J, Basset M.G., Remane J. (1986) - Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 83, 1-14.

Cronin T.M., Dwyer G.S, Kamiya T., Schwede S., Willard D.A. (2003) - Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. Global and Planetary Change, 36(1-2), 17-29.

Cucart-Mora C., Lombao D., Pineda A., Boemke B., Mecozzi B., Moncel M.H. (2026) - The First Occupations of Western Europe: Dispersals and Population Dynamics in the Early to Middle Pleistocene. J. Archaeol. Method Theory, 33, 19.

Cullen H.M., deMenocal P., Hemming S., Hemming G., Brown F.H., Guilderson T., Sirocko F. (2000) - Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. Geology, 28, 379382.

Dalrymple G.B. (2001) - The age of the Earth in the twentieth century: a problem (mostly) solved. Special Publications, Geological Society of London, 190(1), 205-221.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Oeschger H. (1993) - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364(6434), 218-220.

Dixit Y., Hodell D.A., Petrie C.A. (2014) - Abrupt weakening of the summer monsoon in northwest India 4100 yr ago. Geology, 42, 339-342.

Drysdale R.N., Zanchetta G., Hellstrom J.C., Maas R., Fallick A.E., Pickett M., Cartwright I., Piccini L. (2006) - Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. Geology, 34, 101-104.

Dull R.A., Southon J.R., Kutterolf S., Anchukaitis K.J., Freundt A., Wahl D.B., Sheets P., Amaroli P., Hernandez W., Wiemann M.C., Oppenheimer C. (2019) - Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as source of the colossal 'mystery' eruption of 539/40 CE. Quaternary Science Reviews, 222.

Dykoski C.A., Edwards R. L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M., Lin Y., Qing J., An Z., Revenaugh J. (2005) - A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet. Sci. Lett. 233, 71-86.

Emiliani C. (1955) - Pleistocene Temperatures. The Journal of Geology, 63(6), 538-578.

Fairbanks R.G. (1989) - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342(6250), 637-642.

Firestone R.B., West A., Kennett J.P., Becker L., Bunch T.E., Revay Z.S., Schultz P.H., Belgya T., Kennett D.J., Erlandson J.M., Dickenson O.J., Goodyear A.C., Harris R.S., Howard G.A., Kloosterman J.B., Lechler P., Mayewski P.A., Montgomery J., Poreda R., Darrah T., Que Hee S.S., Smith A.R., Stich A., Topping W., Wittke J.H., Wolbach W.S. (2007) - Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, 104(41), 16016-16021.

Gasse F. (2000) - Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 19(1-5), 189-211.

Gibbard P. & Head M.J. (2009) - The Definition of the Quaternary System/Era and the Pleistocene Series/Epoch. Quaternaire, 20(2), 125-133.

Gibbard P. & van Kolfschoten T. (2004) - The Pleistocene and Holocene Epochs. Chapter 22 In: Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Smith, A. G. (eds.). A Geologic Time Scale 2004 Cambridge University Press, Cambridge.

Gradstein F. M., Ogg J.G., Smith A. G. (2020) - A geologic time scale 2004. Geol. Surv. Canada, Miscellaneous Report 86, 1 (poster).

Grove J.M. (2004) - The Little Ice Age (2nd ed.). Routledge, pp.760.

Haq B.U. & Van Eysinga W.M. (1987) - Geological Time Table: Elsevier Sc. Publ B. U.

Harper K. (2017) - The Fate of Rome. Climate, Disease, and the End of an Empire. Princeton University Press.

Haug G.H. & Peterson L.C. (2006) - Nicholas Shackleton (1937–2006). Nature, 439, 928.

Hu H.-M., Michel V., Valensi P., Mii H.-S., Starnini E., Zunino M., Shen C.-C. (2022) - Stalagmite-Inferred Climate in the Western Mediterranean during the Roman Warm Period. Climate, 10, 93.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. (1984) - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revise chronology of the marine d18O record. In: Berger A.L., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (Eds.), Milankovitch and Climate. Part 1. D. Reidel, Dordrecht, Netherlands, 269-305.

Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Hammer C.U., Andersen U. (1992) - Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature, 359(6393), 311-313.

Koster E.A. (2005) - The Physical Geography of Western Europe. Oxford, Oxford University Press, p. 41.

Kukla G.J. (1977) - Pleistocene land-sea correlations I. Europe. Earth-Science Reviews, 13(4), 307-374.

Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 111(93).

Lavigne F., Santoso S., Gerlach T., Patterson M., Manser M., McCormick M., Pausata F., et al. (2013) - Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani Volcanic Complex, Indonesia. Proceedings of the National Academy of Sciences, 110(42), 16742-16747.

Lewis C. (2000) - The Dating Game: One Man's Search for the Age of the Earth. Cambridge University Press, 253 pp.

Little L.K. (2006) - Plague and the End of Antiquity: The Pandemic of 541-750. Cambridge University Press.

Manhes G., Allègre C.J., Dupré B., Hamelin B. (1980) - Lead isotope study of basic ultrabasic layered complexes: Speculations about the age of the earth and primitive mantle characteristics. Earth and Planetary Science Letters, 47(3), 370-382.

Mann M.E., Zhang Z., Hughes M.K. (2009) - Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 326(5957), 1256-1260.

Mann M.E., Zhang Z., Hughes M.K., Bradley R.S., Miller S.K., Rutherford S., Ni F. (2008) - Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. PNAS, 105(36), 13252-13257.

Margaritelli G., Cacho I., Català A., Barra M., Bellucci L.G., Lubritto C., Rettori R., Lirer F. (2020) - Persistent warm Mediterranean surface waters during the Roman period. Scientific Reports, 10, 10431.

Margaritelli G., Lirer F., Di Rita F., Fara A. (2023) - La Piccola Era Glaciale e il suo clima tra mare, terra e arte. Geologicamente, Soc. Geol. It., 11, 20-28.

Marra F., Rosa C., Florindo F. (2025) - Late Holocene Abrupt Changes in the Fluvial Dynamics of the Tiber Valley Catchment (Rome, Italy): An Impact of the 4.2 Event? Quaternary, 8(4), 59.

Matthews J.A. & Briffa K.R. (2005) - The ‘Little Ice Age’: Re-Evaluation of an Evolving Concept. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 87(1), 17-36.

McCormick M., Dutton P., Mayewski P. (2007). Volcanoes and the Climate Forcing of Carolingian Europe, A.D. 750-950. Speculum. 82, 865-895.

Moreno A., Bartolomé M., López-Moreno J. I., Pey J., Corella J. P., García-Orellana J., Sancho C., Leunda M., Gil-Romera G., González-Sampériz P., Pérez-Mejías C., Navarro F., Otero-García J., Lapazaran J., Alonso-González E., Cid C., López-Martínez J., Oliva-Urcia B., Faria S. H., Sierra M. J., Millán R., Querol X., Alastuey A., and García-Ruíz J. M. (2021) - The case of a southern European glacier which survived Roman and medieval warm periods but is disappearing under recent warming. The Cryosphere, 15, 1157-1172.

Morrill C., Overpeck J.T., Cole J. E. (2003) - A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. Holocene 13, 465-476.

Neukom R., Steiger N., Gómez-Navarro J.J., Wang J., Werner J.P. (2019) - No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. Nature, 571, 550-554.

Ogg J.G. & Pillans B. (2008) - Establishing Quaternary as a formal international Period/System. Episodes, 31(2), 230-233.

Parker S.E., Harrison S.P. (2022) - The timing, duration and magnitude of the 8.2 ka event in global speleothem records. Sci Rep 12, 10542.

Partridge T.C. (1997a) - The Plio–Pleistocene boundary. Quaternary International, 40, 1-100.

Peruffo A. (2018) - L'età dell'oro dei cacciatori: L'evoluzione dell'uomo tra le ere glaciali e il ruolo climatico nello sviluppo della specie umana. Soldiershop editore, 128 pp.

Pillans B. (2003) - Subdividing the Pleistocene using the Matuyama–Brunhes boundary (MBB): an Australasian perspective. Quaternary Science Reviews, 22, 1569-1577.

Pillans B. & Gibbard P. (2012) - Chapter 30 - The Quaternary Period. In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.), The Geologic Time Scale. Elsevier, 979-1010.

Pillans B. & Naish T.R. (2004) - Defining the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 23(22-23), 2271-2282.

Prentice I.C., Harrison S.J., Huntley H.L., Cramer M.F.B., Bradshaw T.M.A.C.K. (1992) - A global biome model based on plant physiology and dominance. Journal of Biogeography, 19(3), 289-301.

Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S. (2015) - An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. Quaternary Science Reviews, 111, 94-106.

Railsback L.B., Liang F., Brook G.A., Riavo N., Voarintsoa G., Sletten H.R., Marais E., Hardt B., Cheng H., Edwards R.L. (2018) - The timing, two-pulsed nature, and variable climatic ex pression of the 4.2ka event: A review and new high-resolution stalagmite data from Namibia. Quaternary Sci. Rev., 186, 78-90.

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen, H.B. (2006) - A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research, 111(D6), D06102.

Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane R., Michelsen O., Naiwen W. (1996) - Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy. Episodes, 19, 77-81.

Rio D., Raffi I., Villa G. (1990) - Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution patterns in the Western Mediterranean. In: Kastens K.A., Mascle J. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 107, 513-533.

Rio D., Sprovieri R., Castradori D., Di Stefano E. (1998) - The Gelasian Stage (Upper Pliocene): a new unit of the global standard chronostratigraphic scale. Episodes, 21, 82-7.

Rio D, Sprovieri R., Di Stefano E. (1994) - The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series. Riv. It. Paleont. Strat., 100, 103-124.

Rio D., Sprovieri R., Thunell R. (1991) - Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation of Mediterranean type sections. Geol. Soc. Am. Bull., 103, 1049-1058.

Sarnthein M., Bartoli G., Prange M., Schmittner A., Schneider B., Weinelt M., Andersen N., Garbe-Schönberg D. (2009) - Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. Climate of the Past., 5, 269-283.

Seersholm F.V., Werndly D.J., Grealy A., Johnson T., Keenan Early E.M., Lundelius E.L. Jr., Winsborough B., Farr G.E., Toomey R., Hansen A.J., Shapiro B., Waters M.R., McDonald G., Linderholm A., Stafford T.W. Jr., Bunce M. (2020) - Rapid range shifts and megafaunal extinctions associated with late Pleistocene climate change. Nature Communications, 11, 2770.

Shackleton N.J (1967) - Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. Nature, 215, 15-17.

Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., et al. (1984) - Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, 307, 620-623.

Sprovieri R. (1992) - Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. Riv. It. Paleont. Strat., 98(1), 61-100.

Sprovieri R. (1993) - Pliocene-early Pleistocene Astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. Riv. It. Paleont. Strat., 99(3), 371-414.

Stothers R.B. (1984a) - Mystery cloud of AD 53. Nature, 307, 344-345.

Stothers R.B. (1984b) - The Great Tambora Eruption in 1815 and Its Aftermath. Science, 224(4654), 1191-1198.

Stríkis N.M., Cruz F.W., Cheng H., Karmann I., Edwards R.L., Vuille M., Wang X., de Paula M.S., Novello V.F., Auler A.S. (2011) - Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. Geology 39, 1075-1078.

Stuart A.J. (1991) - Mammalian extinctions in the late Pleistocene of northern Eurasia and North America. Biological Reviews, 66(4), 453-562.

Suc J.P., Bertini A., Leroy S.A.G., Suballyova D. (1997) - Towards a lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss/Matuyama Reversal. Quaternary International, 40, 37-42.

Tripati A.K., Roberts C.D., Eagle R.A. (2009) - Coupling of CO_2 and Ice Sheet Stability Over Major Climate Transitions of the Last 20 Million Years. Science, 326, 1394-7.

Turner S., Wilde S., Wörner G., Schaefer B., Lai Y-J. (2020) - An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean. Nature communications, 11(1), 1241.

Vai G.B. (2001) - GSSP, IUGS and IGC: an endless story toward a common language in the Earth Sciences. Episodes, 24(1), 29-31.

Weiss H. (2015) - Megadrought, collapse, and resilience in late 3rd millennium BC Mesopotamia. In: Meller H., Arz H.W., Jung R., Risch R. (eds.), 2200 BC – A Climatic Breakdown as a Cause for the Collapse of the Old World? Landesmuseum fur Vorgeschichte. Halle, 35-52.

Weiss H. (2016) - Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2–3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia. Past Global Changes Magazine, 24, 62-63.

Weiss H., Courty M.-A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R., Curnow A. (1993) - The Genesis and Collapse of Third Millennium North Mesopotamian Civilization. Science, New Series, 261(5124), 995-1004.

Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V. (2019) - Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO2 and regolith removal. Science Advances, 5(4).

ANTROPOCENE: CORNICE CONCETTUALE E DIBATTITO

Ammerman A.J. & Cavalli-Sforza L.L. (1973) - A population model for the diffusion of early farming in Europe. In: C. Renfrew (editor), The Explanation of Culture Change: Models in Prehistory. London, Duckworth, 343-357.

Ammerman A.J. & Cavalli-Sforza L.L. (1984) - The Neolithic Transition and the Genetics of Populations in Europe. Princeton Univ. Pr., pp. 200.

Autin W. & Holbrook J. (2012) - Is the Anthropocene an issue of stratigraphy or pop culture? GSA Today, 22(7), 60-61.

Barnosky A.D., Koch P.L., Feranec L.S., Wing S.L., Shabel A.B. (2004) - Assessing the Causes of Late Pleistocene Extinctions on the Continents. Science, 306(5693), 70-75.

Barnosky A.D., Matzke N., Tomiya S., Wogan G.O.U., Swartz B., Quental T.B., Marshall C., McGuire J.L., Lindsey E.L., Maguire K.C., Mersey B., Ferrer E.A. (2011) - Has the Earth's sixth massextinction already arrived? Nature 471, 51-57.

Bar-Yosef O. (2017) - Facing climatic hazards: Paleolithic foragers and Neolithic farmers. Quaternary International 428, 64-72.

Bauer A.M. & Ellis E. (2018) - The Anthropocene Divide. Obscuring Understanding of Social-Environmental Change. Current Anthropology, 59(2), 209-227.

Bergquist M., Nilsson A., Schultz P.W. (2019) - Experiencing a severe weather event increases concern about climate change. Frontiers in Psychology, 10, 220.

Bourzac K. (2025) - The Anthropocene is dead. Long live the Anthropocene. Engineering, 47, 6-7.

Brami M.N. (2019) - The Invention of Prehistory and the Rediscovery of Europe: Exploring the Intellectual Roots of Gordon Childe's 'Neolithic Revolution' (1936). J World Prehist 32, 311-351.

Braje T.J. & Erlandson J.M. (2013) - Human acceleration of animal and plant extinctions: a late Pleistocene, Holocene, and Anthropocene continuum. Anthropocene, 4, 14-23.

Carlowicz M. (2009) - The World We Avoided by Protecting the Ozone Layer. NASA's Earth Observatory Website (https://earthobservatory.nasa.gov/features/WorldWithoutOzone – ultima consultazione: 25/11/2024).

Ceballos G., Ehrlich P.R., Barnosky A.D., García A., Pringle R.M., Palmer T.M. (2015) - Accelerated modern human–induced species losses: Entering the sixth mass extinction. Sci. Adv. 1(5).

Crutzen P.J. & Stoermer E.F. (2000) - The "Anthropocene". Global Change Newsletter, 41, 17-18.

Cucart-Mora C., Lombao D., Pineda A., Boemke B., Mecozzi B., Moncel M.H. (2026) - The First Occupations of Western Europe: Dispersals and Population Dynamics in the Early to Middle Pleistocene. J. Archaeol. Method Theory, 33, 19.

Edgeworth M., Gibbard P., Walker M., Merritts D., Finney S., Maslin M. (2023) - The stratigraphic basis of the Anthropocene Event. Quaternary Science Advances. 11(1).

Ellis E. (2018) - Anthropocene: A Very Short Introduction. Oxford University Press.

Erlandson J.M. & Braje T.J. (2013) - Archeology and the Anthropocene. Anthropocene, 4, 1-7.

Fernández E., Pérez-Pérez A., Gamba C., Prats E., Cuesta P., Anfruns J., Molist M., Arroyo-Pardo E., Turbón D. (2014) - Ancient DNA analysis of 8000 B.C. near eastern farmers supports an early neolithic pioneer maritime colonization of Mainland Europe through Cyprus and the Aegean Islands. PLoS Genet., 10(6).

Foley S.F., Gronenborn D., Andreae M.O., Kadereit J.W., Esper J., Scholz D., Pöschl U., Jacob D.E., Schöne B.R., Schreg R., Vött A., Jordan D., Lelieveld J., Weller C.G., Alt K.W., Gaudzinski-Windheuser S., Bruhn K.C., Tost H., Sirocko F., Crutzen P.J. (2013) - The Palaeoanthropocene – The beginnings of anthropogenic environmental change. Anthropocene, 3, 83-88.

Fowler D., Brimblecombe P., Burrows J., Heal M.R., Grennfelt P., Stevenson D.S., Jowett A., Nemitz E., Coyle M., Liu X., Chang Y., Fuller G.W., Sutton M.A., Klimont Z., Unsworth M.H., Vieno M. (2020) - A chronology of global air quality. Phil. Trans. R. Soc. A., 378.

Gałuszka A., Migaszewski Z.M., Zalasiewicz J. (2013) - Assessing the Anthropocene with geochemical methods. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 221-238.

Gangal K., Sarson G.R., Shukurov A. (2014) - The near-eastern roots of the Neolithic in South Asia. PLoS One, 9(5).

Gibbard P. & Walker M. (2013) - The term 'Anthropocene' in the context of formal geological classification. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 29-37.

Gibbard P., Walker M., Bauer A., Edgeworth M., Edwards L., Ellis E., Finney S., Gill J.L., Maslin M., Merritts D., Ruddiman W. (2022) - The Anthropocene as an Event, not an Epoch. Journal of Quaternary Science, 37(3), 395-399.

Gibling M. (2018) - River Systems and the Anthropocene: A Late Pleistocene and Holocene Timeline for Human Influence. Quat., 1(3).

Gorman A.C. (2014) - The Anthropocene in the Solar System. Journal of Contemporary Archaeology, 1(1), 87-91.

Grinevald J. (1993) - Vernadsky e la scienza della biosfera, in Vladimir Ivanovich Vernadsky. La Biosfera, Como, Red Edizioni.

Groman-Yaroslavski I., Weiss E., Nadel D. (2016) - Composite Sickles and Cereal Harvesting Methods at 23,000-Years-Old Ohalo II, Israel. PLoS ONE, 11(11).

Harris D.C. (2010) - Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO_2 Measurements. Analytical Chemistry, 82(19), 7865-7870.

Karmin M., Saag L., Vicente M., Wilson Sayres M.A., Järve M., Gerst Talas U., Rootsi S., Ilumäe A.-M., Mägi R., Mitt M., Pagani L., Puurand T., Faltyskova Z., Clemente F., Cardona A., Metspalu E., Sahakyan H., Yunusbayev B., Hudjashov G., DeGiorgio M., Loogväli E.-L., Eichstaedt C., Eelmets M., Chaubey G., Tambets K., Litvinov S., Mormina M., Xue Y., Ayub Q., Zoraqi G., Korneliussen T.S., Akhatova F., Lachance J., Tishkoff S., Momynaliev K., Ricaut F.-X., Kusuma P., Razafindrazaka H., Pierron D., Cox M.P., Sultana G.N., Willerslev R., Muller C., Westaway M., Lambert D., Skaro V., Kovačević L., Turdikulova S., Dalimova D., Khusainova R., Trofimova N., Akhmetova V., Khidiyatova I., Lichman D.V., Isakova J., Pocheshkhova E., Sabitov Z., Barashkov N.A., Nymadawa P., Mihailov E., Seng J.W.T., Evseeva I., Migliano A.B., Abdullah S., Andriadze G., Primorac D., Atramentova L., Utevska O., Yepiskoposyan L., Marjanović D., Kushniarevich A., Behar D.M., Gilissen C., Vissers L., Veltman J.A., Balanovska E., Derenko M., Malyarchuk B., Metspalu A., Fedorova S., Eriksson A., Manica A., Mendez F.L., Karafet T.M., Veeramah K.R., Bradman N., Hammer M.F., Osipova L.P., Balanovsky O., Khusnutdinova E.K., Johnsen K., Remm M., Thomas M.G., Tyler-Smith C., Underhill P.A., Willerslev E., Nielsen R., Metspalu M., Villems R., Kivisild T. (2015) - A recent bottleneck of Y chromosome diversity coincides with a global change in culture. Genome Research, 25, 459-466.

Kealhofer L. (2003) - Looking into the gap: land use and the tropical forests of southern Thailand. Asian Perspectives, vol. 42(1), 72-95.

Laskin D. (2006) - The Great London Smog. Weatherwise, 59(6), 42-45.

Lawton H.W. & Wilke P.J. (1979) - Ancient Agricultural Systems in Dry Regions of the Old World. In: Hall A.E., Cannell G.H., Lawton H.W. (eds.), Agriculture in Semi-Arid Environments, Ecological Studies vol. 34, reprint, Berlin, Springer Science & Business Media.

Lewis S. & Maslin M. (2015) - Defining the Anthropocene. Nature, 519, 171-180.

Mume A.A., Turyasingura B., Abdi E., Umer Y., Amanzi L.N., Uwimbabazi A., Ndeke C., Bosco N.J., Chavula P. (2024) - Impact of Climate Change on the Environment: A Synthesis Study. Asian Journal of Research in Agriculture and Forestry, 10(2), 86-96.

Neukom R., Steiger N., Gómez-Navarro J.J., Wang J., Werner J.P. (2019) - No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. Nature, 571, 550-554.

Pievani T. (2019) - La Terra dopo di noi. Contrasto Editore, Roma.

Polivka B.J. (2018) - The Great London Smog of 1952. AJN, American Journal of Nursing, 118(4), 57-61.

Rafferty J.P. (2024) - Anthropocene Epoch. Encyclopedia Britannica. (11 ottobre 2024, https://www.britannica.com/science/Anthropocene-Epoch).

Roberts N., Woodbridge J., Bevan A., Palmisano A., Shennan S., Asouti E. - Human responses and non-responses to climatic variations during the last Glacial-Interglacial transition in the eastern Mediterranean. Quaternary Science Reviews 184, 47-67.

Ruddiman W.F. (2003) - The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. Climatic Change, 61(3), 261-293.

Ruddiman W.F. (2010) - Plows, Plagues, and Petroleum: How Humans Took Control of Climate. Princeton University Press.

Ruddiman W.F., He F., Vavrus S.J., Kutzbach J.E. (2020) - The early anthropogenic hypothesis: A review. Quaternary Science Reviews, 240.

Scott J.C. (2017) - Against the Grain: a Deep History of the Earliest States. NJ, Yale UP.

Smith B.D. & Zeder M. A. (2013) - The onset of the Anthropocene. Anthropocene, 4, 8-13.

Steffen W., Crutzen P.J., McNeill J.R. (2008) - The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of Nature? AMBIO A Journal of the Human Environment 36(8),614-621.

Stephens L., Fuller D., Boivin N., Rick T., et al. (2019) - Archaeological assessment reveals Earth's early transformation through land use. Science, 365(6456), 897-902.

Syvitski J.P.M. & Kettner A. (2011) - Sediment flux and the Anthropocene. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 369(1938), 957-975.

Vita-Finzi C. (1969) - The Mediterranean valleys: geological changes in historical times. London, Cambridge University Press, pp.140.

Vernadskij V.I. (1994) - Pensieri filosofici di un naturalista. A cura di: Tagliagambe S., Roma, Teknos.

Vernadskij V.I. (1999) - La biosfera e la noosfera. A cura di: Fais D., Palermo, Sellerio.

Waters C.N., Zalasiewicz J., Summerhayes C.P., Barnosky A.D., Poirier C., Gałuszka A., Cearreta A., Edgeworth M., Ellis E.C., Ellis M., Jeandel C., Leinfelder R., McNeill J. R., Richter D. d., Steffen W., Syvitski J.P.M., Vidas D., Wagreich M., Williams M., An Z., Grinevald J., Odada E., Oreskes N., Wolfe A.P. (2016) - The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. Science, 351(6269).

Waters C.N., Zalasiewicz J.A., Williams M., Ellis M.A., Snelling A.M. (2014) - A Stratigraphical Basis for the Anthropocene. Geological Society of London, Special Publication, 395.

Williams M., Zalasiewicz J.A., Waters C.N., Landing E. (2013) - Is the fossil record of complex animal behaviour a stratigraphical analogue for the Anthropocene? Geological Society Special Publication, 395(1), 1-6.

Wilson E.O. (1993) - Biophilia and the Conservation Ethic. In: Kellert S. R., Wilson E.O., The Biophilia Hypothesis. Washington, DC. Island Press.

Witze A. (2024a) - Geologists reject the Anthropocene as Earth's new epoch - after 15 years of debate. Nature. 627(8003), 249-250.

Young G.M. (2017) - I cosmisti russi. Il futurismo esoterico di Nikolaj Fëdorov e dei suoi seguaci. Tre Editori (collana "Tre Sotterranei"), Roma 2017, pp. 350.

Zalasiewicz J., Kryza R., Williams M. (2013) - The mineral signature of the Anthropocene in its deep-time context. Geological Society, London, Special Publications, 395.

Zalasiewicz J. & Waters C.N. (2019) - The Anthropocene as a Geological Epoch: A Review of Scientific Evidence. Geological Society, London.

Zalasiewicz J., Waters C.N., Head M.J., Poirier C., Summerhayes C.P., Leinfelder R., Grinevald J., Steffen W., Syvitski J., Haff P., Mcneill J.R., Wagreich M., Fairchild I.J., Richter D.D., Vidas D., Williams M., Barnosky A.D., Cearreta A. (2019) - A formal Anthropocene is compatible with but distinct from its diachronous anthropogenic counterparts: a response to W.F. Ruddiman's "three-flaws in defining a formal Anthropocene". Progress in Physical Geography. Earth and Environment, 43(3), 319-333.

Zalasiewicz J., Williams M., Haywood A., Ellis M. (2011) - The Anthropocene: a new epoch of geological time? INTRODUCTION. Philosophical transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 369, 835-41.

Zeng T.C., Aw A.J., Feldman M.W. (2018) - Cultural hitchhiking and competition between patrilineal kin groups explain the post-Neolithic Y-chromosome bottleneck. Nature Communications, 9, 2077.

Zhang X., Davidson E., Mauzerall D., Searchinger T.D., Dumas P., Shen Y. (2015) - Managing nitrogen for sustainable development. Nature, 528, 51-59.

CAMBIAMENTO CLIMATICO ATTUALE

Alexander L.V., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J., et al. (2006) - Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. Journal of Geophysical Research, 111.

Ali E., Cramer W., Carnicer J., Georgopoulou E., Hilmi N.J.M., Le Cozannet G., Lionello P. (2022) - Cross-Chapter Paper 4: Mediterranean Region. In H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.), Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2233-2272.

Alpert P., Ben-Gai T., Baharad A., Benjamini Y., et al. (2002) - The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. Geophysical Research Letters, 29.

Bintliff J. (2024) - Early Greek Urbanism. A Companion to Cities in the Greco-Roman World. New York, Wiley-Blackwell, 17-37.

Brunetti M., Buffoni L., Mangianti F., Maugeri M., Nanni T. (2004a) - Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. Global and Planetary Change, 40, 141-149.

Brunetti M., Colacino M., Maugeri M., Nanni T. (2001) - Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. International Journal of Climatology, 21, 299-316.

Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T. (2004b) - Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. Journal of Geophysical Research, 109.

Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Navarra A. (2002) - Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. International Journal of Climatology, 22, 1455-1471.

Carlowicz M. (2009) - The World We Avoided by Protecting the Ozone Layer. NASA's Earth Observatory Website (*https://earthobservatory.nasa.gov/features/WorldWithoutOzone* – ultima consultazione: 25/11/2024).

Colonna N. & Guidoboni E. (2000) - La desertificazione nel Mezzogiorno d'Italia: elementi di definizione. In: Bevilacqua P., Corona G., Ambiente e risorse nel Mezzogiorno contemporaneo. Donzelli Roma 2000, p. 275.

Copernicus Climate Change Service (C3S) (2024) - European State of the Climate 2023, Summary: https://doi.org/10.24381/bs9v-8c66.

Cramer W., Guiot J., Fader M., et al., (2018) - Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. Nat. Clim. Change, 8(11), 972-980.

European Commission. (2009) Natura 2000 in the Medirerranean Region. Brussels: European Commission Environmental Directorate General.

Fischer E.M. & Knutti R. (2016) - Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. Nature Climate Change, 6.

González-Hidalgo J.C., Peña-Angulo D., Beguería S., Brunetti, M. (2020) - MOTEDAS century: A new high-resolution secular monthly maximum and minimum temperature grid for the Spanish mainland (1916–2015). International Journal of Climatology., 40(12), 5308-5328.

Gutiérrez J.M., Ranasinghe R., Ruane A.C., et al. (2021) - Annex VI: Climatic impact-driver and extreme indices. In: V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds), Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2205-2214.

Hoegh-Guldberg O., Jacob D., Taylor M., et al. (2018) - Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems. In: V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.), Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C Above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty.

Kallis G. (2008) - Droughts. Annu. Rev. Environ. Resour., 33 (1), 85-118.

Kutiel H. (2019) - Climatic uncertainty in the Mediterranean Basin and its possible relevance to important economic sectors. Atmosphere, 10(1).

Lionello P. & Scarascia L. (2018) - The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. Reg. Environ. Change, 18 (5), 1481-1493.

Lionello P. & Scarascia L. (2020) - The relation of climate extremes with global warming in the Mediterranean region and its north versus south contrast. Reg. Environ. Change, 20 (1), 31.

Llasat M.C., Marcos R., Turco M., Gilabert J., Llasat-Botija M. (2016) - Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: the case of Catalonia. J. Hydrol. Reg. Stud., 541, 24-37.

Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F. (2008) - High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. Nature, 453, 379-382. doi: 10.1038/nature06949.

MedECC (2020) - Summary for policymakers. In: Cramer, W., J. Guiot and K. Marini (eds.), Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report. Union for the Mediterranean, Plan Bleu, UNEP/MAP, Marseille, France, 11-40.

Mensching H.G. (1986) - Desertification in Europe? A Critical Comment With Examples From Mediterranean Europe. In: Fantechi R., Margaris N.S. (eds), Desertification in Europe. Springer, Dordrecht.

Moreno A., Bartolomé M., López-Moreno J.I., Pey J., Corella J.P., García-Orellana J., Sancho C., Leunda M., Gil-Romera G., González-Sampériz P., Pérez-Mejías C., Navarro F., Otero-García J., Lapazaran J., Alonso-González E., Cid C., López-Martínez J., Oliva-Urcia B., Faria S.H., Sierra M.J., Millán R., Querol X., Alastuey A., and García-Ruíz J.M. (2021) - The case of a southern European glacier which survived Roman and medieval warm periods but is disappearing under recent warming. The Cryosphere, 15, 1157-1172.

Mume A.A., Turyasingura B., Abdi E., Umer Y., Amanzi L.N., Uwimbabazi A., Ndeke C., Bosco N.J., Chavula P. (2024) - Impact of Climate Change on the Environment: A Synthesis Study. Asian Journal of Research in Agriculture and Forestry, 10(2), 86-96.

Nadal-Romero E., Rodríguez-Caballero E., Chamizo S., Juez C., Cantón Y., García-Ruiz J.M. (2022) - Mediterranean *badlands*: Their driving processes and climate change futures. Earth Surface Processes and Landforms, 47(1), 17-31. https://doi.org/10.1002/esp.5088.

Neukom R., Steiger N., Gómez-Navarro J.J., Wang J., Werner J.P. (2019) - No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. Nature, 571, 550-554.

Peñarrocha D., Estrela M.J., Millán M. (2002) - Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: the Valencia region. International Journal of Climatology, 22, 677-695.

Piccarreta M., Pasini A., Capolongo D., Lazzari M. (2013) - Changes in daily precipitation extremes in the Mediterranean from 1951 to 2010: The Basilicata region, southern Italy. International Journal of Climatology, 33.

Seneviratne S.I., Zhang X., Adnan M., et al. (2021) - Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In: Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.), Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1513-1766.

Spinoni J., Naumann G., Vogt J.V. (2017) - Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. Glob. Planet. Change, 148, 113-130.

Spinoni J., Vogt J.V., Naumann G., Barbosa P., Dosio A. (2018b) - Will drought events become more frequent and severe in Europe? Int. J. Climatol., 38(4), 1718-1736.

Tramblay Y. & Somot S. (2018) - Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. Clim. Change, 151(2), 289-302.

Thornes J.B. (1989a) - Solutions to Soil Erosion. New Scientist 3rd June 45-49.

Thornes J.B. (1989b) - The Palaeo-Ecology of Erosion. In: J. M. Wagstaff (ed.), Landscape and Culture: Geographical and Archaeological Perspectives. Oxford, Blackwell, 37-55.

Vicente-Serrano S.M., McVicar T.R., Miralles D.G., Yang Y., Tomas-Burguera M. (2020) - Unraveling the influence of atmospheric evaporative demand on drought and its response to climate change. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 11(2), e632.

Wilson E.O. (1993) - Biophilia and the Conservation Ethic. In: Kellert S. R., Wilson E.O., The Biophilia Hypothesis. Washington, DC. Island Press.

WMO (2024) - State of the Global Climate 2023. WMO, 1347, p. 53.

PROCESSI GEOMORFOLOGICI E METODI PER LO STUDIO DELL'EROSIONE

Albano M., Saroli M., Montuori A., Bignami C., Tolomei C.., Polcari M, Pezzo G., Moro M., Atzori S., Stramondo S., Savi S. (2018) - The Relationship between InSAR Coseismic Deformation and Earthquake-Induced Landslides Associated with the 2017 Mw 3.9 Ischia (Italy) Earthquake. Geosciences, 8(8), 303.

Ardizzone F., Gariano S.L., Volpe E., Antronico L., Coscarelli R., Manunta M., Mondini A.C. (2023) - A Procedure for the Quantitative Comparison of Rainfall and DInSAR-Based Surface Displacement Time Series in Slow-Moving Landslides: A Case Study in Southern Italy. Remote Sens., 15, 320.

Aucelli P., Conforti M., Della Seta M., Monte M., D'Uva L., Rosskopf C., Vergari F. (2012) - Quantitative assessment of soil erosion rates: Results from direct monitoring and digital photogrammetric analysis on the Landola catchment in the Upper Orcia Valley (Tuscany, Italy). Rendiconti Online Società Geologica Italiana, 21, 1199-2001.

Aucelli P., Conforti M., Della Seta M., Del Monte M., D'uva L., Rosskopf C.M, Vergari F. (2014) - Multi-temporal digital photogrammetric analysis for quantitative assessment of soil erosion rates in the Landola catchment of the Upper Orcia Valley (Tuscany, Italy). Land Degrad. Develop., 27, 1075-1092.

Bačević N., Vukoičić D., Nikolić M., Janc N., Milentijević N., Gavrilov M.B. (2017) - Aridity in Kosovo and Metohija, Serbia. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 12(2), 563-570.

Baruah M.P., Bezbaruah D., Goswami T.K. (2020) - Active tectonics deduced from geomorphic indices and its implication on economic development of water resources in South-Eastern part of Mikir massif, Assam, India. Geology, Ecology, and Landscapes, 6(2), 99-112.

Bechet J., Duc J., Loye A., Jaboyedoff M., Mathys N., Malet J.P. et al. (2016) - Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl *gully* from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs). Earth Surface Dynamics, 4(4), 781-798.

Beguería Portugués S. (2005) - Erosión y fuentes de sedimento en la cuenca del embalse de Yesa (Pirineo occidental): ensayo de una metodología basada en teledetección y análisis SIG.

Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza, 158 pp. ISBN: 978-84-921842-6-2.

Benito G., Rabanaque Yuste M. P., Sanchis-Ibor C., Castillo O., Tarrío D., Calle M., Martínez-Fernández V., Sánchez-Moya Y. (2024) - Monitorización de cambios geomorfológicos y transporte de carga de fondo durante flujos anuales en la rambla de Cervera (Castellón)Monitoring geomorphological changes and sediment transport during annual flows in the Rambla de Cervera (Castellón). Cuadernos de Geografía de la Universitat de Valencia, 195-229.

Borselli L., Cassi P., Torri D. (2008) - Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. Catena, 75, 268-277.

Bove B., Brindisi P., Glisci C., Pacifico G., Summa M.L. (2005) - Indicatori climatici di desertificazione in Basilicata. Forest@, 2(1), 74-84.

Buendia C., Vericat D., Batalla R.J., Gibbins C.N. (2016) - Temporal dynamics of sediment transport and transient in-channel storage in a highly erodible catchment. Land Degradation & Development, 27(4), 1045-1063.

Bufalini M., Omran A., Bosino A. (2022) - Assessment of Badlands Erosion Dynamics in the Adriatic Side of Central Italy. Geoscience, 12, 208.

Bull W.B. & McFadden L. (1977) - Tectonic geomorphology north and south of the garlock fault, California. In Dohering D.O. (ed.), Geomorphology in arid regions, 115-128. Publication in Geomorphology, State University of New York.

Bull W.B. (1978) - Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. U. S. Geological Survey Contract Report, 14-08-001- G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, pp. 59.

Burbank D.W., Blythe A., Putkonen J., Pratt-Sitaula B., Gabet E., Oskin M.E., Barros A., Ojha T. (2003) - Decoupling of erosion and precipitation in the Himalaya. Nature 426, 652-655.

Bunte K. & Poesen J. (1993) - Effects of rock fragment covers on erosion and transport of noncohesive sediment by shallow overland flow. Water Resources Research, 29(5), 1415-1424.

Capolongo D., Diodato N., Mannaerts C.M., Piccarreta M., Strobl R.O. (2008a) - Analyzing temporal changes in climate erosivity using a simplified rainfall erosivity model in Basilicata (southern Italy). Journal of Hydrology, 356, 119-130.

Capolongo D., Pennetta L., Piccarreta M., Fallacara G., Boenzi F. (2008b) - Spatial and temporal variations in soil erosion and deposition due to land-levelling in a semi-arid area of Basilicata (Southern Italy). Earth Surf. Process. Landforms, 33: 364-379.

Cappadonia C., Coco L., Buccolini M., Rotigliano E. (2016) - From Slope Morphometry to Morphogenetic Processes: An Integrated Approach of Field Survey, Geographic Information System Morphometric Analysis and Statistics in Italian Badlands. Land Degrad. Develop., 27, 851-862.

Caraballo-Arias N.A., Ferro V. (2016) - Assessing, measuring and modelling erosion in calanchi areas: a review. Journal of Agricultural Engineering, 47(4), 181-190.

Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L. (2013) - Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology, 188, 31-41.

Cerdà A. (2001) - Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion. European Journal of Soil Science, 52, 59-68.

Cerdan O., Govers G., Le Bissonnais Y.et al. (2010) - Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. Geomorphology, 122, 167-177.

Choudhari P.P., Nigam G.K., Singh S.K., Thakur S. (2018) - Morphometric-based prioritization of watershed for groundwater potential of Mula river basin, Maharashtra, India. Geol. Ecol. Landsc., 2(4), 256-267.

Ciccacci S., Galiano M., Roma M.A., Salvatore M.C. (2008) - Morphological analysis and erosion rate evaluation in *badlands* of Radicofani area (Southern Tuscany - Italy). Catena, 74(2), 87-97.

Ciccolini U., Bufalini M., Materazzi M., Dramis F. (2024) - Gully Erosion Development in Drainage Basins: A New Morphometric Approach. Land, 13, 792.

Cignetti M., Godone D., Ferrari Trecate D., Baldo M. (2025) - New Paradigms for Geomorphological Mapping: A Multi-Source Approach for Landscape Characterization. Remote Sens., 17, 581.

Clarke M.L. & Rendell H.M. (2006) - Process-form relationships in Southern Italian *badlands*: Erosion rates and implications for landform evolution. Earth Surface Processes and Landforms, 31, 15-29. 10.1002/esp.1226.

Clubb F.J., Mudd S.M., Attal M., Milodowski D.T., Grieve S.W.D. (2016) - The relationship between drainage density, erosion rate, and hilltop curvature: Implications for sediment transport processes. J. Geophys. Res. Earth Surf., 121, 1724-1745.

Collins D.B.G. & Bras R.L. (2010) - Climatic and ecological controls of equilibrium drainage density, relief, and channel concavity in dry lands, Water Resour. Res., 46, W04508.

Conforti M., Muto F., Rago V., Critelli S. (2014) - Landslide inventory map of north-eastern Calabria (South Italy). Journal of Maps, 10(1), 90-102.

Conoscenti C., Angileri S., Cappadonia C., Rotigliano E., Agnesi V., Märker M. (2014) - Gully erosion susceptibility assessment by means of GIS-based logistic regression: A case of Sicily (Italy). Geomorphology, 204, 399-411.

Coppus R. & Imeson A. (2002) - Extreme Events Controlling Erosion and Sediment Transport in a Semi-Arid Sub-Andean Valley. Earth Surface Processes and Landforms, 27.

Coratza P. & Parenti C. (2021) - Controlling Factors of Badland Morphological Changes in the Emilia Apennines (Northern Italy). Water, 13(4).

Corrado G., Di Leo P., Giannandrea P., Schiattarella M. (2017) - Constraints on the dispersal of Mt. Vulture pyroclastic products: implications to mid-Pleistocene climate conditions in the foredeep domain of southern Italy. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, 23(2), 171-182.

Cox R.T. (1994) - Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106(5), 571-581.

Crozier M.J. (2010) - Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. Geomorphology, 124(3-4), 260-267.

Cusano A., Curzio S., Magliulo P., Russo F., Valente E. (2023) - Geomorphological changes and land-use variations of the Lower Volturno River (Southern Italy) by Cartography and Remote sensing imagery: preliminary results. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, 61, 1-7.

de Figueiredo T. & Poesen J. (1998) - Effects of surface rock fragment characteristics on interrill runoff and erosion of a silty loam soil. Soil & Tillage Research, 46, 81-95.

de Musso N.M., Capolongo D., Caldara M., Surian N., Pennetta L. (2020) - Channel Changes and Controlling Factors over the Past 150 Years in the Basento River (Southern Italy). Water, 12(1).

de Hoop M., Dekker S.C., Rietkerk M., Mayor A.G. (2025) - Overgrazing erodes the sink role of vegetated mounds in semiarid hillslopes. Catena, 256, 109121.

Descroix L. & Olivry J.C. (2002) - Spatial and temporal factors or erosion by water of black marls in the *badlands* of the French Southern Alps. Hydrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques, 47(2), 227-242.

Dewitte O., Daoudi M., Bosco C., Van Den Eeckhaut M. (2015) - Predicting the susceptibility to *gully* initiation in data-poor regions. Geomorphology, 228, 101-115.

Di Leo P., Gioia D., Martino C., Pappalardo A., Schiattarella M. (2011) - Geomorphological, mineralogical, and geochemical evidence of Pleistocene weathering conditions in the southern Italian. Geologica Carpathica, 62(1), 43-53.

Downs P.W. & Piégay H. (2019) - Catchment-scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: implications, limitations, prospect. Geomorphology, 338, 88-104.

Duquesne A., Plumejeaud-Perreau C., Carozza J.M. (2020) - Trajectoire d'évolution d'un cours d'eau à très faible énergie : le cas de la Charente entre Angoulême et Saintes (Ouest de la France). Géomorphologie : relief, processus, environnement, Groupe français de géomorphologie (GFG), 26 (2).

Faulkner H. (2013) - Badlands in marl lithologies: A field guide to soil dispersion, subsurface erosion and piping-origin gullies. Catena, 106, 42-53.

Ferguson R. & Ashworth P.J. (1992) - Spatial patterns of bedload transport and channel change in braided and near-braided rivers. In: Dynamics of Gravel-bed Rivers, Billi P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P. (eds). John Wiley & Sons Ltd; 477-492.

Fernandes J., Bateira C., Soares L., Faria A., Oliveira A., Hermenegildo C., Moura R., Gonçalves J. (2017) - SIMWE model application on susceptibility analysis to bank gully erosion in Alto Douro Wine Region agricultural terraces. Catena, 153, 39-49.

Frankl A., Stal C., Abraha A., Nyssen J., Rieke-Zapp D., De Wulf A., Poesen J. (2015) - Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modelling. Catena, 127, 92-101.

Fryirs K.A. & Brierley G.J. (2001) - Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. Geomorphology, 38, 237-265.

Fryirs K. & Brierley G. (2013) - Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape. Wiley-Blackwell, Chichester.

Fryirs K.A. & Brierley G.J. (2018) - What's in a name? A naming convention for geomorphic river types using the River Styles Framework. PLoS ONE 13(9): e0201909.

Galli M., Ardizzone F., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P. (2008) - Comparing landslide inventory maps. Geomorphology, 94(3-4), 268-289.

Gao H., Liu F., Yan T., Qin L., Li Z. (2022) - Drainage Density and Its Controlling Factors on the Eastern Margin of the Qinghai–Tibet Plateau. Front. Earth Sci., 9:755197.

García-Ruiz J.M., Nadal-Romero E., Lana-Renault N., Beguería S. (2013) - Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. Geomorphology, 198, 20-36.

García-Ruiz J.M., Beguería S., Lana-Renault N., Nadal-Romero E., Cerdà A. (2017) - Ongoing and emerging questions in water erosion studies. Land Degradation & Development, 28(1), 5-21.

Giano S.I., Mecca L., Pascale S., Schiattarella M. (2018) - Morphometric analysis of the thrust front of the Lucanian Apennine, southern Italy. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 41, 67-81.

Gioia D., Corrado G., Minervino Amodio A., Schiattarella M. (2024) - Multi-temporal morphological analysis coupled to seismic survey of a mass movement from southern Italy: a combined tool to unravel the history of complex slow-moving landslides. Natural Hazards, 120, 13407-13432.

Gioia D., Di Leo P., Giano S., Schiattarella M. (2011a) - Chronological constraints on a Holocene landslide in an intermontane basin of the southern Apennines, Italy: Morphological evolution and palaeoclimate implications. The Holocene, 21, 263-273.

Gioia D., Martino C., Schiattarella M. (2011b) - Long- to short-term denudation rates in the southern Apennines: geomorphological *marker* and chronological constraints. Geologica Carpathica, 62(1), 27-41.

Gioia D., Minervino Amodio A., Maggio A., Alfieri Sabia C. (2021) - Impact of Land Use Changes on the Erosion Processes of a Degraded Rural Landscape: An Analysis Based on High-Resolution DEMs, Historical Images, and Soil Erosion Models. Land, 10, 673.

Govers G., Van Oost K., Poesen J. (2006) - Responses of a semi-arid landscape to human disturbance: A simulation study of the interaction between rock fragment cover, soil erosion and land use change. Geodema, 133, 19-31.

Grabowski R.C., Surian N., Gurnell A.M. (2014) - Characterizing geomorphological change to support sustainable river restoration and management. WIREs Water, 1, 483-512.

Griffiths G.A. (1979) - Recent sedimentation history of the Waimakariri River, New Zealand. Journal of Hydrology (New Zealand), 18, 6-28.

Guadagno F.M., Revellino P. (2009) - Future Risk Assessment as a New European approach to landslide hazards (FRANE). Guidelines & Relevant Reports. Lengua, Cervinara (AV), pp. 235.

Guerra V. & Lazzari M. (2020) - Geomorphic Approaches to Estimate Short-Term Erosion Rates: An Example from Valmarecchia River System (Northern Apennines, Italy). Water, 12, 2535.

Guida G., Nicosia A., Palmeri V., Ferro V. (2024) - Evaluating the effect of the actual eroded badland area on the estimate of eroded volume in Italian calanchi areas. Land Degrad Dev., 35, 4081-4092.

Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. (2008) - The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. Landslides, 5(1), 3-17.

Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M. (2006) - Estimating the quality of landslide susceptibility models. Geomorphology, 81, 166-184.

Ham D.G. & Church M. (2000) - Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. Earth Surface Processes and Landforms, 25, 1123-1142.

Hamdouni R.E., Irigaray C., Fernandez T., Chacon J., Keller E.A. (2007) - Assessment of relative active tectonics, southwest border of the sierra nevada (southern Spain). Geomorphology, 96(1-2), 150-173.

Harvey A. (1992) - Process interactions, temporal scales and the development of hillslope *gully* systems: Howgill Fells, northwest England. Geomorphology, 5, 323-344.

Hooke J. (2003) - Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. Geomorphology, 56, 79-94.

Horton R.E. (1932) - Drainage-basin characteristics. Trans. Am. Geophys. Union 13 (1), 350-361.

Jaboyedoff M., Oppikofer T., Abellán A., Derron M-H, Loye A., Metzger R., Pedrazzini A. (2012) - Use of LIDAR in landslide investigations: a review. Natural Hazards, 61, 5-28.

James M.R., Robson S. (2012) - Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. J. Geophys. Res., 117, F03017.

Jasiewicz J. & Stepinski T.J. (2013) - Geomorphons – a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms, Geomorphology, 182, 147-56.

Jiang Z.-D., Wang Q.-B., Adhikari K., Brye K.R, Sun Z.-X., Sun F.-J., P.R. Owens (2020) - A vertical profile imaging method for quantifying rock fragments in gravelly soil. Catena, 193, 104590.

Katra I., Lavee H., Pariente S. (2008) - The effect of rock fragment size and position on topsoil moisture on arid and semi-arid hillslopes. Catena, 70, 49-55.

Keeley J.E. (2009) - Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. International Journal of Wildland Fire, 18(1), 116-126.

Keller E.A. & Pinter N. (2002) - Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, pp. 362

Key C.H. & Benson N.C. (2006) - Landscape Assessment (LA). In: Lutes D.C., Keane R.E., Caratti J.F., Key C.H., Benson N.C, Sutherland S., Gangi L.J. (eds.): FIREMON: Fire Effects Monitoring and Inventory System, General Technical Report (GTR): U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, p. LA-1-55.

Krishnan A. & Arjun S. (2024) - Morphometric analysis in the sub basins of the Kali River using Geographic Information System, Karnataka, India. Geomatica, 76(2).

Lazzari M., Gioia D. (2016) - Regional-scale landslide inventory, central-western sector of the Basilicata region (Southern Apennines, Italy). Journal of Maps, 12, 852-859.

Lazzari M., Gioia D., Anzidei B. (2018) - Landslide inventory of the Basilicata region (Southern Italy). Journal of Maps, 14, 348-356.

Li Z., Wang H., Zhang T., Zeng Q., Xiang J., Liu Z., Yang R. (2023) - Multi-Source Precipitation Data Merging for High-Resolution Daily Rainfall in Complex Terrain. Remote Sens., 15, 4345.

Liu W., Shi C., Ma Y., Wang Y. (2022) - Evaluating sediment connectivity and its effects on sediment reduction in a catchment on the Loess Plateau, China. Geoderma, 408.

López-Tarazón J.A., Batalla R.J., Vericat D., Francke T. (2009) - Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). Geomorphology, 109(3-4), 210-221.

López-Tarazón J.A., Batalla R.J., Vericat D., Balasch J.C. (2010) - Rainfall, *runoff* and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). Catena, 82(1), 23-34.

Magliulo P., Cusano A., Russo F. (2023) - Variazioni della larghezza d'alveo dei principali fiumi della regione Campania (Italia meridionale) negli ultimi 150 anni. In: C. Cencetti, L. Di Matteo (a cura di), “La Dinamica fluviale. La conoscenza del Fiume per la pianificazione e la salvaguardia del territorio”. Culture Territori Linguaggi, 24, 115-125.

Makrari S., Sharma G., Taloor A.K., Singh M.S., Sarma K.K., Aggarwal S.P. (2022) - Assessment of the geomorphic indices in relation to tectonics along selected sectors of Borpani River Basin, Assam using Cartosat DEM data. Geosystems and Geoenvironment, 1(3), 1-12.

Mandarino A. (2022) - Morphological adjustments of the lower Orba River (NW Italy) since the mid-nineteenth century. Geomorphology, 410.

Manfreda S., Sole, A., De Costanzo G. (2015) - Le Precipitazioni Estreme in Basilicata. Universosud.

Marchese E., Scorpio V., Fuller I., McColl S., Comiti F. (2017) - Morphological changes in Alpine rivers following the end of the Little Ice Age. Geomorphology, 295, 811-826.

Martin Y. & Church M. (1995) - Bed-material transport estimated from channel surveys: Vedder River, British Columbia. Earth Surface Processes and Landforms, 20, 347-361.

Martínez-Zavala L. & Jordán A. (2008) - Effect of rock fragment cover on inter*rill* soil erosion from bare soils in Western Andalusia, Spain. Soil Use and Management, 24, 108-117.

Martino S. (2017) - Earthquake-induced landslides in italy: from the distributionn of effects to the hazard mapping. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 53-67.

Martino C. & Schiattarella M. (2010) - Relationships among climate, uplift and palaeo-landslides generation in the Melandro River basin, southern Apennines, Italy. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 33, 37-43.

Martucci F., Angelone F., D'Onofrio E.G., Russo F., Magliulo P. (2025) - Short-Term Geomorphological Changes of the Sabato River (Southern Italy). Geosciences, 15, 308.

Mathys N., Brocot S., Meunier M., Richard D. (2003) - Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-*runoff* erosion model. Catena, 50, 527-548.

Millares A., Chikh H.A., Habi M., Morsli B., Galve J.P., Perez-Peña J.V., Martín-Rosales W. (2020) - Seasonal patterns of suspended sediment load and erosion-transport assessment in a Mediterranean basin. Hydrological Sciences Journal, 65(6), 969-983.

Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M., Iverson L. (1996) - Modelling Topographic Potential for Erosion and Deposition Using GIS. International Journal of Geographical Information Science, 10.

Molliex S., Jouet G., Freslon N., Bourlès D.L., Authemayou C., Moreau J., Rabineau M. (2016) - Controls on Holocene denudation rates in mountainous environments under Mediterranean climate. Earth Surf. Process. Landforms, 42(2).

Molnar P. (2003) - Geomorphology: Nature, Nurture and Landscape. Nature 426(6967), 612-614.

Montgomery D.R. (2001) - Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. Am. J. Sci., 301, 432-454.

Moreno-de las Heras M. & Gallart F. (2018) - The origin of *badlands*. Badland Dynamics in the Context of Global Change, 27-59.

Mueller E.R. & Pitlick J. (2013) - Sediment supply and channel morphology in mountain river systems: 1. Relative importance of lithology, topography, and climate. J. Geophys. Res. Earth Surf., 118(4), 2325-2342.

Nadal-Romero E., Peña-Angulo D., Regüés D. (2018) - Rainfall, *runoff* and sediment transport dynamics in a humid mountain badland area: Long-term results from a small catchment. Hydrological Processes, 32(11), 1588-1606.

Nadal-Romero E., Rodríguez-Caballero E., Chamizo S., Juez C., Cantón Y., García-Ruiz J.M. (2022) - Mediterranean *badlands*: Their driving processes and climate change futures. Earth Surf. Process. Landforms, 47, 17-31.

Najafi S., Dragovich D., Heckmann T., Sadeghi S.H. (2021) - Sediment connectivity concepts and approaches. Catena (Amst), 196.

Nyssen J., Poesen J., Moeyersons J., Lavrysen E., Haile M., Deckers J. (2002) - Spatial distribution of rock fragments in cultivated soils in northern Ethiopia as affected by lateral and vertical displacement processes. Geomorphology ,43, 1-16.

Oppikofer T., Jaboyedoff M., Blikra L., Derron M.H., Metzger R. (2009) - Characterization and monitoring of the Åknes rockslide using terrestrial laser scanning. Naturals Hazards and Earth Systems Science, 9, 1003-1019.

Oueslati I., Allamano P., Bonifacio E., Claps P. (2013) - Vegetation and Topographic Control on Spatial Variability of Soil Organic Carbon. Pedosphere, 23(1), 48-58.

Palmeri V., Di Stefano C., Guida G., Nicosia A., Ferro V. (2024) - Monitoring the temporal evolution of a Sicilian badland area by unmanned aerial vehicles. Geomorphology, 466, 109443.

Panagos P., Borrelli P., Poesen J., Ballabio C., Lugato E., Meusburger K., Montanarella L., Alewell C. (2015) - The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. Environ. Sci. Policy, 54, 438-447.

Panagos P., Meusburger K., Ballabio C., Borrelli P., Alewell C. (2014) - Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. Science of The Total Environment, 479-480, 189-200.

Papangelakis E., Hassan M., Luzi D., Burge L., Peirce S. (2023). Measuring geomorphology in river assessment procedures 1: A global overview of current practices. J. Am. Water Resour. Assoc., 1-18.

Pavlek K. (2023) - Geomorphological change in rivers: research approaches, results and challenges. Hrvatski geografski glasnik/Croatian Geographical Bulletin, 85, 5-39.

Pellicani R., Argentiero I., Spilotro G. (2017) - GIS-based predictive models for regional-scale landslide susceptibility assessment and risk mapping along road corridors. Geomatics, Natural Hazards and Risk, 8(2), 1012-1033.

Piccarreta M., Capolongo D., Bentivenga M., Pennetta L. (2005) - Influenza delle precipitazioni e dei cicli umido-secco sulla morfogenesi calanchiva in un'area semiarida della Basilicata (Italia Meridionale). Geogr. Fis. Din. Quat. Suppl., VII, 281-289.

Piccarreta M., Capolongo D., Miccoli M.N., Bentivenga M. (2012) - Global change and long-term *gully* sediment production dynamics in Basilicata, southern Italy. Environ. Earth Sci.,67,1619-1630.

Piccarreta M., Pasini A., Capolongo D., Lazzari M. (2013) - Changes in daily precipitation extremes in the Mediterranean from 1951 to 2010: The Basilicata region, southern Italy. International Journal of Climatology, 33(15).

Pimentel D., Harvey C., Resosudarmo P., Sinclair K., Kurz D., McNair M., Crist S., Saffouri R., Blair R. (1995) - Environmental and Economic Costs of Soil Erosion and Conservation Benefits. Science, 267(5201), 1117-1123.

Poesen J., Torri D., Bunte K. (1994) - Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. Catena, 23, 141-166.

Poesen J., van Wesemael B., Govers G., Martínez-Fernández J., Desmet P., Vandaele K., Quine T., Degraer G. (1997) - Patterns of rock fragment cover generated by tillage erosion. Geomorphology, 18, 183-197.

Reiners P.W., Ehlers T.A., Mitchell S.G., Montgomery D.R. (2003) - Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. Nature 426(6967), 645-647.

Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., Porter J.P. (1991) - RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. Journal of Soil and Water Conservation, 46, 30-33.

Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussettini M. (2011) - Manuale tecnico – operativo per la valutazione ed il monitoraggio dello stato morfologico dei corsi d'acqua – Versione 1. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma, 232 pp.

Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussettini M. (2015) - A methodological framework for hydromorphological assessment, analysis and monitoring (IDRAIM) aimed at promoting integrated river management. Geomorphology, 251, 122-136.

Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussettini M. (2016) - IDRAIM – Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua – Versione aggiornata 2016 – ISPRA – Manuali e Linee Guida 131/2016. Roma, gennaio 2016.

Rodríguez-Caballero E., Cantón Y., Lázaro R., Solé-Benet A. (2014) - Cross-scale interactions and nonlinearities in the hydrological and erosive behaviour of semiarid catchments: the role of biological soil crusts. Journal of Hydrology, 57, 815-825.

Rosser N., Lim M., Petley D., Dunning S., Allison R. (2007) - Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. J. Geophys. Res., 112, F04014.

Samela C., Imbrenda V., Coluzzi R., Pace L., Simoniello T., Lanfredi M. (2022) - Multi-Decadal Assessment of Soil Loss in a Mediterranean Region Characterized by Contrasting Local Climates. Land, 11, 1010.

Santangelo M., Gioia D., Cardinali M., Guzzetti F., Schiattarella M. (2013) - Interplay between mass movement and fluvial network organization: An example from southern Apennines, Italy. Geomorphology, 188, 54-67.

Savi S., Tofelde S., Wickert A.D., Bufe A., Schildgen T.F., R. Strecker M.R. (2020) - Interactions between main channels and tributary alluvial fans. Earth Surf. Dynam., 8, 303-322.

Sciarra N., Sciarra M., Calista E., Miccadei A., Pasculli T., Piacentini, Sciarra M. (2017) - Morphometric analysis, multitemporal geomorphological investigation and numerical modelling of the Montebello sul Sangro large landslide (Abruzzo - Central Italy). Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 117-133.

Schiattarella M., Beneduce P., Capolongo D., Di Leo P., Giano S, Gioia D., Lazzari M., Martino C. (2008) - Uplift and erosion rates from the southern Apennines, Italy. Bollettino di Geofisica teorica ed applicata Suppl, 49, 470-475.

Schiattarella M., Beneduce P., Pascale S. (2004) – Comparazione tra i tassi di erosione e sollevamento dell'Appennino Lucano: l'esempio della fiumara di Tito e Picerno. Bollettino dell'A.I.C., 121-122.

Schiattarella M., Di Leo P., Beneduce P., Giano S.I., Martino C. (2006) - Tectonically driven exhumation of a young orogen: An example from the southern Apennines, Italy. In: Willett SD, Hovius N, Brandon MT, Fisher DM (eds) Tectonics, climate, and landscape evolution, Geological Society of America Special Paper, 398, 371-385, Penrose Conference Series.

Schiattarella M., Giannandrea P., Corrado G., Gioia D. (2024) - Landscape planning-addressed regional-scale mapping of geolithological units: the example of Basilicata, southern Italy. Journal of Maps, 20(1), 1-9.

Schiattarella M., Giano. S.I., Gioia D. (2017) - Long-term geomorphological evolution of the axial zone of the Campania-Lucania Apennine, Southern Italy: a review. Geologica Carpathica 68(1): 57-67.

Schwanghart W. & Scherler D. (2014) - TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. Earth Surface Dynamics, 2, 1-7.

Scorpio V., Aucelli P., Giano S., Pisano L., Robustelli G., Rosskopf C., Schiattarella M. (2015) - River channel adjustments in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery. Geomorphology, 251.

Shah I.A., Khan H., Muhammad Z., Ullah R., Iqbal S., Nafidi H.-A., Bourhia M., Salamatullah A.M. (2024) - Evaluation of climate change impact on plants and hydrology. Frontiers in Environmental Science, 12, 1353477.

Smets T., López-Vicente M., Poesen J. (2011) - Impact of subsurface rock fragments on *runoff* and *interrill* soil loss from cultivated soils. Earth Surface Processes and Landforms, 36, 1929–1937.

Soldati M. & Borgatti L. (2009) - Paleoclimatic significance of Holocene slope instability in the Dolomites (Italy). Geogr. Fis. e Din. Quat., 32(1).

Stark M., Neugirg F., Kaiser A., Della Seta M., Schmidt J., Becht M., Haas F. (2020) - Calanchi *badlands* reconstructions and long-term change detection analysis from historical aerial and UAS image processing. J. Geomorph.

Stefanidis S., Alexandridis V., Spalevic V., Mincato R. (2022) - Wildfire Effects on Soil Erosion Dynamics: The Case of 2021 Megafires in Greece. The Journal Agriculture and Forestry, 68, 49-63.

Tarolli P. & Dalla Fontana G. (2009) - Hillslope to valley transition morphology: new opportunities from high resolution DTMs. Geomorphology, 113, 47-56.

Trigila A., Iadanza C., Spizzichino D. (2010) - Quality assessment of the Italian Landslide Inventory using GIS processing. Landslides, 7, 455-470.

van Wesemael B., Mulligan M., Poesen J. (2000) - Spatial patterns of soil water balance on intensively cultivated hillslopes in a semi-arid environment: the impact of rock fragments and soil thickness. Hydrological Processes, 14, 1811-1828.

Vergari F. (2015) - Assessing soil erosion hazard in a key badland area of Central Italy. Natural Hazards, 79, S71-S95.

Vergari F., Della Seta M., Del Monte M., Barbieri M. (2013) - Badlands denudation “hot spots”: The role of parent material properties on geomorphic processes in 20-years monitored sites of Southern Tuscany (Italy). Catena, 106, 31-41.

Vergari F., Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E. (2011) - Landslide susceptibility assessment in the Upper Orcia Valley (Southern Tuscany, Italy) through conditional analysis: a contribution to the unbiased selection of causal factors. Nat Hazards Earth Syst Sci, 11, 1475-1497.

Vergari F., Troiani F., Faulkner H., Del Monte M., Della Seta M., Ciccacci S., Fredi P. (2019) - The use of the slope–area function to analyse process domains in complex badland landscapes. Earth Surf. Process. Landforms, 44, 273-286.

Vita-Finzi C. (1969) - The Mediterranean valleys: geological changes in historical times. London, Cambridge University Press, pp.140.

Wang F., Tian P., Guo W., Chen L., Gong Y., Ping Y. (2024) - Effects of rainfall patterns, vegetation cover types and antecedent soil moisture on run-off and soil loss of typical Luvisol in southern China. Earth Surface Processes and Landforms, 1-15.

Willgoose G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. (1991) - A physical explanation of an observed link area-slope relationship. Water Resour. Res., 27(7), 1697-1702.

Williams R.D. (2012) - DEMs of Difference. British Society for Geomorphology, Geomorphological Techniques, Chap. X, Sec. X.

Wischmeier W., Johnson C., Cross B. (1971) - A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. J Soil Water Conserv., 26(3), 189-93.

Wu H., Hu B., Ma Y., Shi W., Cheng X., Kang F., Han H. (2023) - Vegetation C–N–P accumulation and allocation patterns at the community level in early restored plantations in the loess hilly-gully region. Forest Ecosystems, 10, 100132.

Zavala L.M., Jordán A., Bellinfante N., Gil J. (2010) - Relationships between rock fragment cover and soil hydrological response in a Mediterranean environment. Soil Science & Plant Nutrition, 56(1), 95-104.

Zhang K., Whitman D., Leatherman S., Robertson W. (2005) - Quantification of Beach Changes Caused by Hurricane Floyd along Florida's Atlantic Coast Using Airborne Laser Surveys. Journal of Coastal Research, 21, 44-134.

Zingaro M., La Salandra M., Capolongo D. (2022) - New Perspectives of Earth Surface Remote Detection for Hydro-Geomorphological Monitoring of Rivers. Sustainability, 14(21), 1-16.

CONTESTI REGIONALI E CASI DI STUDIO

Alonso-Zarza A.M., Armenteros I., Braga J.C., Muñoz A., Pujalte V., Ramos E. (coordinators) (2002) - Tertiary. In: Gibbons W. & Moreno T., The Geology of Spain. The Geological Society of London, 293-324.

Azzilonna V., Contillo L., Corrado G., Dimola G., Giaccari E., Giannandrea P., Gioia D., Schiattarella M. (2023) - Multistadial physiographic evolution of the Bradano River catchment in Southern Italy. Geografia Fisica & Dinamica Quaternaria (Physical Geography and Quaternary Dynamics), 46(1).

Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F., Tonna M. (1982) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). Geologica Romana, 21, 89-111.

Beguería S. & Vicente-Serrano S.M. (2006) - Mapping the hazard of extreme rainfall by peaks over threshold extreme value analysis and spatial regression techniques. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45 (1), 108-124.

Bernatek-Jakiel A., Gutiérrez F., Nadal-Romero E., Jakiel M. (2019) - Exploring the frequency-size relationships of pipe collapses in different morphoclimatic regions. Geomorphology 345, 106845.

Cappadonia C., Coco L., Buccolini M., Rotigliano E. (2016) - From Slope Morphometry to Morphogenetic Processes: An Integrated Approach of Field Survey, Geographic Information

System Morphometric Analysis and Statistics in Italian Badlands. Land Degrad. Develop., 27, 851-862.

Caraballo-Arias N.A., Ferro V. (2016) - Assessing, measuring and modelling erosion in calanchi areas: a review". Journal of Agricultural Engineering, 47(4), 181-190.

Carreras Gómez S. (2023) - Assessment of agricultural land degradation due to erosion processes by piping from historical landscape reconstruction using automated photogrammetry techniques. Máster en Ordenación Territorial y Medioambiental Universidad de Zaragoza.

Coney P.J., Muñoz J.A., McKlay K.R., Evenchick C.A. (1996) - Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the Southern Pyrenees foreland fold-thrust belt, J. Geol. Soc. London, 153, 9-16.

Conoscenti C., Angileri S., Cappadonia C., Rotigliano E., Agnesi V., Märker M. (2014) - Gully erosion susceptibility assessment by means of GIS-based logistic regression: A case of Sicily (Italy). Geomorphology, 204, 399-411.

Constante A. (2009) - Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del sector central del valle del Ebro. Unpublished doctoral thesis. Universidad de Zaragoza.

Constante A., Peña J.L., Muñoz A., Picazo J. (2010) - Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late Holocene in the central Ebro Valley, northeast Spain. The Holocene, 21(2), 275-286.

Contillo L., Dimola G., Corrado G., Gioia D., Schiattarella M. - Geomorphometric analysis and comparison of mass movements of two adjacent river basins of southern Italy: climate vs tectonic forcings. Sottoposto per la stampa a Environmental Earth Sciences.

Contillo L., Corrado G., Giannandrea P., Schiattarella M. (2026) - Codifying a database framework of climate change geomorphological *marker*: a study case from southern Italy. Bulletin of Geography. Physical Geography Series, 30, 5-23.

Contillo L., Dimola G., Corrado G., Giannandrea P., Schiattarella M. - Analyzing very short-term slope evolution by geomorphic indices and satellite-based data: a paradigmatic example from southern Italy. Sottoposto per la stampa a Zeitschrift fuer Geomorphologie.

Corrado G., Di Leo P., Giannandrea P., Schiattarella M. (2017) - Constraints on the dispersal of Mt. Vulture pyroclastic products: implications to mid-Pleistocene climate conditions in the foredeep domain of Southern Italy. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, 23(2), 171-182.

Cotecchia V., Ricchetti E., Polemio M. (1991) - Studio delle caratteristiche morfoevolutive del fondovalle del F. Basento fra Pisticci e la foce, finalizzato all'ottimizzazione dell'intervento antropico. Mem Soc Geol Ital, 47, 587-608.

Creus J. & Gil M. (2001) - Clima. In: Ministerio de Ciencia y Tecnología (Ed.), Instituto Geológico y Minero de España. El medio físico y su peligrosidad en un sector del Pirineo Central, Madrid, pp. 39-41.

De Lorenzo G. (1899) - Studio geologico del Monte Vulture. Atti Acc. Sc. fis. e mat., s. 2a, vol. X(1), 1-208. Napoli, 1899.

De Stefano A., Lorusso M. (2000) - L'analisi dei dati pluviometrici in Basilicata. Conosc. La Basilicata, 1, 1-8.

Ferrer V., Errea P., Alonso E., Gómez-Gutiérrez A., Nadal-Romero E. (2017) - A multiscale approach to assess geomorphological processes in a semiarid badland area (Ebro Depression, Spain). Cuadernos De Investigación Geográfica, 43(1), 41-62.

Gaitán E., Monjo R., Pórtoles J., Pino-Otín Mª R. (2019) - Projection of temperatures and heat and cold waves for Aragón (Spain) using a two-step statistical downscaling of CMIP5 model outputs. Science of The Total Environment, 650, 2778-2795.

Garcia-Castellanos D., Vergés J., Gaspar-Escribano J., Cloetingh S. (2003) - Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), J. Geophys. Res., 108, 2347.

García-Ruiz J.M., Martínez Castroviejo R., Gómez Villar A. (1990) - La exportación de sedimentos por la red fluvial en áreas de montaña. In: García-Ruiz J.M. (ed.), Geoecología de las áreas de montaña, Geoforma, Logroño, 220 p.

García-Ruiz J.M. & Lasanta T. (2018) - El Pirineo Aragonés como paisaje cultural. Pirineos, 173.

Giannandrea P., La Volpe L., Principe C., Schiattarella M. (2006) - Unità stratigrafiche a limiti inconformi e storia evolutiva del vulcano medio-pleistocenico di Monte Vulture (Appennino meridionale, Italia). Bollettino Società Geologica Italiana, 125, 67-92.

Gioia D., Corrado G., Contillo L., Minervino Amodio A., Schiattarella M. - Geostatistics and control factors of landslide processes in southern Italy: insights from a regional inventory and landscape metrics. Sottoposto per la stampa a Natural Hazards.

González-Sampériz P. (2004) - Evolución paleoambiental del sector central de la cuenca del Ebro durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. Instituto Pirenaico de Ecología, 210.

Lavecchia G., Schiattarella M., Tropeano M. (2003) - Paesaggi geologici e linee guida per l'individuazione dei geositi in Basilicata. Geologia dell'ambiente. Periodico della Sigea, suppl. 1, 53-54.

Lewis C.J., Vergés J., Marzo M. (2000) - High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. Tectonics, 19, 86-102.

Llena M., Carreras S., Bernatek-Jakiel A., Ollero A., Nadal-Romero E. (2024) - Agricultural land abandonment linked to pipe collapse and *gully* development: Reconstruction from archival SfM and LiDAR datasets, Geoderma, 449, 1-15.

Lorente A., García-Ruiz J.M., Beguería S., Arnáez J. (2002) – Factors explaining the spatial distribution of hillslope debris flows. Mountain Research and Development, 22, 32-39.

Nadal-Romero E. (2011) - Las áreas de Cárcavas (*Badlands*) como fuente de sedimento en cuencas de montaña: procesos de meteorización, erosión y transporte en margas del Pirineo Central. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza.

Nadal-Romero E., Latron J., Lana-Renault N., Serrano-Muela P., Martí-Bono C., Regüés D. (2008a) – Temporal variability in hydrological response within a small catchment with badland areas, Central Pyrenees. Hydrological Science Journal, 53, 629-39.

Nadal-Romero E., Latron J., Martí-Bono C., Regüés D. (2008b) - Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: the Araguás catchment, Central Pyrenees. Geomorphology, 97, 601-16.

Nadal-Romero E., Regüés D., Martí-Bono C., Serrano-Muela P. (2007) - *Badlands* dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes. Earth Surfaces Processes and Landforms, 32(6), 888-904.

Nadal-Romero E., Regüés D., Martí-Bono C., Serrano P., Lana-Renault N. (2004) – Regolith development and dynamics in a Pyrenean badland area: methodology and preliminary results.

In: Tropeano D., Arattano M., Maraga F., Pelissero C. (eds.), Progress in surface and subsurface water studies at the plot and small basin scale, Eurpean Network of Representative Basins, Torino, 284-287.

Palmeri V., Di Stefano C., Guida G., Nicosia A., Ferro V. (2024) - Monitoring the temporal evolution of a Sicilian badland area by unmanned aerial vehicles. Geomorphology, 466, 109443.

Patacca E., Scandone P. (2007) - Geology of the Southern Apennines. Bollettino della Società Geologica Italiana, Special Issue, 7, 75-119.

Peña J.L., Chueca J., Julián A., Echeverría M.T. (1996) - Reconstrucciones paleoambientales en el sector central de la Depresión del Ebro a partir de rellenos de valle y conos aluviales. In: Pérez-Alberti A., Martini P., Chesworth W., Martínez-Cortizas A. (eds), Dinámica y evolución de medios cuaternarios. 291-307.

Peña J.L., Julián A., Chueca J., Echeverría M.T., Ángeles G. (2004) - Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología. In: Peña J.L., Sánchez M., Longares L.A. (eds), Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. University Zaragoza e Institute Fernando el Católico, 289-302.

Peña-Monné J.L., Sampietro-Vattuone M.M., Picazo-Millán J.V., Longares-Aladrén L.A., Pérez-Lambán F., Sancho-Marcén C., Fanlo J. (2023) - Morphosedimentary and geoarchaeological records during the last 1400 years in the Ebro Depression (NE Spain) and their paleoenvironmental interpretation. The Holocene, 33 (4), 400-415.

Quirantes J. (1978) - Estudio sedimentológico del Terciario continental de los Monegros. Institute Fernando el Católico.

Ribalaygua J., Pino Mª R., Pórtoles J., Roldán E., Gaitán E., Chinarro D., Torres L. (2013) - Climate change scenarios for temperature and precipitation in Aragón (Spain). Science of The Total Environment, 463-464, 1015-1030.

Samela C., Imbrenda V., Coluzzi R., Pace L., Simoniello T., Lanfredi M. (2022) - Multi-Decadal Assessment of Soil Loss in a Mediterranean Region Characterized by Contrasting Local Climates. Land, 11, 1010.

Schiattarella M., Beneduce P., Di Leo P., Giano S., Giannandrea P., Principe C. (2005) - Assetto strutturale ed evoluzione morfotettonica quaternaria del vulcano del Monte Vulture (Appennino lucano). Bollettino Società Geologica Italiana, 124, 543-562.

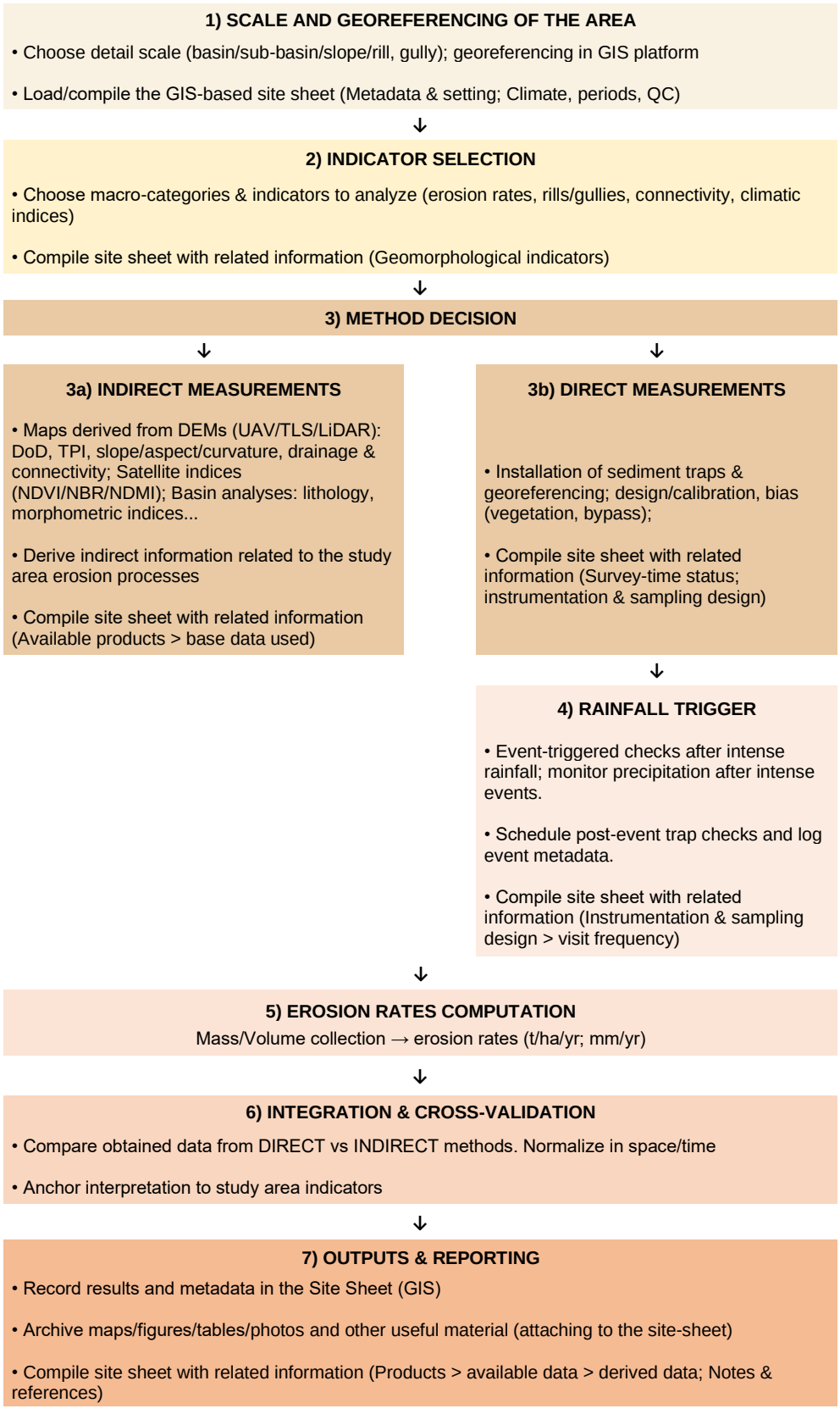
Schiattarella M., Beneduce P., Pascale S. (2004) - Comparazione tra i tassi di erosione e sollevamento dell'Appennino Lucano: l'esempio della fiumara di Tito e Picerno. Bollettino dell'A.I.C., 121-122.

Tropeano M., Sabato L., Pieri P. (2002) - Filling and cannibalization of a foredeep: Bradanic Trough, Southern Italy. Geological Society, London, Special Publications, 191, 5579.

Tropeano M., Sabato L., Schiattarella M. (2020) - Guide Geologiche Regionali – Basilicata, 14. Suppl. n. 1, It. J. Geosci, 140. Società Geologica Italiana, Roma, 161-180.

Appendice A

A.1 Protocollo procedurale



A.2 Database degli indicatori geomorfologici del cambiamento climatico

Id_ macro	Macro-category	Key geomorphological indicator of climate change in Mediterranean semi-arid areas	Description	Spatial scale of the investigation	Temporal scale of the process	Type of detection/data sources (e.g., field research, equipment measures, remote sensing, historical research)	Basic references
1	**Fluvial morphological changes**	Channel bed modifications (sinuosity/confinement/connectivity index; channel width/length; channel bed elevation; channel pattern)	To analyze physical and morphological changes in river courses in response to climatic and anthropogenic factors.	Watershed to regional	From decades to centuries (short-term processes)	Map and multi-temporal aerial photo comparison and historical research; remote sensing; desktop study; in situ measurements	Rinaldi et al., 2011, 2016; Scorpio et al., 2015; Molliex et al., 2016; Fryirs & Brierley, 2018; de Musso et al., 2020; Mandarino, 2022; Papangelakis et al., 2023; Zingaro et al., 2022; Magliulo et al., 2023; Pavlek, 2023
2	**Accelerated erosion**	Accelerated erosion landforms/soil erosion processes (*rill*ing, *gully*ing)	To monitor the formation of erosion features like *rill*s and *gullie*s, indicative of accelerated soil loss.	Local	From years to decades (very short-term processes)	In situ measurements; desktop study; aerial photo; remote sensing; mapping and morphometric analysis; modelling techniques	Piccarreta et al., 2005, 2012; Ciccacci et al., 2008; Cerdan et al., 2010; Nadal-Romero, 2011; Faulkner 2013; Vergari et al., 2013; Dewitte et al., 2015; Vergari 2015; Aucelli et al., 2014; Fernandes et al., 2017; Moreno-de las Heras & Gallart, 2018; Vergari et al., 2019; Bufalini et al., 2022; Ciccolini et al., 2024; Cignetti et al., 2025
3	**Erosion rates**	a. Sediment yield at badland outlet a.1 - Vegetated slope a.2 - Bare slope a.3 - Slope angle less than the angle of repose a.4 - Slope angle greater than the angle of repose	To measure sediment quantity and eroded volumes, helping to understand the intensity of erosion processes in various contexts.	Local to watershed	From years to decades (very short-term processes)	In situ measurements (e.g., sediment traps); desktop study; aerial photo; remote sensing; mapping; modelling techniques	Schiattarella et al., 2004; Beguería Portugués 2005; Barnard et al., 2006; Clarke & Rendell, 2006; Ciccacci et al., 2008; Nadal-Romero 2011; Cappadonia et al., 2016; Aucelli et al., 2012; Piccarreta et al., 2012; Mueller & Pitlick, 2013; Frankl et al., 2015; Guerra & Lazzari, 2020; Millares et al., 2020; Stark et al., 2020; Coratza & Parenti, 2021;

		b. Sediment yield at *gully* outlet			From years to decades (very short-term processes)	In situ measurements (e.g., sediment traps); desktop study; aerial photo; remote sensing; mapping; modelling techniques	Guida et al., 2024; Palmeri et al. 2024; Wang et al., 2024
		b.1 - Vegetated slope					
		b.2 - Bare slope					
		b.3 - Slope angle less than the angle of repose					
		b.4 - Slope angle greater than the angle of repose					
		c. Sediment yield at the base of the slopes prone to sheet washing and *rill*ing (ephemeral streams outlet)			From years to decades (very short-term processes)	In situ measurements (e.g., sediment traps); desktop study; aerial photo; remote sensing; mapping; modelling techniques	
		c.1 - Vegetated slope					
		c.2 - Bare slope					
		c.3 - Slope angle less than the angle of repose					
		c.4 - Slope angle greater than the angle of repose					
		d. Eroded volumes with respect to different base levels (in main river basins)			10^4-10^5 years (mid- to long-term processes)	Mapping and desktop study	
		e. Mean annual suspended sediment yield (in main river basins)			10^3-10^4 years (mid-term processes)	Mapping and desktop study	
4	**Sedimentation rates**	a. River channel sedimentation (coarse-grained channel deposits and fine-grained overbank sediments)	To assess sediment accumulation in different geomorphological settings and their correlation with anthropogenic and climatic activities.	Local to watershed	10^3-10^4 years (mid-term processes)	Field survey and measurements; remote sensing	Coppus & Imeson, 2002; Beguería Portugués 2005; Nadal-Romero et al., 2008; Nadal-Romero 2011; Piccarreta et al., 2012; Mueller & Pitlick, 2013; Savi et al., 2020
		b. Downslope sedimentation in fan environments (alluvial fans)			10^3-10^5 years (short- to long-term processes)	Field survey and measurements; remote sensing	
		c. Sedimentation rate related to archaeological sites			10^2-10^3 years (short-term processes)	Field survey and measurements; remote sensing	
5	**Sediment connectivity**	Sediment connectivity evolution	To analyze sediment transport and deposition patterns across fluvial landscapes.	Watershed to regional	10^2-10^3 years (short-term processes)	Field and desktop studies	Fryirs & Brierley, 2001; Hooke, 2003; Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Najafi et al., 2021; Liu et al., 2022
6	**Climatic indicators**	Rainfall/temperature multi-temporal values; dry/wet periods distribution; flood events frequency	To provide information on climate change and its interaction with geomorphic processes.	Regional to global	From years to decades (very short-term processes)	Archive data and desktop study	http://www.scia.isprambiente.it/wwwrootscia/scia.html; http://valori-climatici-normali.isprambiente.it/; https://www.i4ccs.com/; https://esdac.jrc.ec.europa.eu/content/global-rainfall-erosivity; https://www.drought.gov/data-maps-tools/global-gridded-standardized-precipitation-index-spi-

							cmorph-daily; https://climate.copernicus.eu/; https://www.ipcc.ch/; https://lcsc.csic.es/
7	**Drainage density**	Drainage density (Dd) variations	To assess changes in drainage networks and hydrological structures indicative of climatic and geomorphic alterations.	Watershed to regional	From decades to centuries (short-term processes)	Mapping and desktop study	Collins & Bras, 2010; Clubb et al., 2016; Gao et al., 2022
8	**Vegetation indicators**	Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Normalized Difference Moisture Index (NDMI).	To analyze changes in vegetation cover and soil moisture, useful for monitoring desertification.	Local to regional	From years to decades (very short-term processes)	Satellite data archives; remote sensing; desktop study	Oueslati et al., 2013; Bufalini et al., 2022; Wu et al., 2023 ; Shah et al., 2024
9	**Slope instability**	Mobilized material volumes; movement speed; landslide index; frequency of landslides occurrency	To monitor gravitational processes and slope destabilization in contexts vulnerable to climatic or anthropogenic factors.	Local to regional	From years to decades (very short-term processes)	Satellite data archives; regional datasets; field and desktop study	Galli et al., 2008; Soldati & Borgatti, 2009; Crozier, 2010; Vergari et al., 2011; Conforti et al. 2014; Santangelo et al., 2013; Lazzari & Gioia, 2016; Pellicani et al., 2017
10	**Micro-topography characteristic and surface rock fragments**	a. Rock fragments (RFs) estimation; stone cover	To assess the effects of rock fragment cover on the intensity of soil erosion processes; computation of surface percentage covered by rock fragments (>2 mm), to assess soil protection or degradation levels.	Local	From years to decades (very short-term processes)	Multispectral satellite imagery; photointerpretation; Visual estimation methods (VE); image acquisition tools and image processing techniques, e.g., soil profile imaging method (PI); in situ measurement	Bunte & Poesen, 1993; Poesen et al., 1994; Poesen et al., 1997; De Figueiredo & Poesen, 1998; Van Wesemael et al., 2000; Cerdà, 2001; Nyssen et al., 2002; Govers et al., 2006; Katra et al., 2008; Martínez-Zavala, 2008; Zavala et al., 2010; Smets et al., 2011; Jiang et al., 2020
		b. Surface roughness	To measure microtopographic variability, indicating erosion potential, *runoff* behaviour, and surface water retention capacity.	Local	From years to decades (very short-term processes)	Derived from high-resolution DSM/DTM (LiDAR, SfM, UAV)	
		c. Microtopographic patterns and micro-depressions	To identify small-scale forms such as clods, shallow pits, and micro-undulations that affect water concentration and surface flow dynamics.	Local	From years to decades (very short-term processes)	UAV surveys, LiDAR, orthorectified imagery analysis	
		d. Rock mantle stability	To assesses the mobility of surface rock layers and detrital covers, indicating the likelihood of erosion under extreme rainfall or wind conditions.	Local	From years to decades (very short-term processes)	Field observations, repeat photography or surveys, post-event assessments	
		e. Rock fragment density and orientation	To interpret dominant sediment	Local to watershed	From years to decades (very short-term	GIS vector analysis, UAV surveys, high-resolution satellite	

			transport directions or accumulation processes, through spatial analysis of rock fragment distribution and alignment.		processes)	imagery	

A.3 Template scheda-sito

Field	Standard operational definition	Unit / Format	Example
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	*fosso_salati_upper/1*
site_name	Site name	text	*Fosso di Salati (upper reach)*
location	Country/Region where the site is located	text	*Italy, Basilicata*
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	*Bradano › Fosso di Salati*
CRS	Coordinate reference system	EPSG	*EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)*
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	*637009; 4496690*
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	*111,4*
area	Site area	ha/km²	*1,98*
mean slope	Mean slope	degrees (°)	*8,3*
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	*Sub-Apennine clays (Plio–Pleistocene)*
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	*croplands/bare areas/herbaceous*
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	*Matera — 634832; 4502238; 475 m a.s.l.*
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	*semi-arid*
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	*1951-2023*
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	*1951–2023 (long-term trend); 2013–2023 (detail)*
climate QC (Climpact)	QC rules and status	short text + log	*post-QC; anni incompleti esclusi; PR≥1 mm; log archiviati*
annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	*~530*

annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	*16,7*
recent extreme events (history))	Key events recorded (last 5 years	list with date/indicator	*23/26-10-2020*
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	*herbaceous (40–60%)*
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	*Fire (2013 and 2020)*
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	*none*
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	*limited (private property)*
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	*Accelerated erosion (rilling, gullying…)*
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	*Hillslope sediment traps; climate series; GIS-based approaches; morphometric indices; satellite remote sensing*
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	*partial (turbidity sensor under calibration)*
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	*Open-top + fixed-grid sediment traps; n=2; 25 m; monthly*
5) Products			
available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	*DEM 5 m (2013); UAV-DEM 0.02 m (2025); DoD (2013–2025); TPI*
6) Geomorphological indicators (from database)			

geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	*Fluvial morphology; accelerated erosion; erosion rates; climatic indicators*
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	*PR 2003 partial; DEM mosaicked; UAV missing*
references / figures	Supporting figures/tables/maps	text, list	*Fig. 30; Fig. 31; Tab. 26*
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	*Capolongo et al., 2008a; Schiattarella et al., 2008*

A.4 Scheda sito: Sottobacino Fosso di Salati

Finanziato dall'Unione europea NextGenerationEU · Ministero dell'Università e della Ricerca · Italiadomani · tech4you			
Sottobacino Fosso di Salati (ID 1)			
Field	**Standard operational definition**	**Unit / Format**	**Site information**
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	1
site_name	Site name	text	Sottobacino Fosso di Salati (porzione alta)
location	Country/Region where the site is located	text	Italia, Basilicata
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	Bradano (sinistra orografica) › Fosso di Salati
CRS	Coordinate reference system	EPSG	EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	4496690; 637009
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	168,57
area	Site area	ha/km²	198,2/1,98
mean slope	Mean slope	degrees (°)	14,9
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	Argille con con intercalazioni di sabbie (Plio-Pleistocene)
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	coltivi/aree nude/erbacee
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	Matera — 634832; 4502238; 475 m s.l.m.; Bradano a S. Lucia — 633666,544; 4493857,706; 70 m s.l.m.)
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	semi-arido
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	1951-1972/ 1985-2023
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	1951–2023 (trend lunga durata); 2013–2023 (dettaglio)
climate QC	QC rules and status	short text + log	post-QC; anni

(Climpact)			incompleti esclusi; PR≥1 mm; log archiviati
annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	~530
annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	16,7
recent extreme events (history)	Key events recorded (last 5 years)	list with date/indicator	
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	erbacea
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	Incendi (2013 e 2020)
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	nessuno
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	nessuno
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	Erosione lineare (*rills*), arretramento scarpate, deposizione colluviale; elevata connettività idrologica
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	Trappole per sedimenti di versante; serie climatiche; approcci GIS-based; indici morfometrici; teleril. satellitare
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	piena funzionalità
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	Trappole per sedimenti (open top grid + fixed grid); n. 2; 01/11/2025; 637535,63 m, 4496883,19 m (open-top grid); 637519,52 m, 4496864,38 m (fixed grid); monitoraggio: 13/11/2025
5) Products			

available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	LiDAR DEM 2013 (5 m); immagini Sentinel-2 L1C (Copernicus Browser)
6) Geomorphological indicators			
geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	Morfologia fluviale; erosione accelerata; tassi di erosione; indici climatici; connettività idrologica
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	Per i monitoraggi di breve periodo e le uscite in campo sono stati utilizzati i dati di precipitazione delle stazioni di Matera e Bradano a S. Lucia (quest'ultima non utilizzata per le analisi di lungo periodo)
supporting material	Supporting figures/tables/maps	text, list	Sketch map geologica (Fig. 48); istogrammi dati climatici (Fig. 49); mappe con parametri morfometrici (Fig. 50 e Fig. 51); dati satellitari (da Fig. 52 a Fig. 57); collocazione delle sediment traps (Figure 84, 85)
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	Capolongo et al., 2008a,b; Azzilonna et al., 2023; Schiattarella et al., 2008; 2024

A.5 Scheda sito: Sottobacino in località Le Vigne

Finanziato dall'Unione europea NextGenerationEU	Ministero dell'Università e della Ricerca	Italiadomani	tech4you

Sottobacino in località Le Vigne (ID 10)			
Field	**Standard operational definition**	**Unit / Format**	**Site information**
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	10
site_name	Site name	text	Le Vigne catchment
location	Country/Region where the site is located	text	Italia, Basilicata
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	Basento (sinistra idrografica)
CRS	Coordinate reference system	EPSG	EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	626936; 4486786
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	260,19
area	Site area	ha/km²	90/0,9
mean slope	Mean slope	degrees (°)	33,4
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	Argille con con intercalazioni di sabbie (Plio-Pleistocene)
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	aree nude/erbacee
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	Ferrandina SP - 623061,2; 4482713,2; 486 m s.l.m.
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	semi-arido
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	1951-1972/ 1997-2023
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	1951–2023 (trend lunga durata)
climate QC (Climpact)	QC rules and status	short text + log	post-QC; anni incompleti esclusi; PR≥1 mm; log archiviati

annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	~515
annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	16,4
recent extreme events (history)	Key events recorded (last 5 years)	list with date/indicator	
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	erbacea discontinua; suolo nudo su scarpate e incisioni
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	Incendio (2008, 2012)
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	nessuno
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	nessuno
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	Processi fluviali, erosione lineare (*rills*), arretramento scarpate, deposizione colluviale; elevata connettività idrologica
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	Serie climatiche; approcci GIS-based; tecniche geomatiche; DoD; TPI
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	--
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	--
5) Products			

available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	UAV-DEM 2025 (0,02 m); LiDAR DEM 2013 (0,02 m); DoD (2013–2025); TPI 2013/2025; slope/aspect; gerarchizzazione del reticolo (Strahler)
6) Geomorphological indicators			
geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	Morfologia fluviale; erosione accelerata; tassi di erosione/sedimentazione; indici climatici
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	Possibile *bias* da vegetazione (LiDAR vs UAV)
supporting material	Supporting figures/tables/maps	text, list	Sketch map geologica (Fig. 61); Mappe tematiche 2013/2025 (Fig. 62); DoD (Fig. 63); TPI (Fig. 64); dettagli area test
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	Capolongo et al., 2008a,b; Azzilonna et al., 2023; de Musso et al., 2020; Schiattarella et al., 2008; 2024; Zingaro et al., 2022

A.6 Scheda sito: Cava in argilla in località Macchia del Cerro

Finanziato dall'Unione europea NextGenerationEU · Ministero dell'Università e della Ricerca · Italiadomani · tech4you			
Cava in argilla località Macchia del Cerro - agro Garaguso (ID 11)			
Field	**Standard operational definition**	**Unit / Format**	**Site Information**
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	11
site_name	Site name	text	Cava Macchia del Cerro
location	Country/Region where the site is located	text	Italia, Basilicata
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	Basento (destra idrografica)
CRS	Coordinate reference system	EPSG	EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	604971; 4493770
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	299,28
area	Site area	ha/km²	5,9/0,06
mean slope	Mean slope	degrees (°)	23,6
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	argille con con intercalazioni di sabbie (Plio-Pleistocene)
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	cava/aree estrattive
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	Grassano SP; 607400,5; 4498793,1; 542 m s.l.m.
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	semi-arido
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	1951-1972/ 1986-2023
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	1951–2023 (trend lunga durata)
climate QC (Climpact)	QC rules and status	short text + log	post-QC; anni incompleti esclusi; PR≥1 mm; log

			archiviati
annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	~605
annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	15,6
recent extreme events (history)	Key events recorded (last 5 years)	list with date/indicator	
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	prevalenza suolo nudo; erbacea sparsa
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	Frana: comparsa 2018–2022
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	nessuno
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	nessuno
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	*sheet-wash*; *rill/gully*; crolli/locali scorrimenti; *piping*; fenomeni gravitativi; tendenza a evoluzione calanchiva
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	Serie climatiche; approcci GIS-based; tecniche geomatiche; DoD; TPI
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	piena funzionalità
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	Trappola per sedimenti (open-top grid + fixed grid); n.2; 20/10/2025; 604948,291; 4493737,155 (open-top grid); 605010,587; 4493821,303 (fixed grid); monitoraggio: 13/11/2025
5) Products			

available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	UAV-DEM 2025 (0,02 m); LiDAR DEM 2013 (0,4 m); DoD (2013–2025); TPI 2013/2025; slope/aspect; gerarchizzazione del reticolo (Strahler)
6) Geomorphological indicators			
geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	Erosione accelerata; tassi di erosione/sedimentazione; indici climatici; connettività idrologica; instabilità di versante
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	Risoluzione diversa DEM (0,40 vs 0,02 m) e vegetazione introducono *bias*; co-registrazione su superfici stabili senza resampling su griglia comune
supporting material	Supporting figures/tables/maps	text, list	Sketch map geologica (Fig. 65); Foto dettagli di forme di erosione accelerata (Fig. 66); Mappe tematiche 2013/2025 (Fig. 67); Immagini storiche da Google Earth, con evoluzione del corpo di frana (Fig. 68); Foto di dettaglio del versante orientale (Fig. 69); Analisi DoD + TPI (Fig. 70, Fig. 71); Collocazione delle sediment traps (Fig. 80)
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	Capolongo et al., 2008a,b; Azzilonna et al., 2023; de Musso et al., 2020; Schiattarella et al., 2008; 2024; Zingaro et al., 2022

A.7 Scheda sito: Versante antropico in località Grassano-Garaguso

Finanziato dall'Unione europea NextGenerationEU · Ministero dell'Università e della Ricerca · Italiadomani · tech4you			
Versante antropico in località Grassano-Garaguso (ID 12)			
Field	**Standard operational definition**	**Unit / Format**	**Site Information**
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	12
site_name	Site name	text	Grassano-Garaguso railway station artificial slope
location	Country/Region where the site is located	text	Italia, Basilicata
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	Basento (destra idrografica)
CRS	Coordinate reference system	EPSG	EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	605729; 4493959
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	263,83
area	Site area	ha/km²	1,0/0,01
mean slope	Mean slope	degrees (°)	27,2
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	Argille con con intercalazioni di sabbie (Plio-Pleistocene)
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	aree artificiali (versante antropico/infrastrutture)
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	Grassano SP; 607400,5; 4498793,1; 542 m s.l.m.
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	semi-arido
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	1951-1972/ 1986-2023
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	1951–2023 (trend lunga durata)
climate QC (Climpact)	QC rules and status	short text + log	post-QC; anni incompleti esclusi;

			PR≥1 mm; log archiviati
annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	~605
annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	15,6
recent extreme events (history)	Key events recorded (last 5 years)	list with date/indicator	
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	scarsa/erbacea suolo prevalentemente nudo
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	gradinate
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	*Rill*ing/*gully*ing; erosione concentrata nelle incisioni; ridistribuzione cut-fill
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	Trappole per sedimenti; serie climatiche; approcci GIS-based; tecniche geomatiche; DoD; TPI
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	piena funzionalità
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	Trappola per sedimenti (open-top grid); n.1; 20/10/2025; 605770,903; 4493924,581; monitoraggio: 13/11/2025
5) Products			

available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	UAV-DEM 2025 (0,02 m); DEM 2013 (0,02 m); DoD (2013–2025); slope/aspect; DoD (2013–2025); TPI 2025; gerarchizzazione del reticolo (Strahler)
6) Geomorphological indicators			
geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	Erosione accelerata; tassi di erosione/sedimentazione; indici climatici; connettività idrologica
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	Estrazione TPI/topografia 2013 difficoltosa; possibili *bias* da vegetazione e differenze sensore; difficoltà di installazione delle sediment traps a causa dello stato di elevata compattazione delle argille
supporting material	Supporting figures/tables/maps	text, list	Sketch map geologica (Fig. 72); Mappe tematiche 2025 (Fig. 73); Analisi DoD + TPI (Fig. 74, Fig. 75); collocazione delle sediment traps (Fig. 81)
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	Capolongo et al., 2008a,b; Azzilonna et al., 2023; de Musso et al., 2020; Schiattarella et al., 2008; 2024; Zingaro et al., 2022

A.8 Scheda sito: Versante calanchivo in località Grassano-Garaguso

Versante calanchivo in località Grassano-Garaguso (ID 13)			
Field	**Standard operational definition**	**Unit / Format**	**Site Information**
1) Metadata & setting			
site_id	Unique site identifier	string (snake_case) or alphanumeric code	13
site_name	Site name	text	Grassano–Garaguso — versante calanchivo
location	Country/Region where the site is located	text	Italia, Basilicata
basin / sub-basin	Hydrographic basin the site belongs to	text	Basento (sinistra idrografica)
CRS	Coordinate reference system	EPSG	EPSG:25833 (ETRS89 / UTM 33N)
coordinates	Planar coordinates of the reference point (e.g., centroid)	X; Y (m)	605514; 4495397
mean elevation	Mean site elevation	m a.s.l.	257.8
area	Site area	km²	0,98/0,01
mean slope	Mean slope	degrees (°)	63.5
dominant lithology	Predominant geological unit	controlled geologic vocabulary	Argille con con intercalazioni di sabbie (Plio-Pleistocene)
land use/land cover	Dominant class (CORINE or adopted legend)	category	aree nude/calanchi
2) Climate, periods & QC			
reference climate station(s)	Station(s) used for PR, TX, TN	name; X; Y; elevation	Grassano SP; 607400,5; 4498793,1; 542 m s.l.m.
climatic regime	Synthetic climatic class	{semi-arid, sub-humid, …}	semi-arido
registration period(s)	Time windows of data registration	YYYY–YYYY	1951-1972/ 1986-2023
analysed period(s)	Time windows used	YYYY–YYYY	1951–2023 (trend lunga durata)
climate QC (Climpact)	QC rules and status	short text + log	post-QC; anni incompleti esclusi; PR≥1 mm; log

			archiviati
annual mean PRCP	Mean annual value of precipitations	mm/y	~605
annual mean T	Mean annual value of temperature	degrees (°)	15,6
recent extreme events (history)	Key events recorded (last 5 years)	list with date/indicator	
3) Survey-time status			
vegetation cover status	Dominant cover and density at survey time	{bare, sparse, herbaceous, shrub, mixed, cropland} + est. %	prevalenza suolo erbacea sparsa
exceptional events	Types of relevant extraordinary events (floods, fires, landslides…)	text, list	
anthropic interventions / mitigation	Works/practices affecting *runoff*/erosion	{none, drains, check-dams, revegetation}	nessuno
access / permits	Logistical or permitting constraints	{none, limited, restricted} + note	nessuno
Geomorphic active process(es)	Processes observed at the site	text	Processi calanchivi attivi, erosione lineare, deposizione colluviale; elevata connettività idrologica
4) Instrumentation & sampling design			
instrumentation used	Types of direct/indirect measurement tools/approaches	text, list	Serie climatiche; approcci GIS-based; tecniche geomatiche; DoD; TPI
instrumentation status	Operational status at survey time	{fully operational, partial, not operational} + note	piena funzionalità
sampling design	In-situ measurement design	type (e.g., *sediment traps, erosion pins*..); no. of instruments; installation data; X,Y (m); spacing; visit frequency (+ date)	Trappola per sedimenti (fixed grid); n.1; 20/10/2025; 605572,016; 4495349,704; monitoraggio: 13/11/2025
5) Products			

available products	Base data used (DEM, topo maps, orthophotos, satellite imagery…) and derived products (DoD, TPI, geomorphon, morphometric maps…)	text, list	UAV-DEM 2025 (0,02 m); LiDAR DEM 2013 (0,3 m); DoD (2013–2025); TPI 2013/2025; slope/aspect; gerarchizzazione del reticolo (Strahler)
6) Geomorphological indicators			
geomorphological indicators	Macro-categories analysed (catalog id_macro)	text, id_macro	Erosione accelerata; tassi di erosione/sedimentazione; indici climatici; connettività idrologica
7) Notes & references			
notes	Data anomalies/gaps/flags limiting interpretation	text	Risoluzione diversa DEM (0,30 vs 0,02 m) e vegetazione possono introdurre *bias*
supporting material	Supporting figures/tables/maps	text, list	Sketch map geologica (Fig. 76); Mappe tematiche 2013/2025 (Fig. 77); Analisi DoD + TPI (Fig. 78, Fig. 79); Collocazione delle sediment traps (Fig. 82)
local literature	Existing references for the site/area	short citations (author/year)	Capolongo et al., 2008a,b; Azzilonna et al., 2023; de Musso et al., 2020; Schiattarella et al., 2008; 2024; Zingaro et al., 2022